

BACHELOROPPGAVE

Utviklingen av dreneringssystemet på Storbrean gjennom en ablasjonssesong

- basert på vannføringsdata, meteorologiske data og feltundersøkelse med sporstoffmålinger

av

110 Stine Marie Østbø
121 Marianne Kjøllesdal Sundal

Evolution of the drainage system at Storbrean glacier, Norway during an ablation season

- based on discharge measurements, meteorological data and dye trace experiments

Geologi og Geofare

GE 491

Juni 2015



Avtale om elektronisk publisering i Høgskulen i Sogn og Fjordane sitt institusjonelle arkiv (Brage)

Jeg gir med dette Høgskulen i Sogn og Fjordane tillatelse til å publisere oppgaven (Skriv inn tittel) i Brage hvis karakteren A eller B er oppnådd.

Jeg garanterer at jeg er opphavsperson til oppgaven, sammen med eventuelle medforfattere. Opphavsrettslig beskyttet materiale er brukt med skriftlig tillatelse.

Jeg garanterer at oppgaven ikke inneholder materiale som kan stride mot gjeldende norsk rett.

Ved gruppeinnlevering må alle i gruppa samtykke i avtalen.

110 Stine Marie Østbø

JA X NEI___

121 Marianne Kjøllesdal Sundal

JA X NEI__

Forord

Denne oppgaven markerer slutten på en 3-årlig bachelorutdannelse i Geologi og geofare ved Høgskulen i Sogn og Fjordane. Oppgaven ble valgt i mai 2014, og arbeidet startet med feltarbeid den påfølgende høsten. Vi var i felt over tre perioder, en gang på Austerdalsbreen i Veitastrond og to ganger til Storbreen i Jotunheimen. Det har vært en lærerik reise og vi sitter igjen med mye ny kunnskap og gode minner som vi vil ta med oss videre i studier og arbeidsliv.

Vi vil først og fremst takke vår dyktige veileder Mette Kusk Gillespie, som alltid har holdt døren åpen og hjulpet oss gjennom hele prosessen. Vi vil også takke Simon de Villiers for god hjelp i deler av feltarbeidet, Norges vassdrags- og energidirektorat ved Liss M. Andreassen for vannføringsdata og HiSF for lån av breutstyr til felarbeid.

Til slutt vil vi takke medstudentene Christine T. Kollsgård, Kristin B. Lome og Marta Lidström for gode diskusjoner om sporstoffmålinger.

Sogndal 30.05.15

Marianne Kjøllesdal Sundal

Stine Marie Østbø

Sammendrag

Isbreer preger den norske naturen, og de har en estetisk verdi som fascinerer både lokale og turister. Med et økende energibehov opp gjennom årene har også breene blitt en viktig ressurs for energiproduksjon fra vannkraft i Norge. Isbreer responstid på endringer i klima er relativt rask, og de har blitt forsket mye på i takt med et økende fokus på klimaforandringer som Jorden står ovenfor i dag. De opererer også som et historisk lager, hvor breers indre har informasjon om forhold som har vært i fortiden. Massebalansen til breer gjenspeiler årlige variasjoner i klima, hvor nedbør i form av snø om vinteren og smelte om sommeren spiller en stor rolle. Målet med oppgaven er å finne ut hvordan dreneringssystemet på en alpin bre som Storbreen utvikles i løpet av en ablasjonssesong, og i større detalj dets karakter på sensommeren.

Oppgaven er basert på tolkning av vannføring- og meteorologiske data samt resultater fra sporstoffmålinger utført i feltarbeid på Storbreen i september 2014. Dataene er prosessert i Excel og presentert i grafer som sammenligner vannføring med en rekke meteorologiske forhold. Endringer i transporttid og døgnlige variasjoner er brukt til å anslå utviklingen til dreneringssystemet. For sporstoffmålingene er rekke utregninger blitt gjort for å kunne si noe om morfologien til dreneringssystemet på det tidspunktet de ble foretatt.

På bakgrunn av resultatene er det tolket en utvikling fra et distribuert dreneringssystem som er lite effektivt til et velutviklet, kanalisert system hvor transporten av smeltevann er hurtig. Økende døgnlige variasjoner i vannføring og kortere transporttid gjennom sesongen tyder på endringer i dreneringssystemet. Resultater fra sporstoffmålinger tyder også på at det ikke er et distribuert, men et kanalisert dreneringssystem på sensommeren.

Innhold

1. Innledning.....	1
2. Studieområdet.....	3
2.1 Storbreen.....	3
2.2 Geologien i området	7
2.3 Klima	7
3. Teoretisk bakgrunn.....	9
3.1 Generelt om isbreer	9
3.1.1 Breers massebalanse	9
3.1.2 Energibalanse på bre	10
3.1.3 Glasiøle dreneringssystem på tempererte breer	11
3.2 Sporstoffmålinger	15
3.2.1 Fluorescens	15
3.2.2 Rhodamine WT.....	16
3.2.3 Kalibrering	16
3.2.4 Sporstoffparametere	17
3.2.4.1 Hastighet til fargestoffet mellom brønn og målestasjon	18
3.2.4.2 Dispersjon og dispersivitet	18
3.2.4.3 Volum av registrert sporstoff	19
3.2.5 Tolking av gjennomslagskurver.....	20
4. Metode.....	22
4.1 Datainnsamling	22
4.1.1 Feltarbeid	22
4.1.1.1 Austerdalsbreen.....	22
4.1.1.2 Storbreen	22
4.1.2 Vannføring- og meteorologiske data.....	26
4.2 Databehandling	26
4.2.1 Sporstoffmålinger	26
4.2.1.1 Kalibrering	26
4.2.1.2 Gjennomslagskurver.....	27
4.2.2 Vannføring- og meteorologiske data.....	28
4.2.2.1 Vannføringsdata	28

4.2.2.2 Meteorologiske data	30
4.2.2.3 Sammenligning av vannføring og temperatur	30
4.2.3. Feilkilder	31
4.2.3.1 Sporstoffmålingene	31
4.2.3.2 Vannførings- og meteorologiske data	32
5. Resultater.....	34
5.1 Resultater Sporstoffmålinger	34
5.1.1 Austerdalsbreen.....	34
5.1.2 Storbreen	34
5.1.2.1 Gjennomslagskurvene	34
5.1.2.2 Hastighet.....	36
5.1.2.3 Dispersjon og dispersivitet	36
5.1.2.4 Volum av registrert sporstoff	38
5.2 Vannføring og meteorologiske data	39
5.2.1 Forhold mellom vannføring ved Storbreagrove og temperatur på Rundhøe gjennom ablasjonssesongen	42
5.2.2 Nedbør i Bøverdalen og vannføring i Storbreagrove.....	44
5.2.3 Forskjell i transporttid mellom Storbreagrove og Elveseter	45
6. Diskusjon.....	47
6.1 Sporstoffmålinger	47
6.2 Vannføring- og meteorologiske data	51
6.3 Anbefaling til videre studier	54
7. Konklusjon	56
8. Kilder.....	57
Vedlegg	61

1. Innledning

Norges landskap er formet av isbreer, de har skapt det landskapet vi ferdes i med fjorder langs kysten, daler, botner, innsjøer og høye, spisse tinder i innlandet (Ramberg, Bryhni, Nøttetvedt, & Rangnes, 2007). Under siste glacialperiode, Weichsel (117000-11703 BP), var store deler av Skandinavia dekket av det Fennoskandiske isskjold. Havnivået var 120-130 m lavere enn i dag (Miller, 2009), og markante morener i Norge, som for eksempel Raet i Oslofjorden, stammer fra denne glacialperioden (Bryhni, 2009).

Siden Weichsel har det vært betydelig variasjon i lokale breers størrelse. Endringer i klima under første halvdel av holocen, med temperaturer omtrent 1-2 °C høyere enn i dag, resulterte i at mange av breene trakk seg tilbake eller ble helt borte. På midten av 1700 tallet hadde de fleste breene sin største utbredelse i holocen, en periode som betegnes «den lille istid» (Nesje, 2012). I dag dekker isbreene i Norge et areal på 2750km², noe som utgjør ca. 0,7 % av det totale landarealet (Andreassen & Winsvold, 2012).

Den norske naturen er preget av isbreer. De er viktige i forhold til energiproduksjon, lokalliv og turisme, naturfarer og klimaundersøkelser. Hele 98 % av elektrisiteten vi bruker i Norge kommer fra vannkraft, og av vannføringen som brukes til energiproduksjon kommer 15 % fra vassdrag i tilknytning til isbreer (Andreassen, Elvehøy & Kjølmoen, 2005). Helt siden slutten av attenhundretallet har turistene besøkt Norge og søkt til naturen, og isbreene tiltrekker seg ennå mange turister hvert år (Orheim, 2009). Isbreer er en kilde til geofarar, som Jøkulhlaup, flom og ras av is fra bratte breer (Jackson & Ragulina, 2014), og har gjennom historien vært opphav til mange naturskader. Jøkulhlaup er flom som skyldes oppdemming av vann på overflaten av, inni, under eller rundt breen, og kan ha katastrofale konsekvenser (Benn & Evans, 2010). Isbreer er også en sensitiv klimaforandringsindikator, og at isbreene krymper er en indikasjon på at klimaet er i endring (IPCC, 2007).

Smeltevann er en viktig komponent i isbreer, det påvirker isens bevegelse og det har innvirkning på eroderings- og avsetningsprosesser. Vannet kan strømme supraglasialt (på breens overflate), englasialt (inne i breen) og subglasialt (under breen) (Nesje, 2012). Det englasiale dreneringssystemet til isbreer er vanskelig å følge og lite er vist om hvordan breer ser ut innvendig, noe som skyldes blant annet den begrensede tilgjengeligheten til breers indre (Fyffe, 2013).

I denne oppgaven ønsker vi å undersøke dreneringssystemet til Storbreen. Vi vil finne ut hva som karakteriserer Storbrens dreneringssystem på sensommeren, og hvordan brens dreneringssystem utvikles i løpet av en smeltesesong. Vi vil finne ut hvilke endringer i smeltevannets transporttid som observeres gjennom en ablasjonssesong, og hvordan dette påvirker døgnlige variasjoner i vannføring.

Feltarbeid er utført på Storbreen i Jotunheimen (figur 1). Vi utførte sporstoffmålinger på breen på sensommeren, i tillegg til å sammenligne vannføringsmålinger fra elver i tilknytting til breen fra en ablasjonssesong med meteorologiske data fra nærliggende værstasjoner. Data om vannføring fikk vi tilsendt fra Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), og data om temperatur, nedbør og snødybde har vi hentet fra Meteorologisk institutts klimadatabase eKlima.



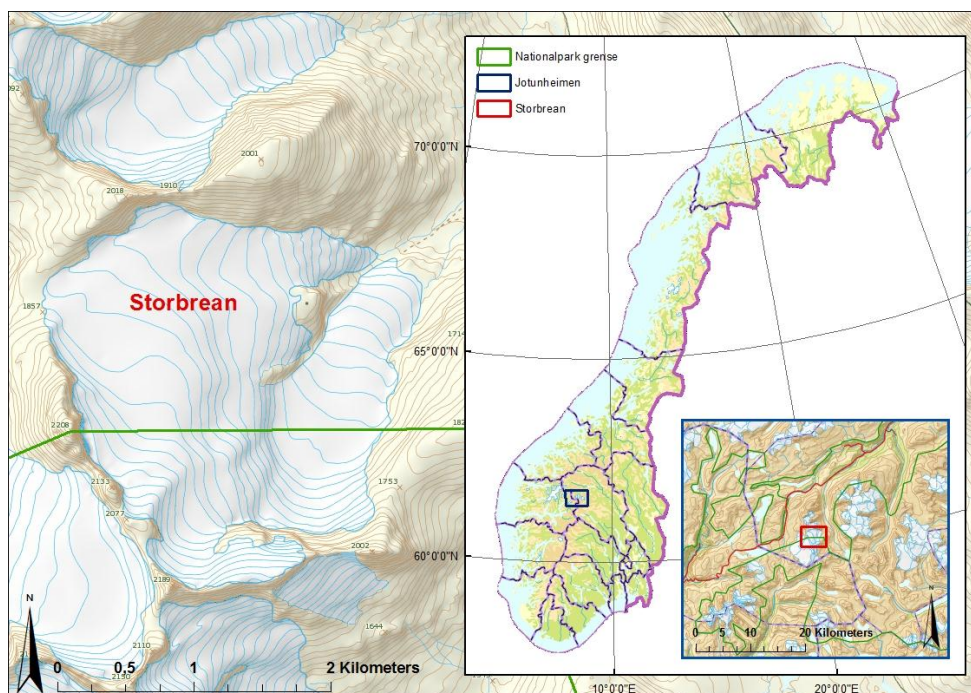
Figur 1. Storbreen med Smørstabbtindene i bakgrunnen. Bilde er tatt i felt av Marianne Kjøllesdal Sundal.

2. Studieområdet

Storbreen er plassert i Jotunheimen som ligger på overgangen mellom østlig og vestlig fjellmiljø sentralt i den delen av den kaledonske fjellkjeden som i Norge strekker seg langsetter den skandinaviske halvøya fra Agder i sør til Finnmark i nord (Bryhni, 2009). I 2013 stemte det norske folk frem navnet Norddryggen for den kaledonske fjellkjeden i Norge (Søfteland & Hella, 2013). Områdets karakter er preget av spisse tinder og breer, og Jotunheimen er i tillegg det høyeste fjellmassivet i Norge og har noen av de høyeste alpine toppene i Nord-Europa (Miljødirektoratet, 2014).

2.1 Storbreen

Feltarbeidet vårt er utført på Storbreen sensommer/høst i 2014. Som figur 2 viser er den en nord-østvendt subarktisk temperert dalbre som ligger i vestre del av Jotunheimen (Encyclopædia Britannica, 2015). Storbreen ligger i Leirdalen, en sidedal som går sørvest i fra Bøverdalen i Lom kommune i Oppland. Breen ligger lett tilgjengelig fra vei, med en moderat størrelse og uten store hindringer for adkomst opp på breen. Øverst grenser breen mot sørvest med de framtrede Smørstabbtindene i bakgrunnen (figur 1), og er en av flere breer i området som gir tilførsel til elven Leira som renner nedover Bøverdalen mot Lom sentrum.

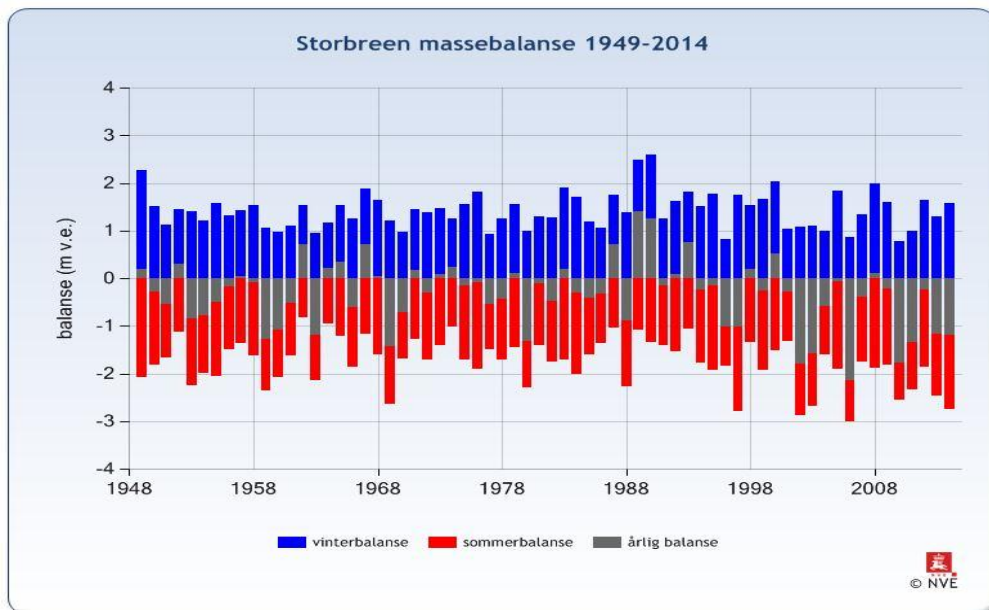


Figur 2. Oversiktskart over Jotunheimen med Storbreen innfelt. Deler av breen ligger innenfor grensen til Jotunheimen nasjonalpark.

På figur 2 kan man se at Storbreen ligger delvis inn under Jotunheimen nasjonalpark, som er vist med en grønn strek på kartet. Denne grensen strekkes seg fra 1600 m o.h. i øst opp mot over 2000 m o.h. i vest, og feltarbeidet ble utført utenfor nasjonalparkens grenser.

Overflatearealet til breen er rundt 5,22 km² og ligger mellom 1398 og 2079 m o.h. Storbreen ligger lett tilgjengelig med gjennomsnittlig 14 graders helning og er 3 km lang (Andreassen & Winsvold, 2012). I området hvor feltarbeidet ble utført varierer tykkelsen på Storbreen fra 58-86 meter ifølge undersøkelser i april 05/mai 06 av Liss Andreassen (pers.medd.). Tykkelsen øker tydelig desto lenger opp og inn på breen man kommer, og den er på sitt tykkeste ved 1800 m o.h. nordvest på breen med rundt 220 meter.

Storbreen er den breen i Norge det er forsket mest på. Siden 1902 har målinger av frontposisjonen til breen blitt registrert, og den har trukket seg tilbake over en kilometer siden den gang. Alt våren 1949 startet Norsk Polarinstitut å undersøke massebalansen som den eneste breen i Norge, og disse observasjonene utgjør verdens nest lengste serie av massebalansemålinger (Orheim, 2009). Tilbaketrekking av Storbreen er godt dokumentert fra 1940, 1951, 1968, 1984, 1997 og 2009, da Olav Liestøl startet massebalanseprogrammet i 1949 gjennom Norsk Polarinstitut. På 60- tallet overtok NVE undersøkelsene med den nyetablerte avdelingen Brekontoret, hvor hensikten var å kartlegge potensiell vannkraft fra breer i Norge (Andreassen & Winsvold, 2012). Målinger for å modellere massebalansen ble utført i et samarbeid mellom NVE og nederlandske forskere fra universitetet i Utrecht. Målingene viser at forskjellen i smelting fra år til år er mest påvirket av variasjon i lufttemperatur, og dersom det er en uvanlig varm sommer er smeltingen stor på Storbreen (Andreassen, 2009). På figur 3 kan man se målingene i massebalanse fra starten i 1949 til slutten av 2014 (NVE, 2015)

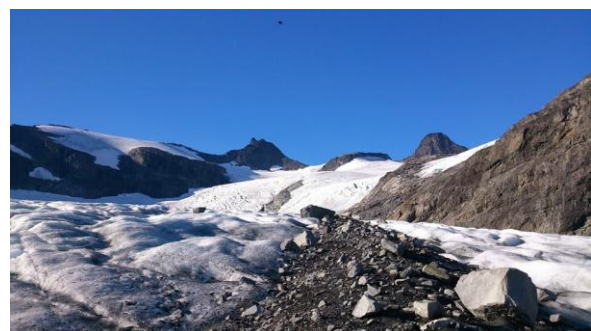


Figur 3. Massebalanse på Storbreen fra 1949-2014 (NVE).

Storbreen ligger på skillet mellom kontinentalt- og maritimt klima, men breen er betraktet som en innlandsbre der omsetningen i massebalansen er mindre enn breene ved kysten. Omsetningen av massebalansen til Storbreen avhenger dermed i større grad av sommerbalansen enn vinterbalansen for den årlige variasjonen i nettobalansen. Storbreen får altså mindre nedbør i form av snø gjennom vinteren enn breene nærme kysten på grunn av innlandsklimaet (Andreassen, van den Broeke, Giesen & Oerlemans, 2008).

Gjennom smeltesesongen er det netto langbølgestråling som er den største faktoren i energibalansen på Storbreen. Netto stråling på breen står for 76 % av avsmeltingen på overflaten av breen (Giesen, Andreassen, van den Broeke & Oerlemans, 2009). Dette skyldes at der gjennomsnittlig er tykkere skyer ved Storbreen enn på for eksempel Midtdalsbreen som ligger 120 km sør, hvor kortbølgestråling fra solen er viktigste faktor (Giesen et al., 2009).

I følge egne observasjoner i felt har Storbreen i tillegg et tynt lag med sedimenter nederst ved brefronten og vi registrerte to morenerygger som følger breens bevegelsesretning nedover dalen (figur 4). Dette vil i stor grad bidra til smelting i ablasjonssesongen som blir nærmere beskrevet i avsnitt 3.1.2.



Figur 4. Karakteristiske tinder i vakker natur. Foto: Stine Marie Østbø

Fra selve Storbreen kommer det tre proglasiale vannløp som utgjør en veldig stor del av Storbreagroven. På figur 5 kan man følge elveløpene til de møtes ca. en kilometer lenger nede i dalen før Storbreagroven munner ut i Leira (Fylkesatlas, 2015). Det ligger store mengder avsetninger i alle størrelser fra finkornet sand til blokker i elveløpet som ligger lengst mot sørvest. Her er det mulig at breen strekker seg under elva og de omliggende sedimentene, men det har vi ikke kunne bevise i mangel på tid og utsyr.



Figur 5. Storbreagroven med elveløp som er observert i felt og som er lest av fra kart.

Alle tre løp stammer både fra smelte- og regnvann fra supraglasiale-, englasiale- og subglasiale vannløp, i tillegg bidrar geotermisk- og friksjonsvarme i bunnen av breen i mindre grad på tilstrømningen gjennom vinteren og tidlig på våren (Nesje, 2012). I følge NVEs nettside for hydrologiske data, Sildre, er arealet på nedbørsfeltet til Storbreagroven på rundt $8,34 \text{ km}^2$, og overflaten til Storbreen ligger som nevnt ovenfor på $5,22 \text{ km}^2$. Storbreen utgjør dermed 63 % av nedbørsfeltet til Storbreagroven.

2.2 Geologien i området

Storbreen ligg midt i et område bestående av pyroksengranulitt med sammensetning fra gabbroid til kvartsmangerittisk i Jotun-Valdresdekkekomplekset som ble skapt for 450 millioner år siden (Norges geologiske undersøkelse, NGU, 2015).

Morfologisk klassifisert er Storbreen som nevnt tidligere en temperert dalbre. Breen følger en dal, men kan være enkelt eller sammensatte av flere botnbreer eller brefylte sidedaler (Liestøl, 1995). Som elver kan dalbreer tilrettelegge seg i henhold til deres posisjon i bassengets hierarkiske nedslagsfelt. Dalbreer er til dels bundet av ev topografien, og nettverket av dalbreer er ofte sterkt påvirket av litologien (hvilken type bergart grunnfjellet er bygget opp av) og strukturen til berggrunnen. Helningen til grunnfjellet er ofte bratt og breene ligger i høytliggende områder. Storbreen har karakteristiske bratte, og overhengende isfrie sider som omringer overflaten til breen. Ved slike dalbreer som Storbreen kan vindtransportert snø i fra omliggende plataer blåse med seg snø som akkumulerer på breen (Nesje, 2012). Påfyll gjennom skred i form av snø og is fra fjellsidene rundt, kan være en viktig faktor som påvirker massebalansefordelingen (Benn & Evans, 2010).

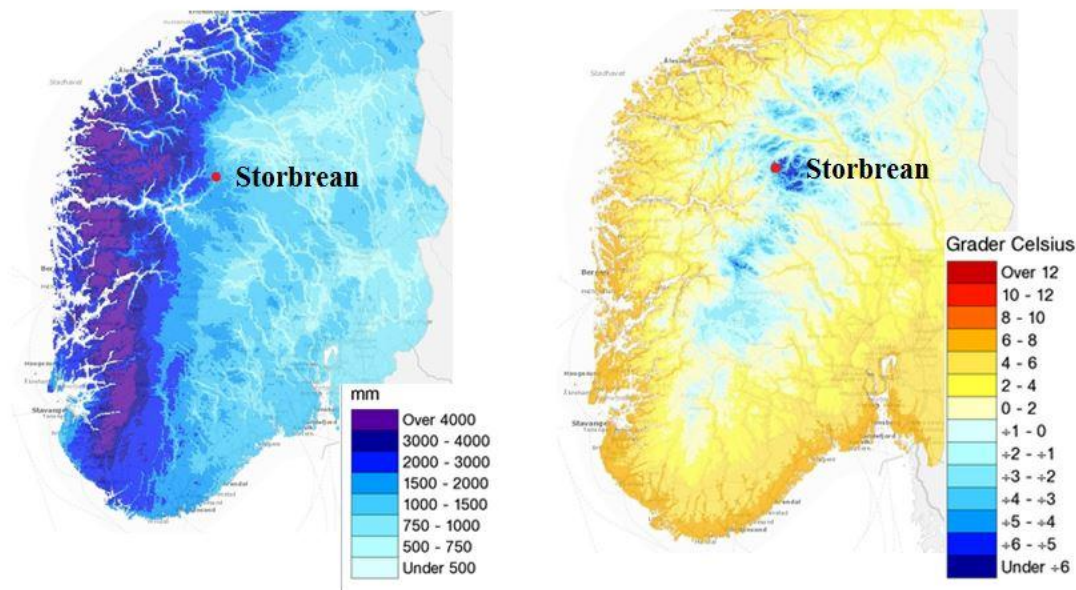
2.3 Klima

I følge Køppens klimaklassifisering ligger Norge under subarktisk gradering, det vil si at vi ligger i subarktisk breddegrader fra 50-70 grader nord. Disse områdene domineres ofte av vintersesong, med en lang, kald periode med korte, klare dager. Det kommer lite nedbør, men da som snø og luftfuktigheten er liten (Encyclopædia Britannica, 2015). Siden Norge har så lang kystlinje har det sterk påvirkning på klimaet. På grunn av Golfstrømmen, og de vestlige vindene som følger med, samt luftfuktighet fra den polare fronten er det isfritt på kysten gjennom vinteren og et mildere klima enn det breddegradene tilsier. Den polare fronten frakter med seg kald luft og varm luft stiger over, blir avkjølt og frigjør nedbør (Andreassen & Winsvold, 2012).

Disse dominerende vestlige vindene og storskala sirkulasjon som styrer nedbøren fra år til år kan forklares av den Nordatlantiske oscillasjon (NAO). NAO indeksen beskriver årlige variasjon i atmosfærisk trykk mellom Island og Asorene i Nord- Atlanteren (Andreassen & Winsvold, 2012). Forskjellene i fluktuasjonen blir beskrevet som høy og lav. Når trykkforskjellen er større enn gjennomsnittsverdien, er NAO positiv (Benn & Evans, 2010). Dette gir forsterket lavtrykksaktivitet i Norskehavet som fører til mer vestlige vinder, med

mild og fuktig vestlig luftstrøm over Sør-Norge og mer nedbør på Vestlandet, særlig om vinteren. Dette var situasjonen rundt 1990 da store nedbørsmengder om vinteren førte til vekst av breene på Vestlandet. Negativ NAO gir tørre og kalde vintre. Vinteren 1996 er et godt eksempel på en nedbørfattig vinter (Lars Hole pers. medd.). På figur 3 kan man se igjen de to hendelsene i massebalansen, hvor den årlige massebalansen var positiv i 1990 og negativ i 1996.

Nedbørsmengden minker jo lenger østover man går fra kysten. I Norge ligger den gjennomsnittlige nedbørsmengden på rundt 1500 mm, mens den årlige gjennomsnittsnedbøren ved Storbreen er i følge NVE på 1000-1500 mm/år (SeNorge). Som merket i kartet på figur 6 ligger Storebreen midt mellom det maritime klimaet ved kysten og det mer kontinentale innlandsklimaet, og Storbreen blir derfor ansett som en innlandsbre (Geisen et al., 2009).



Figur 6. Årlig gjennomsnittsmålinger av nedbør og temperatur over Sør-Norge i perioden 1971 til 2000. Hentet fra seNorge, et samarbeid mellom Metrologisk institutt, NVE og Norges kartverk.

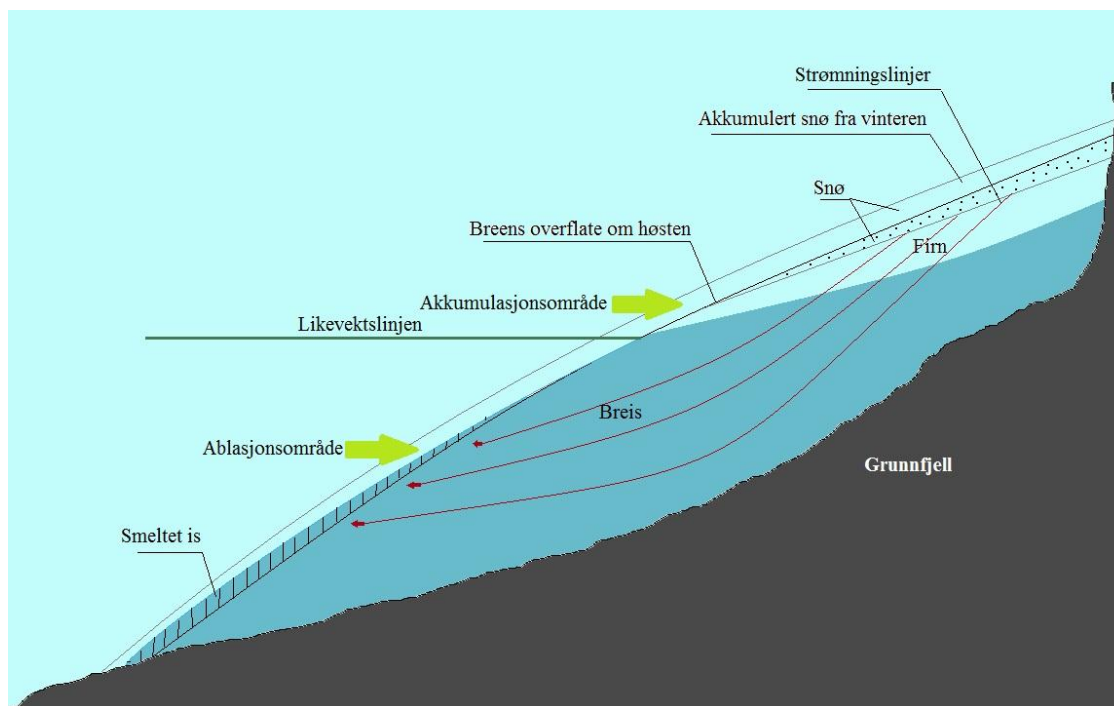
Gjennomsnittstemperaturen i Norge er på rundt +1 °C, men i de høyeste fjellregionene er den på rundt -4 °C (Andreassen & Winsvold, 2012). I følge Yr, Meteorologisk institutt med målinger fra målestasjon ved Sognefjellshytta (ca. syv kilometer i luftlinje i fra Storbreen) var gjennomsnittstemperaturen – 5,1 °C i fra april 2014 til mars 2015, noe som samsvarer med de generelle gjennomsnittsmålingene i Norge.

3. Teoretisk bakgrunn

3.1 Generelt om isbreer

3.1.1 Breers massebalanse

Massebalanse beskriver forholdet mellom ablasjon (prosesser reduserer massen til breen) og akkumulasjon (prosesser som øker massen til breen) på breer. Akkumulasjonsområdet øverst på breen balanserer i teorien med masseunderskudd som følger i ablasjonsdelen nederst på breen (figur 7). Massebalansen varierer fra år til år, og vil være negativ dersom avsmeltingen i løpet av ablasjonssesongen overgår akkumulasjon gjennom vinteren fra nedbøren i form av snø, og tilførsel fra snøras og innblåst snø. Antall år det tar for breen å trekke seg tilbake eller flytte seg frem kalles reaksjonstid (Orheim, 2009). Likevektslinjen er sonen som skiller de to områdene. Likevektslinjen er altså den grensen på breen der akkumulasjonen er lik ablasjonen (Andreassen & Winsvold, 2012). Målemetoden for massebalansen er balanseårsmetoden, der balanseåret eller budsjettåret regnes fra begynnelsen av akkumulasjonssesongen det ene året til starten av akkumulasjonssesongen året etter (Nesje, 2012). Dette er fast dato der det typiske er fra 1. oktober til 30. september (breåret). Smeltesesongen som fra nå av blir beskrevet som ablasjonssesongen er fra 1. mai til 30. september (Benn & Evans, 2010). Sett at massebalansen er positiv gir det nettoakkumulasjon og dersom massebalansen er negativ blir det nettoablasjon. Likningen som kan brukes for å regne ut den spesifikke nettobalansen er $b_n = b_w + b_s$, der b_w står for *spesifikk vinterbalanse (m w.e., meters water equivalent)* og b_s står for *spesifikk sommerbalanse (m w.e.)* (Benn & Evans, 2010).



Figur 7. Over likevektslinjen vil snøfall fra vinteren bli lagret, som året etter vil utgjøre fjrn før det senere blir omdannet til breis. Under likevektslinjen vil snøen smelte av i ablasjonssesongen. Massebalansen er lik null på likevektslinjen.

3.1.2 Energibalanse på bre

I løpet av ablasjonssesongen kontrolleres avsmeltingen av energibalansen på breens overflate (Andreassen et al., 2008). Siden energi hverken oppstår eller kan forsvinne må summen av alle komponentene i energibalansen bli lik null:

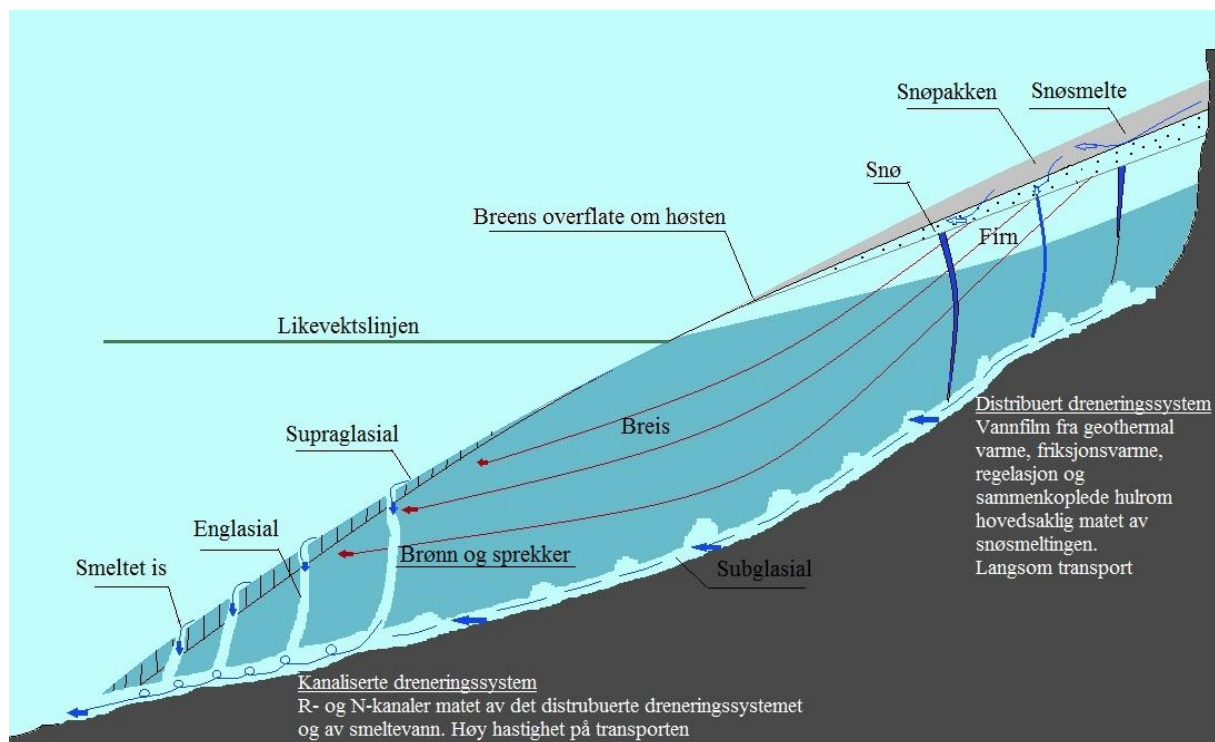
$$SW+LW+QH+QE+QR-QT-M = 0$$

Her er SW netto kortbølgestråling, LW står for langbølgestråling, QH er sensibel varme, QE er latent varme, QR er varme tilført ved nedbør, QT er varmetransport i breen ved varmeledning og M er energi som går til å smelte is eller frosset vann, altså overflateablasjon (Benn & Evans, 2010).

Mengden av de reflekterte kortbølgene (SW) fra breens overflate er gitt i albedo. Sediment på breer har stor betydning på graden av avsmeltingen. Tynt lag med sediment vil absorbere solinnstråling opp til en tykkelse på 2 cm, deretter vil graden av ablasjon avta desto tykkere laget blir. Laget vil da heller ha en isolerende og beskyttende effekt på overflaten (Benn & Evans, 2010). Når smeltevann gjenfryser i firnområdet frigjøres latent varme (QE), som er en del av energibalansen. Dette er med på å øke temperaturen i snøen, firnområdet og i breisen (Andreassen et al., 2008).

3.1.3 Glasiale dreneringssystem på tempererte breer

Tempererte breer ligger på trykksmeltepunktet gjennom hele breen bortsett fra et tynt lag på overflaten som kan gjenfryse om vinteren. Trykksmeltepunkt vil si at selv om breen er kaldere dypere i breen og under frysepunktet, vil trykket fra overliggende ismasse føre til smelting og at vann renner både inni og under breen (Benn & Evans, 2010). Selv om vinteren og tidlig på våren, når vann fra overflaten er minimal eller ikke eksisterende, vil det alltid være vann ved bresålen og grunnvannstrykket vil være høyt da dreneringen er særdeles dårlig (Benn & Evans, 2010).



Figur 8. Transporten er langsommere i de distribuerte dreneringssystemene enn i de velutviklede kanalisererte dreneringssystemene. De distribuerte dreneringssystemene vil inneholde mer oppløste stoffer enn det hurtige kanalisererte dreneringssystemet.

Figur 8 viser oppbygningen av dreneringssystem på en temperert bre. Som beskrevet tidligere kan vann på en temperert bre som Storbreen strøkke supraglasialt, englasialt eller subglasialt (Nesje, 2012). Gjennom ablasjonssesongen dannes smeltevann på overflaten av breen grunnet energitilførsel av ulike komponenter som forklart i avsnitt 3.1.2. Smeltevannet vil da transporteres gjennom supra- og englasiale strømningsløp til bunnen av breen der vannet vil møte relativt ugjennomtrengelig grunnfjell eller løse sedimenter. Smeltevannet vil samles ved bresålen og strøkke til breens terminus og samtidig danne og opprettholde det subglasiale

dreneringssystemet, da grensesonen mellom isbreen og underlaget vanligvis er konstant ved trykksmeltepunktet (Hubbard & Nienow, 1997). Det er balansen mellom den hydrauliske gradienten (høyere vanntrykk når grunnvasspeilet er høyere) i vannstrømmen og motstand til å strømme som peiler ut den presise ruten vannet vil ta over, gjennom eller under breen (Benn & Evans, 2010). Vannstrømmen vil i en viss grad følge trykkgradientens retning, som igjen avhenger av overflatehellingen til breen. Vannet vil da gå langs den veien der istrykket er minst selv om hellingen på grunnfjellet går motsatt av overflaten på breen (Liestøl, 1995).

Tidlig i ablasjonssesongen skyldes det første smeltevannet fra breoverflaten smelting av snøpakken fra vinteren som var. På våren vil smeltevann på Storbreen trenge seg ned i snøpakken og gjenfryse der temperaturen er under frysepunktet. Over likevektslinjen på breen vil vannet etter hvert treffe firnområdet (firn er grovkornet ettårssnø) før det trekker ned på overflaten til breisen. Når snøpakken til slutt er mettet med smeltevann tvinges dette vannet til å ta nye ruter (Geisen et al., 2009). Utover ablasjonssesongen vil vannet søke seg veier enten i supraglasiale kanaler eller gjennom sprekker i isen og samle seg i englasiale kanaler, som til slutt når bunnen av breen (Liestøl, 1995).

Snø smelter saktere enn breis, da snø vil ha høyere albedo enn en mørkere breis. Et tynt lag av sedimenter på overflaten av breen vil ytterligere senke albedoen (Andreassen et al., 2008). Det fører til at det er ulike dreneringssystem som styrer over og under snølinjen utover ablasjonssesongen. Over snølinjen vil snøsmeltingen sakte men sikkert filtrere snøpakken for deretter trenge ned i det grovkornete firnlaget dersom det er over likevektslinjen. Store mengder vann kan lagres i snøpakken og firnlaget, som vil dempe døgnvariasjonen i avsmeltingen (Benn & Evans, 2010). Snøpakken vil også utvikle et eget dreneringssystem, der vannet ikke bare drenerer nedover, men begynner å flytte seg sideveis (lateralt). Etter hvert vil dette dreneringssystemet være så velutviklet at vannet som er lagret i snøpakken i løpet av kort tid renne av. Dette vil en kunne se i vannføringsmålinger i proglasiale elver når mengden vann (m^3/s) i målingene vil ha en kraftig stigning, for deretter å synke igjen (Benn & Evans, 2010).

I starten av ablasjonssesongen vil smelte fra den supraglasiale snøpakken etter hvert nå bresålen gjennom brønner (moulin) i breen (Benn & Evans, 2010). Det har vist seg at breers overflate har steget vertikal, noe som kan indikere at vann lagres i bunnen før noe dreneringssystem er utviklet (Janssons, Hock & Schneider, 2002). Tidligere studier med

sporstoff viser at vannet dukket opp ved fronten av breen i upresise bølger, noe som antyder langsom og relativt dårlig transport (Benn & Evans, 2010).

Subglasiale distribuerte vannløp vil dominere store områder av bresålen tidlig i ablasjonssesongen når det fortsatt er lite vann i omløp. Subglasiale distribuerte vannløp er komplekse hydrologiske system som transporterer smeltevann langsomt og med høyt vanntrykk gjennom ulike fasonger (Hubbard & Nienow, 1997). Benn og Evans (2010) viser til flere distribuerte dreneringssystem. Det første er vannfilm som dannes fra geotermisk varme (varme fra jordskorpen som smelter isen nedenfra), friksjonsvarme (brens bevegelse mot underlaget skaper varme) og regelasjon (isen møter hindringer i underlaget og trykksmeltepunktet vil synke, på lesiden vil trykket avta og vannet gjenfryser). Ved en temperert bre vil disse alltid eksistere på grunn av at geotermisk varme og viskøs oppvarming vil skape smeltevann (Hubbard & Nienow, 1997). Siste komponenten i det distribuerte dreneringssystemet er nettverk av sammenkoblede hulrom (linked cavities). Når trykket fra vannfilmen utligner det lokale trykket fra den overliggende isen dannet på lesider av hindringer i underlaget, vil disse små hulrommene oppstå og bli bundet sammen med små kanaler. For at nettverket av de sammenkoblede hulrommene ikke skal bryte sammen er de avhengig av at det er svært lite vann til stede (Hubbard & Nienow, 1997). Siden åpningene på hulrommene er innsnevret vil hastigheten på vannet som strømmer være lav. I tillegg er nettverket bygget opp i krokete baner som vannet skal igjennom og som senker hastigheten. Når hulrommene er dårlig bundet sammen vil vannet midlertidig lagres (Benn & Evans, 2010). Dersom hastigheten på vannet øker blir hele systemet ødelagt, nettverket kollapser og dannes større kanaler (Jacob Yde, pers. medd.).

Etter hvert som snøpakken gradvis trekker oppover breen vil mer av breisen med mulig sediment eksponeres. Som nevnt tidligere i avsnittet vil et tynt lag av sedimenter føre til en senkning i albedo som igjen føre til hurtigere avsmelting på breisen. Isoverflaten blir mer gjennomtrengelig og vannet har lettere for å trekke ned i isen uten snøpakken



Figur 9. Supraglasial elv på overflaten av Storbreen. Viktig å sørge for at man heller fargestoffet i en brønn. Foto: Marianne Kjøllesdal Sundal

(Nienow, Sharp & Willis, 1998). Under snølinjen vil smeltevannet møte isens overflate, som vist i figur 8, der det først renner av til det møter en sprekk eller et vannhull hvor det kan trenge seg igjennom og nå bunnen etter hvert. Graden av smeltingen vil tilta på nedre del av breen. Det er fordi isen er mer følsom for ulike meteorologiske forhold enn snø, og lagrer ikke vann som i snøpakken.

Store mengder med smeltevann vil møte de velutviklede englasiale sprekkene og brønnene som vil lede vannet gjennom breen og mot bresålen (Collins, 1977). På bunnen i det subglasiale vannløpet vil vannet raskt strømme gjennom de stabile R-kanalene (Røthlisberger kanal) som nå har erstattet det distribuerte vannløpet. R-kanaler er en av tre kanaliserte systemer som er kategorisert som hurtig transport. R-kanaler graver seg oppover i isen, i motsetning til en N-kanal (Nye kanal) som graver seg ned i grunnfjellet eller i sedimentet, hvorimot en kombinasjon av disse to lager en tunnel der vannet graver seg gjennom både is og fjell/sediment (Benn & Evans, 2010). Studier utført av Nienow et al. (1998) viser at det kanaliserte systemet dominerer større områder enn det distribuerte systemet mot slutten av ablasjonssesongen. De så at endringer i fasongen på dreneringen skjedde senere på sommeren på områder lenger unna brefronten. Dreneringssystemene er da velutviklet og de er svært effektive transportruter av smeltevann (Hubbard & Nienow, 1997). Kanalene vedlikeholdes av friksjonsvarmen fra den store mengden med hurtig strømmende smeltevann (Benn & Evans, 2010). Tykkelsen på breisen, hellingen på overflaten og hastigheten på basalglidningen er komponenter som styrer graden av hvordan en subglasial kanal vil vokse eller lukke seg (Hubbard & Nienow, 1997).

Veien vannet følger inne i breen kan være vanskelig å forklare da det englasiale dreneringssystemet er veldig kompleks og det er en utfordring med den begrensede tilgjengeligheten (Fyffe, 2013). Nylige studier viser at grunnpermeabiliteten til breis er ekstremt lavt, rundt 10^{-18} m^2 (samme som granitt), da isen har mikroskopiske vannfylte kanaler av tre krystallflater som støter sammen. Bortsett fra når den hydrauliske gradienten er uvanlig stor, må graden av vann som strømmer gjennom nettverket av ganger i selve isen være veldig små (Benn & Evans, 2010). Når det først har åpnet seg en kanal vil den som beskrevet tidligere holde seg åpent på grunn av friksjonsvarme fra strømmende vann. Det er bare dersom istrykket fra omliggende breis overstiger vanntrykket at isen vil krype inn mot kanalen og innsnevre den. Tverrsnittet vil regulere seg etter vannføringen i to prosesser. At vannføringen øker som igjen fører til at smeltingen tiltar, og at vanntrykket stiger i takt med grunnvasspeilet som blir høyere. Dette vil utvide kanalene. (Liestøl, 1995). Disse prosessene

blir ikke påvirket av kortvarige variasjoner i avrenning som nedbør og daglig ablasjon, men på en gjennomsnittlig avrenning (Liestøl, 1995).

3.2 Sporstoffmålinger

Det er vanskelig å ta seg ned og undersøke de englasiale og subglasiale dreneringssystemene som utvikles gjennom en ablasjonssesong direkte, mye på grunn av den begrensede tilgjengeligheten til breers indre. Noen forskere har selv tatt seg ned i brepassasjer og grotter (Gulley, Benn, Screamton & Martin, 2009; Benn, Gulley, Luckman, Adamek & Glowacki, 2009), men sporstoffmålinger hvor fluorescerende fargestoff tømmes i en vannførende brønn eller sprekk på breens overflate er en mer utbredt metode for å undersøke dreneringssystemet til isbreer. Sporstoffmålinger kan gi oss direkte informasjon om vannføringen mellom punktet hvor fargestoffet tømmes i breen og hvor det blir registret i breelven, og kan hjelpe oss til å forstå morfologien og utviklingen til dreneringssystemet som eksisterer i og under isbreen (Fyffe, 2013).

Generelt går sporstoffmålinger ut på å helle fluorescerende fargestoff i en brønn eller sprekk i isbreen, for så å registrere konsentrasjonen av fargestoffet i smeltevannselven ved et målepunkt nær utløpet til elven eller i ønsket avstand fra breen med et fluorometer (sensor). Et fluorometer er et instrument som kan brukes til å måle fluorescens (Wibetoe, 2009). Konsentrasjonen av fargestoff plottes så i en graf som viser konsentrasjon i forhold til transporttiden, som kalles en gjennomslagskurve. Ved å analysere en rekke aspekter ved denne er det mulig å beskrive morfologien til dreneringssystemet på det tidspunktet sporstoffmålingene ble foretatt (Fyffe, 2013).

3.2.1 Fluorescens

Fluorescens er når et materiale avgir lys ved en lavere bølgelengde enn bølgelengden til lyset som det absorberer (Oxford Dictionaries, 2015). Dette oppstår når et materiale absorberer elektromagnetisk stråling på en bestemt frekvens som gjør at elektronene til materialet blir løftet til et høyere energinivå. Når elektronene returnerer til sitt opprinnelige og lavere energinivå, blir det frigjort energi i form av lys som har en større bølgelengde enn den som ble absorbert (Fyffe, 2013).

3.2.2 Rhodamine WT

Rhodamine WT er et fluorescerende fargestoff, og er et av de mest brukte til å foreta sporstoffmålinger (Fyffe, 2013). Det har en evne til å omgjøre og avggi store deler av den absorberte energien, og det kan registreres målinger ved konsentrasjoner så lave som 1 ppb (parts per billion) av et fluorometer i breelven (Hubbard & Nienow, 1997). Fargestoffet rhodamine har en unik evne til å absorbere grønt lys og avggi rødt lys (Turner Designs, 2015), en evne som svært få materialer har, slik at det er veldig sjelden et problem med støy fra andre materialer.

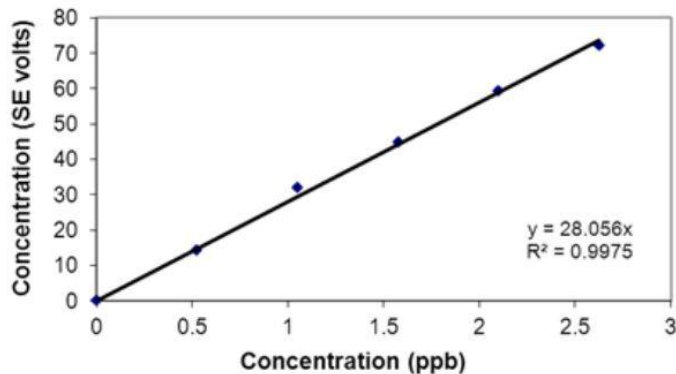
Ved sporstoffmålinger tømmes rhodamine WT i en brønn eller sprekk slik at det går inn i breens dreneringssystem, mens et fluorometer blir plassert ved utløpet til breelven eller i ønsket avstand fra isbreen og registrerer konsentrasjonen av rhodamine WT i elven. Oppsettet med en databank og fluorometeret blir konfigurert til å sende ut grønt lys med bølgelengde på eksitasjonsnivå, den bølgelengden som kreves for at elektronene skal bli løftet til et høyere nivå, og registrer intensiteten av rødt lys som blir avgitt av fargestoffet. Databanken logger registrert konsentrasjon av fargestoffet i breelven, og kan kobles til en bærbar data (Turner Designs, 2012). Det er anbefalt at databanken starter å logge før fargestoffet tømmes i en brønn eller sprekk i breen (Fyffe, 2013), og bør fortsette til fluorescensen har returnert til verdier som før fargestoffet ble tømt i breen (bakgrunnsstøyen).

3.2.3 Kalibrering

Det er ofte nødvendig med kalibrering av utstyret, fortrinnsvis i felt, da blant annet temperaturen og pH verdien til vannet og sedimenter i elven er noen av faktorene som kan påvirke fluorescensen (Wilson, Cobb & Kilpatrick, 1986). Høyere vanntemperaturer fører til lavere fluorescensaktivitet og gir lavere målinger, og motsatt fører lavere temperatur i vannet til høyere fluorescens og høyere målinger. Intensiteten av fluorescens kan bli påvirket av vannets pH-verdi, men dette er oftest bare et problem i elver med veldig lav pH. Det er også mulig at fluorescensen blir påvirket av sedimenter i suspensjon i elven. Hvis sedimentene fluorescerer ved samme bølgelengde som fargestoffet vil fluorescensmålingene få en kunstig økning, men det er vanligvis ikke et problem ved røde fargestoff som rhodamine WT (Hubbard & Nienow, 1997).

Fluorometeret må også kalibreres for at det skal kunne gjøre om enhet som fluorometeret registrerer til riktig konsentrasjon av fargestoff i elven. Intensiteten av fluorescens blir

registret som volt (spenning) av fluorometeret, og forholdet mellom denne målte spenning og konsentrasjonen av fargestoff må defineres for å kunne gi verdier av fargestoffkonsentrasjon i ppb. Dette gjøres ved å fylle en bøtte med 5 l vann fra elven, for så tilsette fargestoff slik at konsentrasjonen i bøtten er kjent. Ved å øke konsentrasjonen av fargestoff i løsningen, vil dette til slutt gi oss forholdet mellom målt spenning og konsentrasjonen av fargestoffet i ppb som vist i figur 10 (Fyffe, 2013).



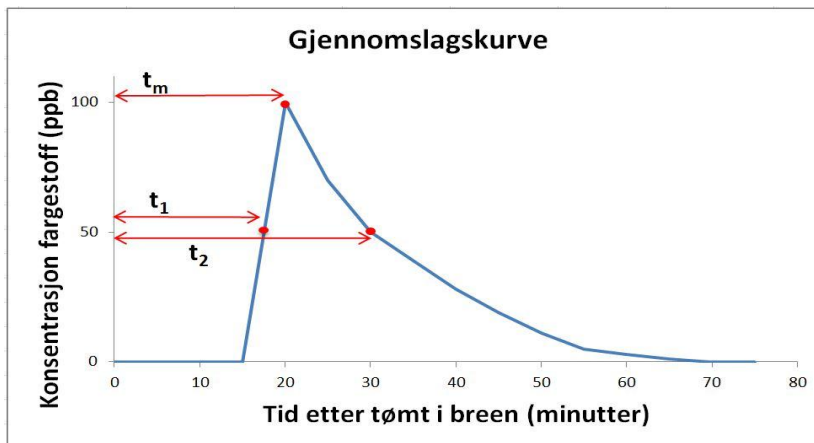
Figur 10. Eksempel på en kalibreringskurve, som viser forhold mellom spenningen som fluorometeret måler langs y-aksen og verdier i ppb langs x-aksen (Fyffe, 2013).

Målingene er følsomme ovenfor sollys, og det burde gjøres tiltak for å redusere solstrålingens innflytelse på målingene. Sollys er den faktoren som kan føre til størst usikkerhet i målingene, da en permanent reduksjon i fluorescensen kan forekomme ved kjemisk nedbryting på grunn av lyset (Wilson et al., 1986). Metoder for å redusere påvirkningen av sollys kan være å plassere fluorometeret så dypt i elven som mulig, og bruke et skyggedeksel som beskytter fluorometeret mot sollys (Fyffe, 2013).

3.2.4 Sporstoffparametere

Når verdiene av den målte konsentrasjonen av fargestoff i breelven er vist i en gjennomslagskurve er det mulig å kalkulere en rekke parametere som beskriver formen på kurven til grafen og hastigheten fargestoffet har når det blir transportert gjennom isbreen og til målepunktet i elven. Disse parametrene kan relateres til morfologien til breens dreneringssystem (Hubbard & Nienow, 1997) på det tidspunktet sporstoffmålingene ble utført, og for å kunne gjøre dette er det viktig å vite hvilke som assosieres med de forskjellige typene kanaler i et dreneringssystem. Verdiene fra kalkulasjonene er kun gjennomsnittsverdier, og morfologien av systemet og hastigheten til smeltevannet kan variere gjennom dreneringssystemet (Fyffe, 2013). Et eksempel på en gjennomslagskurve er vist i

figur 11, hvor tiden til toppunktet (t_m), og tiden til halvparten av toppen både på den stigende (t_1) og fallende (t_2) siden av kurven er vist.



Figur 11. Eksempel på en gjennomslagskurve. Tid etter at fargestoff er tømmt i breen er gitt langs x-aksen og konsentrasjon av fargestoff i ppb langs y-aksen. Tid til topp i konsentrasjon samt tid til halve konsentrasjonen er definert.

3.2.4.1 Hastighet til fargestoffet mellom brønn og målestasjon

Den minste gjennomsnittshastigheten fargestoffet har når det blir transportert mellom stedet hvor det blir tømmt i en brønn i breen og målestasjonen kan regnes ut ved likning 1:

$$(1) \quad u = \frac{d}{t_m},$$

hvor u er gjennomsnittshastighet i m/s, d er avstanden i rett linje mellom punktet hvor fargestoffet ble tømmt i breens dreneringssystem og målestasjonen i elven, og t_m er tid til toppen av kurven i sekunder (Seaberg, Seaberg, Hooke & Wiberg, 1988). Den faktiske avstanden fargestoffet tilbakelegger vil være lengre enn verdien regnet ut i likning 1, på grunn av elvens sinusitet (Fyffe, 2013). Transport av vann gjennom et effektivt system har generelt hurtige gjennomsnittshastigheter på over 0,2 m/s (Hubbard & Glasser, 2005). Et distribuert nettverk vil i følge Nienow, Sharp & Willis (1996) ha lavere hastigheter ($< 0,15$ m/s).

3.2.4.2 Dispersjon og dispersivitet

Tiden det tar for fargestoffet å passere målestasjonen, og samtidig formen på gjennomslagskurven, avhenger av graden av dispersjon av fargestoffet når det transporteres gjennom dreneringssystemet (Hubbard & Nienow, 1997). Dispersjon er spredningen av fargestoffet i vannet, og forekommer på grunn av effekten av diffusjon og av lagring og påfølgende frigjøring av fargestoff inne i dreneringssystemet. Henholdsvis beskriver dispersjonskoeffisienten (D) hastigheten som toppen til fargestoffkurven utvider seg med, og

den er relativ til hastigheten som fargestoffet blir transportert gjennom breen med (Willis, Sharp & Richards, 1990). Dispersjonskoeffisienten har enhet m²/s, og er gitt ved likning 2:

$$(2) \quad D = \frac{d^2(t_m - t_i)^2}{4t_m^2 t_i \ln \left[2 \left(\frac{t_m}{t_i} \right)^{\frac{1}{2}} \right]}$$

hvor d er avstand i rett linje mellom punktet hvor fargestoffet ble tømt i breens dreneringssystem og målestasjonen i elven, t_m er tid til toppen av kurven i sekunder og t_i er henholdsvis t_1 eller t_2 (se figur 11). D representerer to likninger (hvor $t_i = t_1$ eller $t_i = t_2$) som kan løses gjentatte ganger for t_m , slik at en verdi for D finnes (Seaberg et al., 1988). Dette gjøres i følge Fyffe (2013) ved:

1. Løs likning 2 for $t_i = t_1$ på stigende side av gjennomslagskurven
2. Løs likning 2 for $t_i = t_2$ på synkende side av gjennomslagskurven
3. Subtraher likning 2 for t_1 med Likning 2 for t_2
4. Varier t_m i begge variasjonene av likning 2 til en tilnærmet felles verdi for D finnes
5. Den nye verdien av t_m er den riktige som skal brukes for å regne ut D

Dispersjonskoeffisienten er tilnærmet proporsjonalt til gjennomsnittshastigheten av fargestoffet (Seaberg et al., 1988), slik at en proporsjonalitetskonstant kan regnes ut. Denne kalles for dispersivitet, og er gitt ved likning 3:

$$(3) \quad D = bu,$$

hvor b er dispersiviteten, D er dispersjonskoeffisienten og u er hastigheten. Høye verdier av dispersivitet ($b > \sim 10$) tyder på et dårlig utviklet og lite effektivt dreneringssystem, og lave verdier av dispersivitet ($b < \sim 10$) tolkes generelt som drenering gjennom et effektivt og velutviklet system (Hubbard & Glasser, 2005).

3.2.4.3 Volum av registrert sporstoff

Det er mulig å regne ut hvor stor prosentandel av sporstoffet som har kommet gjennom dreneringssystemet, ved å regne ut volumet av det fargestoffet som har passert målestasjonen. Volumet av registrert fargestoff i breelven er gitt av likning 4:

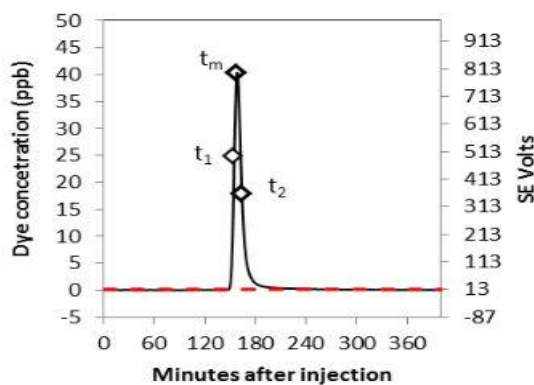
$$(4) \quad V_r = \frac{S^{-1} \left(\frac{1}{1,66786 \times 10^{-8}} (Q_p A_c) \right)}{c_i},$$

hvor S er egenvekten til sporstoffet som brukes (1,15 for rhodamine WT), Q_p er gjennomsnittlige proglasiale vannføringen i tiden det tar for gjennomslagskurvens å passere i m^3/s , A_c er området under gjennomslagskurven i ppb/minutter, og C_i er konsentrasjonen av fargestoffet før det tømmes i breen i ppb (Fyffe, 2013). Verdier som er lavere enn 50 % kan tyde på et komplekst dreneringssystem (seksjon 3.1.3), hvor sporstoff kan bli lagret inne i breen (Nienow, 2014). Hvis det er sikkert at alt fargestoffet har passert målestasjonen, kan likning 4 skrives om og brukes til å finne den gjennomsnittlige proglasiale vannføringen, som vist i likning 5:

$$(5) \quad Q_p = \frac{V_r \times S \times C_i \times (1,66786 \times 10^{-8})}{A_c}$$

3.2.5 Tolking av gjennomslagskurver

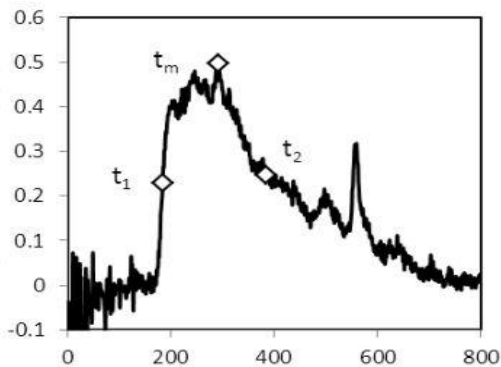
Forskjellig form på fargestoffmålingenes gjennomslagskurver relateres til de ulike typene dreneringssystem det er forventet å finne i en isbre. Hvis gjennomslagskurven har en markant topp som i figur 12, kjennetegner det generelt et velutviklet og effektivt dreneringssystem (Fyffe, 2013). Gjennomsnittshastigheten til fargestoffet mellom brønnen og målestasjonen vil være høy, dispersjonskoeffisienten vil være lav og det vil være høy prosentandel av volumet av fargestoff som passerer målestasjonen (Nienow et al., 1998).



Figur 12. Et godt definert toppunkt for t_m og kjennetegner et effektivt dreneringssystem (Fyffe, 2013).

Et mindre velutviklet dreneringssystem vil ha en gjennomslagskurve hvor gjennomsnittshastigheten av transporten til fargestoffet er lavere og dispersjonskoeffisienten og dispersiviteten er høyere (Fyffe, 2013). Høyere dispersivitet betyr at fargestoffet blir spredt mer utover når det transporteres gjennom dreneringssystemet, i motsetning til lav dispersivitet som tyder på at fargestoffet passerer målestasjonen i en kortere puls (Hubbard & Nienow, 1997; Hubbard & Glasser, 2005). Figur 13 viser en gjennomslagskurve med en bred,

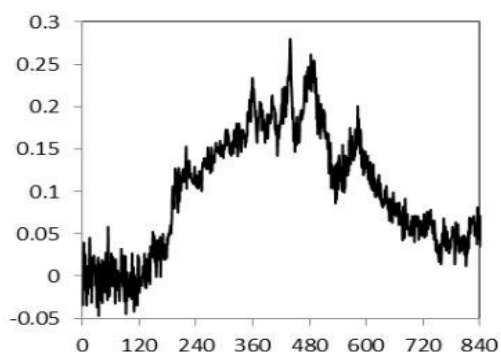
fremtredende skulder på fallsiden, og med en relativt høy dispersivitet. En slik gjennomslagskurve trenger ikke nødvendigvis å være en indikasjon på et distribuert nettverk (se seksjon 3.1.3). Det kan tyde på at vann blir lagret i deler av dreneringssystemet, eller hvis vannføring er liten kan det føre til relativt større ujevnheter i kanaler i dreneringssystemet som kan forårsake gjennomslagskurver med større dispersivitet (Gulley, Walthard, Martin, Banwell, Benn & Catania, 2012).



Figur 13. En bred skulder kan være en indikasjon på distribuert nettverk, eller at vann blir lagret i deler av systemet (Fyffe, 2013).

Gjennomslagskurver som er vide og ikke har en markant topp (figur 14), men heller består av mange topper er en indikasjon på drenering gjennom et lite utviklet, distribuert system som ikke er effektivt. Fargestoffet blir transportert med lav gjennomsnittshastighet gjennom dreneringssystemet, og vanligvis blir det registrert en lav prosent av fargestoffet ved målestasjonen i elven. Dette tyder på at vann enten har blitt lagret subglasialt eller at konsentrasjonen av fargestoff i breelven har vært for liten til å bli registrert.

Gjennomslagskurver som i figur 14 er vanligvis linket til distribuert system og er tolket som et nettverk av sammenkoblede hulrom (Fyffe, 2013).



Figur 14. Ingen markant topp og skiller seg ikke fra bakgrunnsstøyen i stor grad (Fyffe, 2013).

4. Metode

I studiet av det sub- og englasiale dreneringssystemet på Storbreen har det blitt utført sporstoffmålinger på sensommeren, samtidig som data om vannføring for nærliggende elver og meteorologiske data fra ulike stasjoner har blitt samlet inn for perioden begynnelsen av januar til slutten av oktober. Endringer i forholdet mellom vannføring og temperatur, nedbør og snødybde gjennom en ablasjonssesong kan gi indikasjoner om endringer i dreneringssystemet (seksjon 3.1.3 om glasiale dreneringssystem). Disse faktorene har blitt brukt i kombinasjon med sporstoffmålingene i undersøkelsen av dreneringssystemet til Storbreen.

4.1 Datainnsamling

4.1.1 Feltarbeid

4.1.1.1 Austerdalsbreen

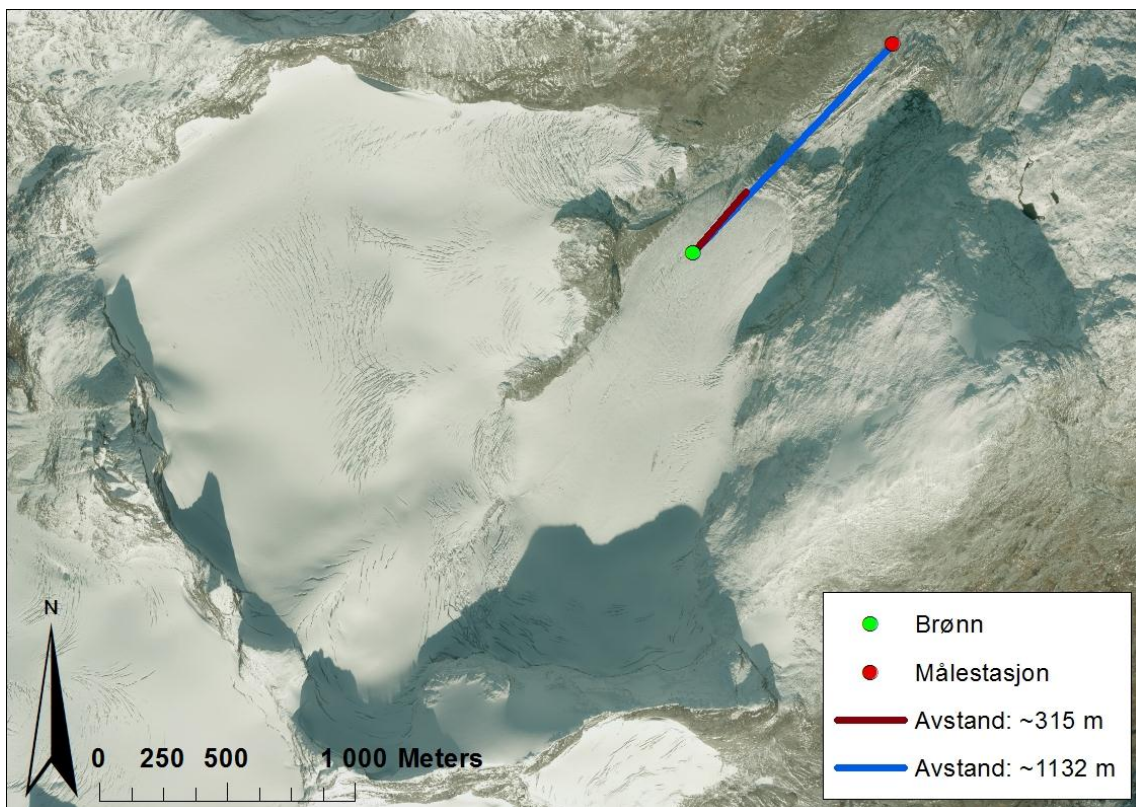
I ønsket om å nærmere undersøke isbreers dreneringssystem ble det forsøkt å utføre sporstoffmålinger på Austerdalsbreen den 19. og 20. august. I felt viste det seg derimot at det proglasiale landskapet var veldig forskjellig fra det som ble tydet ut fra flybilder og tidligere personlige observasjoner, med en ny, stor proglasial innsjø. Måleutstyret ble satt opp ved elven hvor en kalibrering av utstyret også ble utført, før fargestoff ble tømt i en vannførende brønn på breen om formiddag den 19. august. Målinger i elven fortsatte til morgningen den 20. august, uten at det hadde blitt registrert fargestoff i elven. I tillegg ble derfor et forsøk med å tømme fargestoff i breelven utført, hvor gjennomslagskurven fra målingen i en elv kan brukes til å sammenligne gjennomslagskurver fra dreneringssystemet på Storbreen.

4.1.1.2 Storbreen

Det ble først forsøkt å utføre sporstoffmålinger 29.-31. august ved Storbreen. Fargestoff ble tømt i det som tilsynelatende ble antatt å være en brønn, men det viste seg at dette var en supraglasial smeltevannselv. Forsøket ble derfor avbrutt, men videre utforskning av breen resulterte i lokaliseringen av en vannførende brønn som ble brukt i målingene ved neste tur i felt.

Den 13 og 14. september 2014 ble det utført to vellykkede eksperimenter med sporstoffmålinger på Storbreen. Figur 15 viser en oversikt over breen og GPS punktene som

ble hentet inn for brønnen hvor fargestoffet ble tømt i, samt plassering av målestasjonen i breelven. Kalibrering av utstyret ble foretatt på kvelden den 12. september ved målestasjonen, og fargestoff ble tømt i en vannførende brønn henholdsvis kl. 18.50 den 13. september og 09.40 den 14. september. Under hele feltarbeidet var det opphold, og temperaturer på mellom 9 °C på det varmeste og 1,6 °C tidlig om morgningen den 14. september. Det var skyfri himmel ved begge forsøkene.



Figur 15. Storbreen og plassering av målestasjon i elven. Brønnen hvor fargestoff ble tømt i ligger rundt 300 m opp på breen.

Målestasjonen med databank (seksjon 3.2.2) og en bærbar pc ble satt opp rundt 800 m i luftlinje fra brefronten, hvor og kalibreringen ble utført. En bønne ble fylt med vann fra elven, og ble tilsatte kjente verdier av fargestoff (i ppb) samtidig som verdier av spenningen ble registrert, slik at forholdet mellom mV og ppb ble definert.

Fluorometeret med skyggedekselet ble koblet til databanken. Et langt plastrør gjorde det lettere å plassere oppsettet godt ute i elven, og en stein ble festet i enden av skyggedekselet slik at fluorometeret ville holde seg på samme plass i elven (figur 16). Skyggedekselet ble knyttet godt fast i plastrøret i den ene enden, før det ble plassert delvis ute i elven og dekket med steiner. Tauet i den andre enden ble festet godt på land. Det er viktig å sikre et godt

oppsett slik at fluorometeret holder seg på samme sted gjennom hele feltarbeidet, og for å ikke risikere at det forsvinner nedover elven.



Figur 16. A) og B) Sterke krefter i aksjon i et proglasialt elveløp, så det er viktig med god sikring av utstyret. Foto: Stine Marie Østbø.

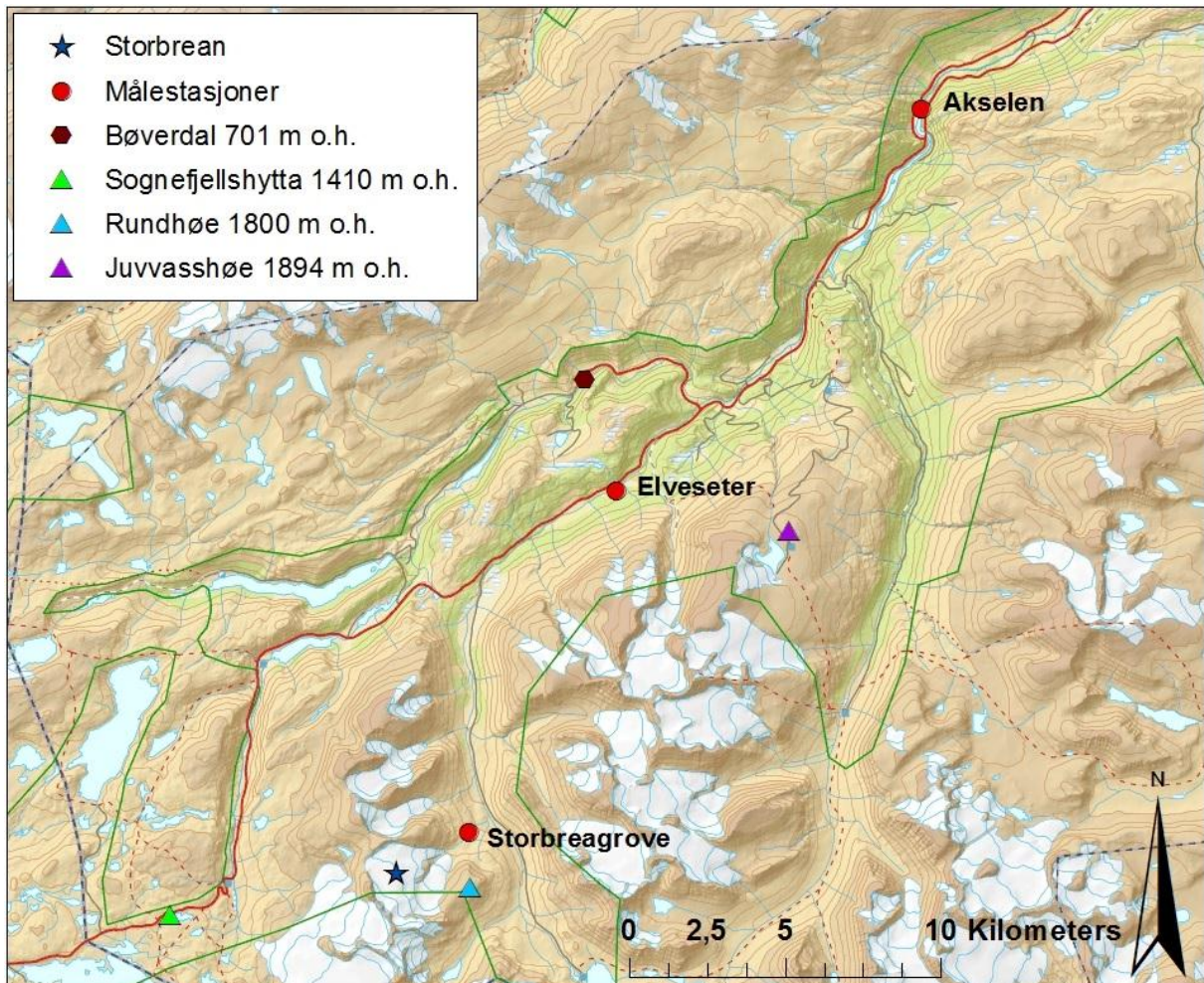
Begge forsøkene med sporstoffmålinger ble foretatt ved å tømme 200 ml rhodamine WT i samme brønn henholdsvis kl. 18.59 den 13. september og kl. 09.40 den 14. september. Kalibrering og oppsett av databanken ble gjort kvelden før, og databanken ble skrudd på samtidig som loggeintervallet ble satt til 20 sekunder før fargestoffet ble tatt med opp på breen neste dag. Målingene holdt frem til verdiene returnerte til det opprinnelige den 13. september, men måtte avbrytes før den 14. september. Avstanden fra målestasjonen og til brønnen er ca. 1132 m i en rett linje, og brønnen ligger omkring 315 meter opp på breen (figur 15). Ved begge tilfellene var det veldig lite vannføring i brønnen, og observerte vannføring var mindre tidlig den 14. september enn på ettermiddagen den 13. september. Brønnen var fri for snø, og beholderen med fargestoffet ble skylt så godt det lot seg gjøre med den lave vannføringen (figur 17).



Figur 17. Lav vannføring i brønnen gjør det vanskelig å skylle fargebeholderen ordentlig. Foto: Marianne K. Sundal.

4.1.2 Vannføring- og meteorologiske data

På bestilling ble vannføringsdata tilsendt for stasjonene ved Storbreagrove, Elveseter og Akselen med både time- og døgnverdier fra NVE ved Liss M. Andreassen. Meteorologiske data er hentet fra meteorologisk institutts klimadatabase eKlima. Temperaturmålinger ble hentet for Rundhøe og Sognefjellshytta, nedbør for Bøverdalen og snødybde for Juvvasshøe. De forskjellige stasjonene og Storbrean er lokalisert som vist på figur 18.



Figur 18. Plassering av de forskjellige stasjonene i forhold til Storbrean.

4.2 Databehandling

4.2.1 Sporstoffmålinger

4.2.1.1 Kalibrering

Kalibreringskurven for å definere forholdet mellom spenning (mV) og fargestoff (ppb) fra Storbrean ble ved en feil kun gjort for «gain 1». Det samme gjelder for kalibreringen ved Austerdalsbreen. Målingene fra feltarbeidet var for det meste verdier med «gain 100», og

noen få «gain 10», og den utførte kalibreringen dekker derfor dessverre ikke disse målingene. For å få riktige verdier i ppb for de utførte sporstoffmålingene, har likninger fra kalibrering utført av Simon de Villiers for breen Glacier Gamma i Chile blitt brukt (pers. medd.). Kalibreringen som ble utført her er en såkalt enkeltpunkts kalibrering, og gjøres i en løsning uten fargestoff til stede. (Turner Designs, 2012). Likning 6 og likning 7 definerer forholdet mellom spenning (mV) og Blank Corrected Raw Fluorescence Units (RFUB) som ble gitt av kalibreringen. For verdier med «gain 100» brukes likning 6 for å komme fra ppb til RFUB:

$$(6) y = 0,1306123220x - 13,0102160770$$

For verdier med «gain 10» brukes likning 7 for å komme fra ppb til RFUB:

$$(7) y = 1,2866901706x - 33,0097924917$$

Det er ønskelig å ha verdiene av konsentrasjonen av fargestoff i ppb, og for å komme fra RFUB til ppb brukes likning 8:

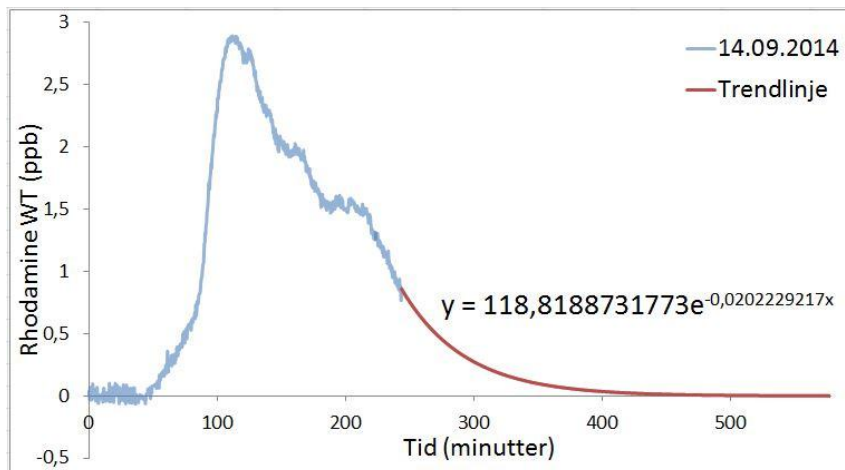
$$(8) y = 0,0071105413x - 0,3519583564$$

4.2.1.2 Gjennomslagskurver

Konsentrasjon av fargestoff i ppb plottes mot tid i gjennomslagskurver i Excel. Unaturlige høye verdier for målingene ble slettet slik at trenden av målingene kommer tydelig frem. Verdiene for fargestoff med bakgrunnsstøyen var opprinnelig negative, så disse verdiene ble korrigert slik at de ble nærmere 0. Dette ble gjort ved å først finne en gjennomsnittverdi av alle målingene før grafen begynner å stige, for så å trekke denne fra alle målinger (fra $t=0$). Verdien som ble trukket fra målingen på Austerdalsbreen er -0,28566, og på Storbreen ble henholdsvis -0,2125248 ppb og -0,16634653 ppb trukket fra alle målingene den 13.09 og 14.09.

Målingene av fargestoff i elven den 14. september måtte avsluttes før verdiene returnerte til det opprinnelige nivået, og den fulle utstrekningen til gjennomslagskurven er derfor ukjent. En trendlinje basert på verdier mot slutten av målingene ble laget, for å gjøre det mulig å finne arealet under kurven (A_c , brukes til å løse likning 4 og 5). En eksponentiell formellinje for trenden ble brukt, da det forventes at målingene vil avta på en tilnærmet lik måte som for 13. september (figur 25), og ikke som ved en lineær linje. Trendlinjen og den tilhørende likningen er vist i figur 19. Eksponentiallikningen ble brukt for å finne antatte verdier av fargestoffet etter at målingene ble avbrutt, og etter nesten 10 timer (578 min) ble likningen

satt til 0, slik at det ble mulig å regne ut en verdi for A_c .



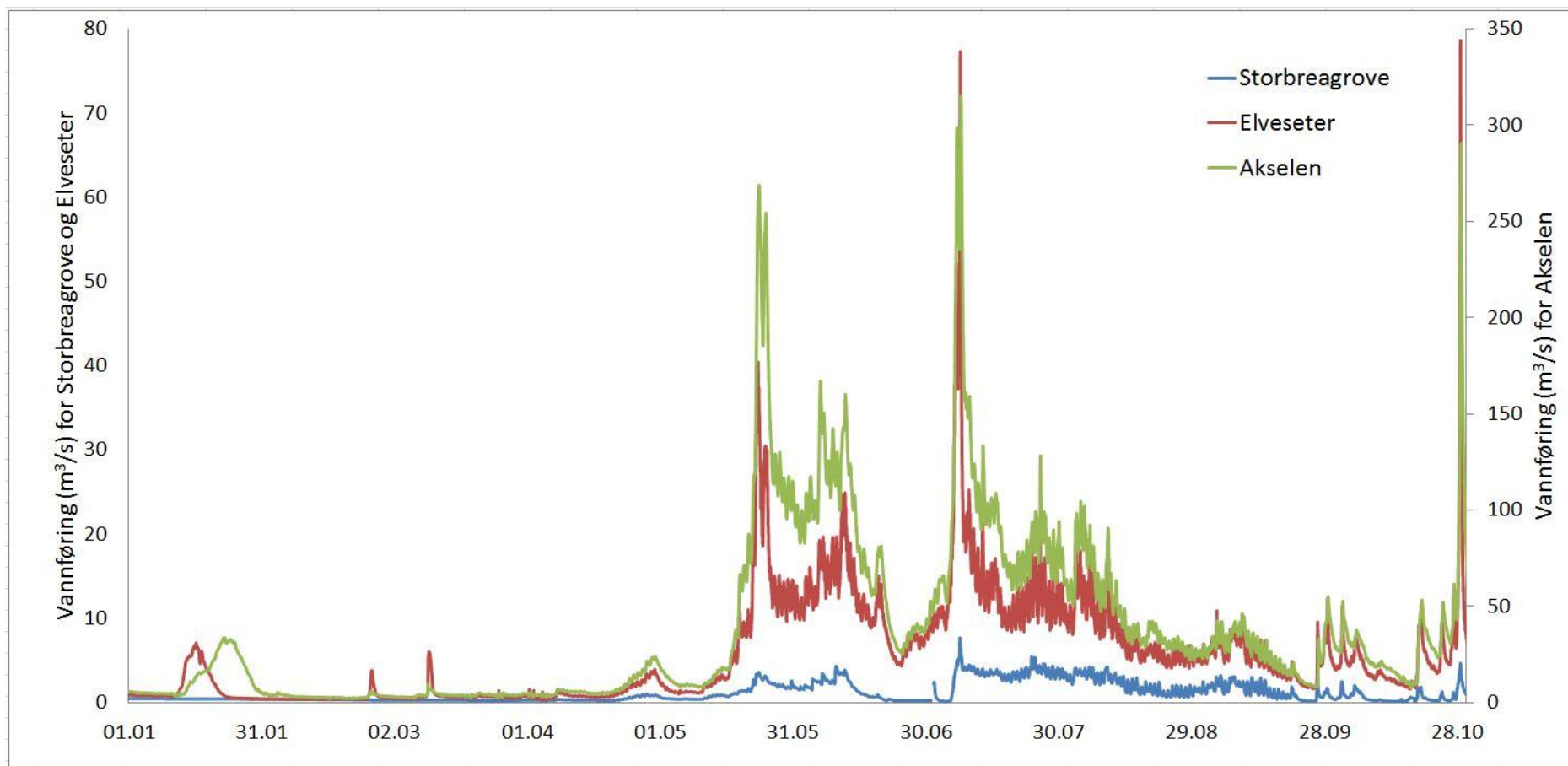
Figur 19. Trendlinjen og likningen for gjennomslagskurven 14.09. Gjennomslagskurven for målingene den 14. september med trendlinjen vist i rødt og den tilhørende likningen.

4.2.2 Vannføring- og meteorologiske data

4.2.2.1 Vannføringsdata

Stasjonene ved både Storbreagrove og Elveseter er vurdert å legges ned grunnet dårlig kvalitet, og for Storbreagrove er det et problem med en kulp som blir fylt opp av sedimenter. Den mer pålitelige målestasjonen Akselen, som ligger i en avstand på omkring 29 km i rett linje fra Storbreen, har et veldig stort nedbørsfelt sammenlignet med de to andre elvene (790,9 km² sammenlignet med Storbreagroves 8,34 km² og Elveseters 113,12 km²). Plasseringen av de tre stasjonene i forhold til hverandre er vist i figur 18, og vannføringsdata fra de forskjellige i perioden 1.1.2014 – 30.10.2014 er sammenlignet med hverandre i figur 20. Grafen viser at vannføring i elvene følger de samme trendene i stor grad og det antas at både Storbreagrove og Elveseter målestasjon gir brukbare målinger i 2014. Derfor brukes i hovedsak Storbreagrove i denne oppgaven, da elven er den som er mest knyttet til isbre (63% av nedbørsfeltet, seksjon 2.1) og vil gi best inntrykk av hvilken påvirkning breen har på vannføring. Det blir supplert med vannføringsdata fra Elveseter ved enkelte tilfeller.

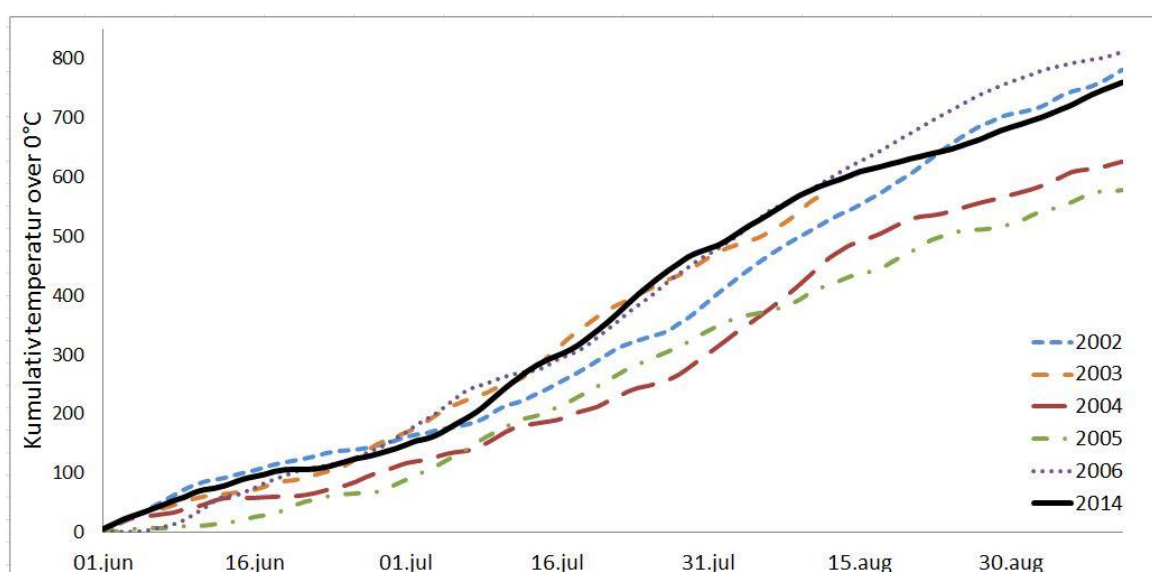
Målingene ved Storbreagrove er for hver hele time, og det var manglende og unaturlige verdier mot slutten av juni og begynnelsen av juli. Elveseter har verdier for hvert 30. minutt.



Figur 20. Vannføring i Storbregrove, Elveseter og Akselen sammenlignet med hverandre fra 1.1.2014 – 30.10.2014. Legg merke til de forskjellige verdiene for vannføring på y-aksene, hvor høyere verdier for vannføring er gitt for Akselen.

4.2.2.2 Meteorologiske data

På figur 21 er de kumulative temperaturene målt ved Sognefjellshytta (se figur 18 for beliggenhet) fra 1. juni til 10. september i årene 2002, 2003, 2004, 2005, 2006 og 2014 sammenlignet med hverandre. For 2003 strekker temperaturdataene seg til 12. august, men trenden fram til da ser ut til at dette ville vært et av de varmeste årene for denne perioden. Ut ifra grafen viser det at 2014 var et relativt varmt år, men ikke uvanlig. Både i 2006 og 2002 var de endelige kumulative temperaturene større enn i 2014, mens 2004 og 2005 begge hadde lavere kumulativ temperatur.



Figur 21. Daglige kumulative temperaturer (over 0 °C) ved Sognefjellshytta fra 1. juni til 10. september 2014. I 2003 var målinger tilgjengelig frem til 12. august.

Data fra temperaturmålinger fra Rundhøe, nedbør fra Bøverdalen og snødybde fra Juvvasshøe (se figur 18 for beliggenhet) ble prosessert i Excel. For temperaturer er det registrert verdier hver time, og de er gitt i °C. Ved noen tilfeller er det periodevis manglende data, og disse feltene har blitt latt stående åpne, noe som kan vises som ufullstendige kurver i grafene. Selv om det er mangler noen plasser kommer trendene tydelig frem. Nedbørsverdiene er døgnnormaler og er verdier i mm. Dager hvor det ikke var registrert nedbør stod som tomme felter, og verdien 0 ble gitt hvor dette var situasjonen. Snødybden i cm er målt hver time.

4.2.2.3 Sammenligning av vannføring og temperatur

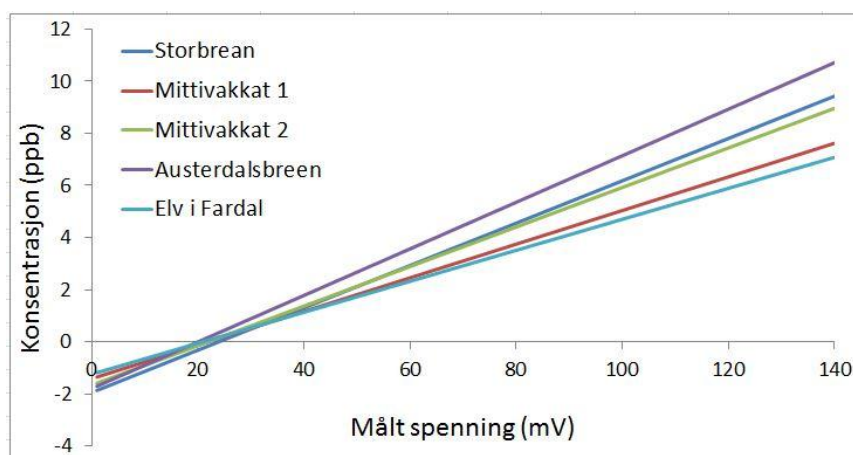
Vannføring fra Storbreagrove har blitt sammenlignet med temperatur, snødybde og nedbør i forskjellige grafer laget i Excel. Vannføring og temperatur er vist i grafer som dekker hele

perioden fra tidlig januar til sent i oktober. Snødybde og nedbør er kun vist i mer detalj i kortere tidsrom hvor det var hendelser som var av interesse for oppgaven. Vannføring i Storbregrove og Elveseter har også blitt sammenlignet.

4.2.3. Feilkilder

4.2.3.1 Sporstoffmålingene

Kalibreringskurven som ble brukt for å komme fra spenning (mV) til konsentrasjon i ppb er ikke fra Storbreen, og kan være en mulig feilkilde. Ulike forhold i breelven med sedimenter, temperatur og pH-verdi kan påvirke fluorescensen (seksjon 3.2.3). Forskjell i disse forholdene mellom Storbregrove og elven hvor kalibreringskurvene som brukes kommer fra kan derfor påvirke de målte konsentrasjonene. Lokale døgnlige variasjoner i disse faktorene kan også forekomme. Kalibreringskurven for Storbreen, Austerdalsbreen, Mittivakkat i Grønland, Glacier Gamma i Chile og en elv i Fardal for gain 1 er vist i figur 22. Forskjellen mellom de ulike kalibreringene er liten, og dette tyder på at feilmarginen ved å bruke kalibreringskurve fra en annen elv er liten. De opprinnelige verdier ble korrigert slik at de skulle komme nærmere 0, og disse verdiene kan ha kommet av at kalibreringen som ble brukt kommer fra en annen elv enn ved Storbreen, hvor forholdene (temperatur, sedimenter i elven og pH-verdi) kan ha vært annerledes enn hvor målingene ble foretatt. De små svingninger som observeres i data skyldes ulike forhold i bakgrunnsstøyen.



Figur 22. Forskjellen mellom de ulike kalibreringskurvene er liten, selv om de kommer fra forskjellige elver.

Målingene den 14. september måtte avsluttes før konsentrasjon av fargestoff i elven hadde returnert til bakgrunnsstøyen, og siste del av gjennomslagskurven er basert på en eksponentiell trendlinje (figur 19). Det er ikke sikkert at den faktiske gjennomslagskurven

ville hatt samme form som det trendlinjen gir, og derfor kan dette være en feilkilde til arealet under kurven og påfølgende feil i utregningene for volum av registrert fargestoff i breelven (likning 4 og 5).

Avstanden fra målestasjonen som sporstoffet blir helt i Storbreen er over 1 km, hvor transporten i den proglasiale elven er omkring 800 m. Det kan derfor tenkes at fargestoffet har blitt godt mikset med vannet i løpet av transporten. Fargestoff ble tømt i den proglasiale elven ved Austerdalsbreen i en avstand på rundt 100 m, og det kan være at fargestoffet ikke har rukket å blande seg med vannet i elven på denne avstanden. Det kan være at det har passert målestasjonen i forskjellige pulser, og ikke som en blandet enhet, og kan ha innvirkningen på formen til gjennomslagskurven.

GPSEN har en usikkerhet på 5-15 m horisontalt. Avstanden mellom målestasjonen og brønnen ble målt til 1131,6 m, så en avrundet verdi på 1132 m brukes. De endelige verdier for hastighet, dispersjon og dispersivitet vil derfor oppgis med to desimaler på grunn av de feilkildene som er involvert med målingene.

Både feil i kalibreringen og estimeringen av den proglasiale vannføringen kan føre til feil i utregningen av fargestoffet som har passert målestasjonen. Hvis denne parameteren skal brukes i tolkningen av dreneringssystemet til en bre, må det tas høyde for disse usikkerhetene (Hubbard & Nienow 1997; Hubbard & Glasser 2005)

4.2.3.2 Vannførings- og meteorologiske data

Underveis i oppgaven er det tatt stilling til at vannføring- og de meteorologiske dataene ikke ligger i umiddelbar nærhet til Storbreen, men kommer fra omliggende stasjoner med de mest brukbare målingene.

Temperaturmålingene på Rundhøe (1800 m o.h., 1,1 km fra Storbreen) er fra et høyere punkt enn selve Storbreen (1400m o.h.). Det kan derfor forekomme både lavere og høyere temperaturer på Rundhøe sammenlignet med overflaten på Storbreen.

Vannføringsmålinger fra Storbregrove (1250 m o.h., 1 km fra fronten til Storbreen) til NVE har mulige inhomogene data da kulpen pleier å fylles igjen med sedimenter og stasjonen er foreslått nedlagt. Elveseter (720 m o.h., 13 km fra Storbreen) gir heller ikke så gode data som ønsket, og er også foreslått nedlagt. Målestasjonen til NVE på Akselen (500 m o.h., 27 km fra Storbreen) fungerer som den skal gir gode data, men vil ikke være en like god indikator på

sesong- og døgnvariasjoner på breen siden nedbørsfeltet til Akselen er over ti ganger så stort som Elveseter, og nesten hundre ganger så stort som Storbreagrove.

Nedbørsmålingene fra Bøverdalen (701 m o.h., 16 km fra Storbrean) er døgnnormaler med verdier i millimeter. Siden Bøverdalen ligger lavere enn Storbrean kan dette utgjøre forskjeller i nedbør.

Snødybde fra fra eKlima målt på Juvvasshøe (1894 m o.h., 15 km fra Storbrean) vil ikke nødvendigvis stemme med snødybde på Storbrean. Juvvasshøe er et toppunkt, og Storbrean ligger i en forsenkning i terrenget omgitt av bratte fjellsider. Vind vil i større grad frakte bort snø fra topper som Juvvasshøe, og legge den igjen i leområder lignende Storbrean.

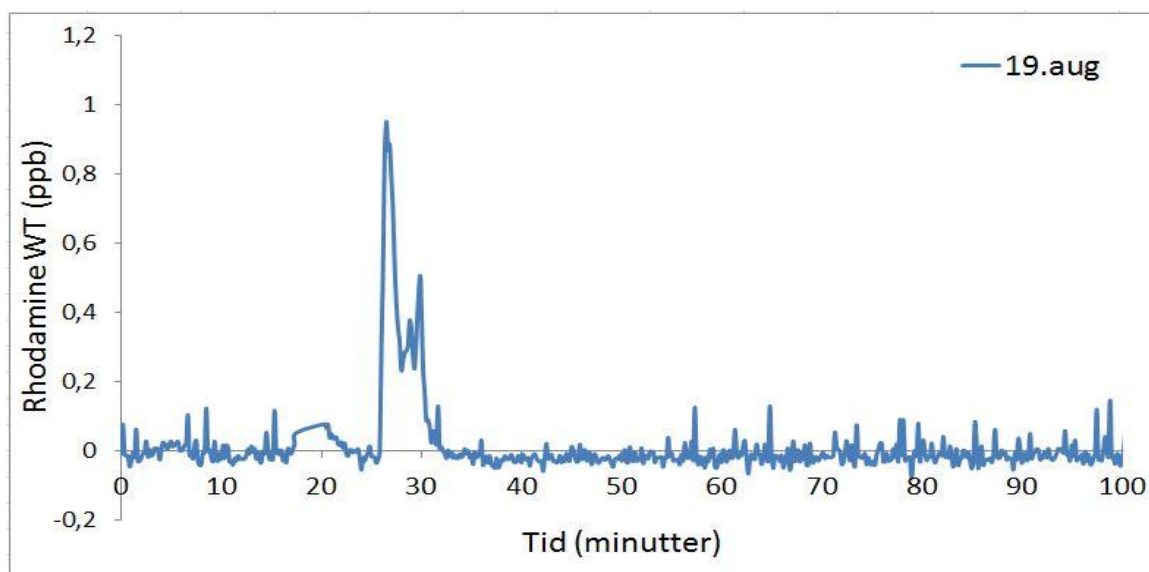
Sannsynligheten for at Storbrean har større snødybde er dermed stor.

5. Resultater

5.1 Resultater Sporstoffmålinger

5.1.1 Austerdalsbreen

Gjennomslagskurven for forsøket i breelven ved Austerdalsbreen er vist i figur 23. Da det kun er formen til gjennomslagskurven som er av interesse er ikke tiden ved 0 det nøyaktige tidspunktet hvor fargestoff ble tømt i elven. Verdiene stiger raskt til en markant topp, og de avtar relativt raskt med en liten topp også på den synkende siden av kurven.

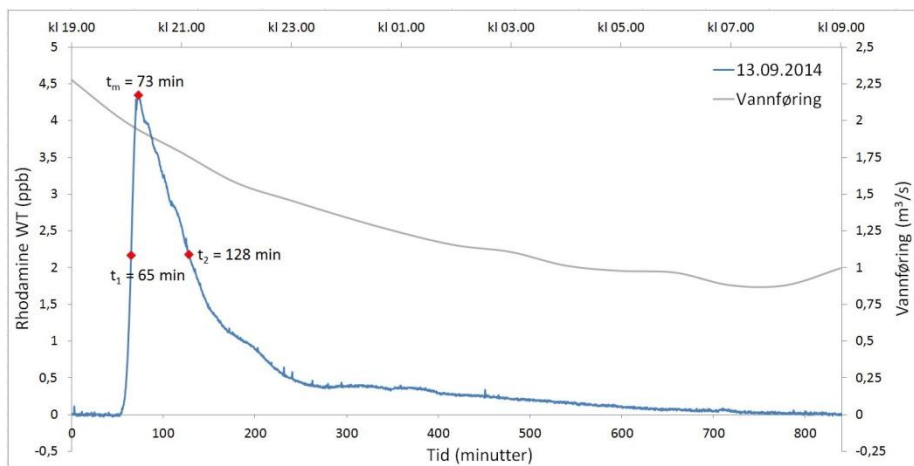


Figur 23. Gjennomslagskurve fra elv. Det ble registrert en liten topp, og fargestoffet hadde passert målestasjonen etter omtrent 5 minutter.

5.1.2 Storbreen

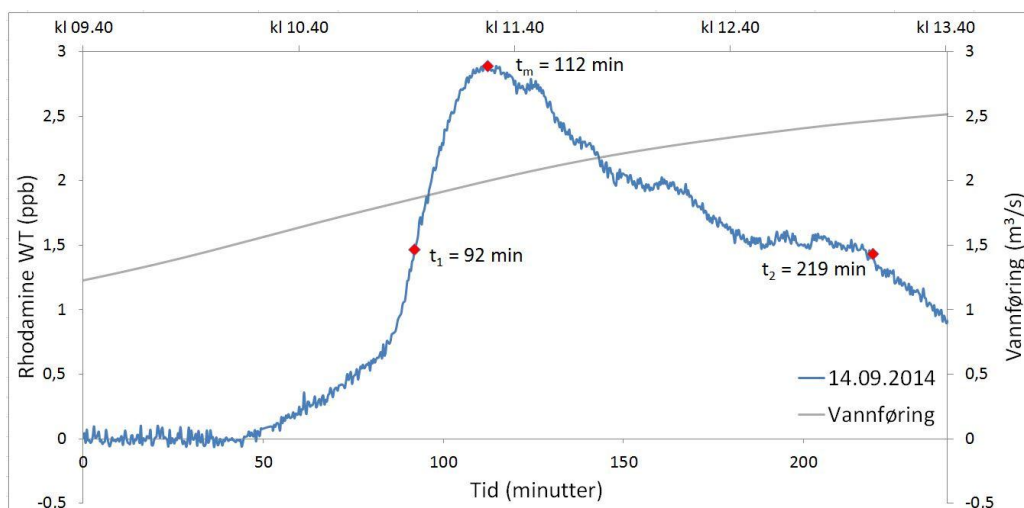
5.1.2.1 Gjennomslagskurvene

Gjennomslagskurven til sporstoffmålingen den 13. september er vist i figur 24 sammen med vannføringen i Storbregrove under målingen. Tiden er minutter etter fargestoffet ble tømt i breen. Konsentrasjonen av sporstoff i breelven har en topp på 4,35 ppb etter 73 minutter, og tiden til halve konsentrasjonen på stigende og synkende side av kurven, t_1 og t_2 , er henholdsvis 65 minutter og 128,33 minutter som vist på figur 24. Kurven til konsentrasjonen av rhodamine WT har en bratt og jevn stigning mot en markant topp, før den avtar jevnt mot konsentrasjon på ca. 1,4 ppb etter omkring 180 minutter. Etter dette avtar kurven litt ujevnt, før den etter 400 minutter har en jevn trend mot opprinnelige verdier (bakgrunnsstøy).



Figur 24. Sporstoffmålingen utført den 13. september. Fargestoffet ble tømt i brønnen ved 0 minutter (kl. 19.00), og konsentrasjonen nådde en topp etter 73 minutter. Vannføring i Storbregrove i tidsrommet hvor sporstoffmålingen ble utført er vist ved en grå strek.

Gjennomslagskurven til sporstoffmålingen den 14. september er vist i figur 25, med vannføring for Storbregrove under målingen. Fargestoffet ble tømt i breen ved 0 minutter, og den målte konsentrasjonskurven har en topp etter nesten to timer. Tiden til halve konsentrasjonen er 92 minutter når verdiene til konsentrasjonen økte og 219 minutter ved synkende konsentrasjon. Kurven stiger i 2 faser, fra verdier rundt 0 ppb til 0,75 ppb og så en relativt raskere stigning fra 0,75 til en topp i konsentrasjonen på ca. 2,89 ppb. Trenden på fallsiden av kurven er at den avtar jevnt, men med lokale svigninger. Da målingene ble avbrutt etter litt over 4 timer var de registrerte konsentrasjonene av fargestoff rundt 0,8 ppb.



Figur 25. Sporstoffmålingen utført den 14. september der fargestoff ble tømt i breen ved 0 minutter (kl. 09.40), og vannføringen i Storbregrove under forsøket er vist ved en grå strek.

5.1.2.2 Hastighet

Den gjennomsnittlige hastigheten til sporstoffet når det blir transportert mellom brønnen og målestasjonen i elven er gitt av likning 1, $u = \frac{d}{t_m}$, og er gitt i m/s. Avstanden (d) mellom målestasjonen og brønnen er 1132 m (se figur 15). Tiden til toppen av kurven den 13. september er 73 minutter (4380 sekunder). Disse verdiene gir en hastighet på:

$$u = \frac{1132m}{73 \times 60} = 0,2584475 \frac{m}{s} \approx 0,26 \frac{m}{s}$$

Den 14. september er tiden til toppen av kurven, t_m , 112 min (6720 sekunder) og gir en hastighet på:

$$u = \frac{1132m}{112min \times 60sek} = 0,16845238 \frac{m}{s} \approx 0,17 \frac{m}{s}$$

5.1.2.3 Dispersjon og dispersivitet

Dispersjonskoeffisienten for gjennomslagskurven er gitt ved linkning 2, og for å regne ut denne følges punkt 1-5 fra seksjon 3.2.4.2. Avstanden, d , er 1132 m (se figur 15). For målingene den 13. september er t_m 73 minutter (4380 sekunder), og t_i er henholdsvis t_1 (65 minutter, 3900 sekunder) og t_2 (128,33 minutter, 7699,8 sek) som gir:

$$1. \text{ For } t_i = t_1: D = \frac{1132m^2(4380sek-3900sek)^2}{4 \times 4380sek^2 \times 3900sek \times \ln \left[2 \left(\frac{4380sek}{3900sek} \right)^{\frac{1}{2}} \right]} = 1,3132778 \frac{m^2}{s}$$

$$2. \text{ For } t_i = t_2: D = \frac{1132m^2(4380sek-7680sek)^2}{4 \times 4380sek^2 \times 7680sek \times \ln \left[2 \left(\frac{4380sek}{7680sek} \right)^{\frac{1}{2}} \right]} = 57,421285 \frac{m^2}{s}$$

3. Likning 2 for $t_i = t_1$ subtrahert med likning 2 for $t_i = t_2$:

$$1,3132778 \frac{m^2}{s} - 57,421285 \frac{m^2}{s} = -56,108007 \frac{m^2}{s}$$

4. Varierer t_m til 5708 sekunder slik at en tilnærmet felles verdi for D finnes, slik at D for $t_i = t_1$ subtrahert med D for $t_i = t_2$ er nesten lik 0.

5. Regner ut D med den nye verdien for $t_m = 5699$ sekunder (bruker $t_i = t_1$, men det har ingen betydning hvilken verdi for t_i som blir brukt i utregningen):

$$D = \frac{1132m^2(5699sek - 3900sek)^2}{4 \times 5699sek^2 \times 3900sek \times \ln \left[2 \left(\frac{5699sek}{3900sek} \right)^{\frac{1}{2}} \right]} = 9,271902279 \frac{m^2}{s} \approx 9,27 \frac{m^2}{s}$$

Den 14. september er t_m 112 minutter (6720 sekunder), og t_i er henholdsvis t_1 (92 minutter, 5520 sek) og t_2 (219 minutter, 13140 sek) og gir:

$$1. \text{ For } t_i = t_1: D = \frac{1132m^2(6720sek - 5520sek)^2}{4 \times 6720sek^2 \times 5520sek \times \ln \left[2 \left(\frac{6720sek}{5520sek} \right)^{\frac{1}{2}} \right]} = 2,3381132 \frac{m^2}{s}$$

$$2. \text{ For } t_i = t_2: D = \frac{1132m^2(6720sek - 13140sek)^2}{4 \times 6720sek^2 \times 13140sek \times \ln \left[2 \left(\frac{6720sek}{13140sek} \right)^{\frac{1}{2}} \right]} = 62,18060422 \frac{m^2}{s}$$

3. Likning 2 for $t_i = t_1$ subtrahert med likning 2 for $t_i = t_2$:

$$2,3364611 \frac{m^2}{s} - 62,136668 \frac{m^2}{s} = -59,842491 \frac{m^2}{s}$$

4. Varierer t_m til 9092 sekunder slik at en tilnærmet felles verdi for D finnes, slik at D for $t_i = t_1$ subtrahert med D for $t_i = t_2$ er nesten lik 0.

5. Regner ut D med den nye verdien for $t_m = 9092$ sekunder (bruker $t_i = t_1$, men det har ingen betydning hvilken verdi for t_i som blir brukt i utregningen):

$$D = \frac{1132m^2(9092sek - 5520sek)^2}{4 \times 9092sek^2 \times 5520sek \times \ln \left[2 \left(\frac{9092sek}{5520sek} \right)^{\frac{1}{2}} \right]} = 9,502649951 \frac{m^2}{s} \approx 9,5 \frac{m^2}{s}$$

Verdiene for dispersjonskoeffisientene brukes, sammen med hastighetene funnet i likning 1, til å regne ut dispersiviteten, b , gitt av likning 3. Dispersiviteten den 13. september blir da:

$$b = \frac{D}{u} = \frac{9,271902279 \frac{m^2}{s}}{0,2584475 \frac{m}{s}} = 35,8753816 m \approx 35,88 m$$

Dispersiviteten 14. september blir:

$$b = \frac{D}{u} = \frac{9,502649951 \frac{m^2}{s}}{0,16845238 \frac{m}{s}} = 56,4114909 m \approx 56,41 m$$

5.1.2.4 Volum av registrert sporstoff

Volumet av sporstoffet som har blitt registrert i elven, V_r , kan regnes ut ved å bruke likning 4. Den gjennomsnittlige vannføringen, Q_p , er regnet ut basert på de vannføringsverdiene som finnes for Storbregrove i tidsrommene de to sporstoffmålingene ble foretatt. Arealet under gjennomslagskurven, A_c , er i ppb*min, S er egenvekten til rhodamine WT og C_i konsentrasjon av fargestoff før det tømmes i breen i ppb. Verdiene som er brukt i utregningene er gitt i tabell 1:

Tabell 1. Verdier til utregning av volum av registrert sporstoff i likning 4 og vannføring i likning 5.

Dato	Q_p (m ³ /s)	A_c (ppb*min)	S	C_i
13.sep	1,331857	446,775785	1,15	210000000
14.sep	2,113955	347,81864	1,15	210000000

Likning 4 for 13.09 gir da:

$$V_r = \frac{1,15^{-1} \left(\frac{1}{1,66786 \times 10^{-8}} (1,331857 \times 446,775785) \right)}{210000000} = 147,73 \text{ ml}$$

Likning 4 for 14.09 gir da:

$$V_r = \frac{1,15^{-1} \left(\frac{1}{1,66786 \times 10^{-8}} (2,113955 \times 347,81864) \right)}{210000000} = 182,55 \text{ ml}$$

Da 200 ml fargestoff ble tømt i breen ved både 13. og 14. september, gir det en prosentandel av registrert fargestoff på henholdsvis 74 % og 91 %.

Basert på en antagelse av at alt sporstoffet ($V_r = 200$ ml) har kommet gjennom dreneringssystemet er det mulig å estimere vannføringen ved likning 5. For 13. september gir det:

$$Q_p = \frac{200 \times 1,15 \times 210000000 \times (1,66786 \times 10^{-8})}{446,775785} = 1,8030882 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \approx 1,8 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

For 14. september blir vannføringen:

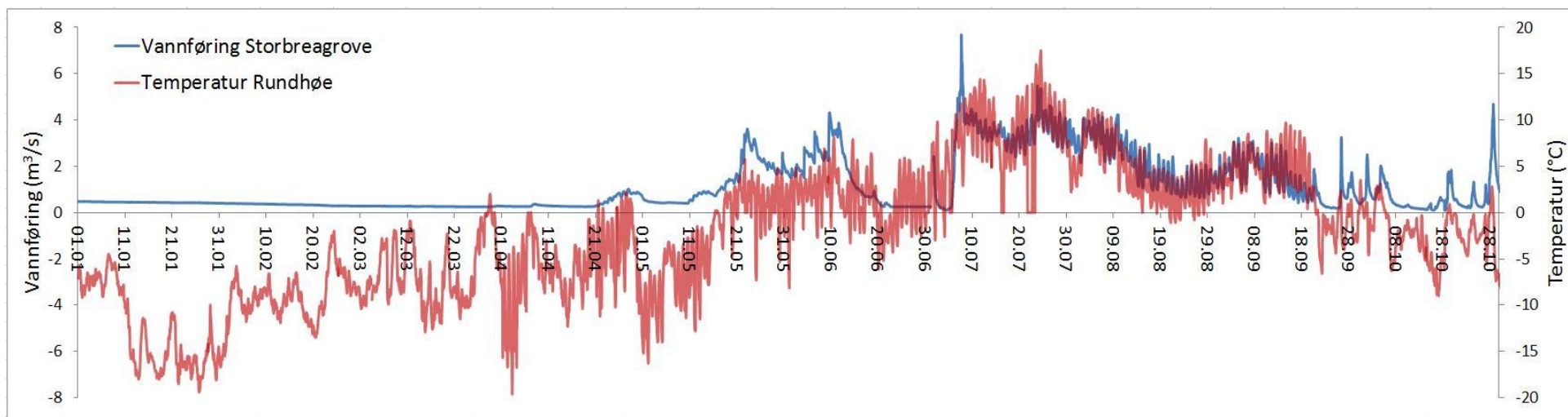
$$Q_p = \frac{200 \times 1,15 \times 210000000 \times (1,66786 \times 10^{-8})}{347,81864} = 2,31608101 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} \approx 2,32 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$$

5.2 Vannføring og meteorologiske data

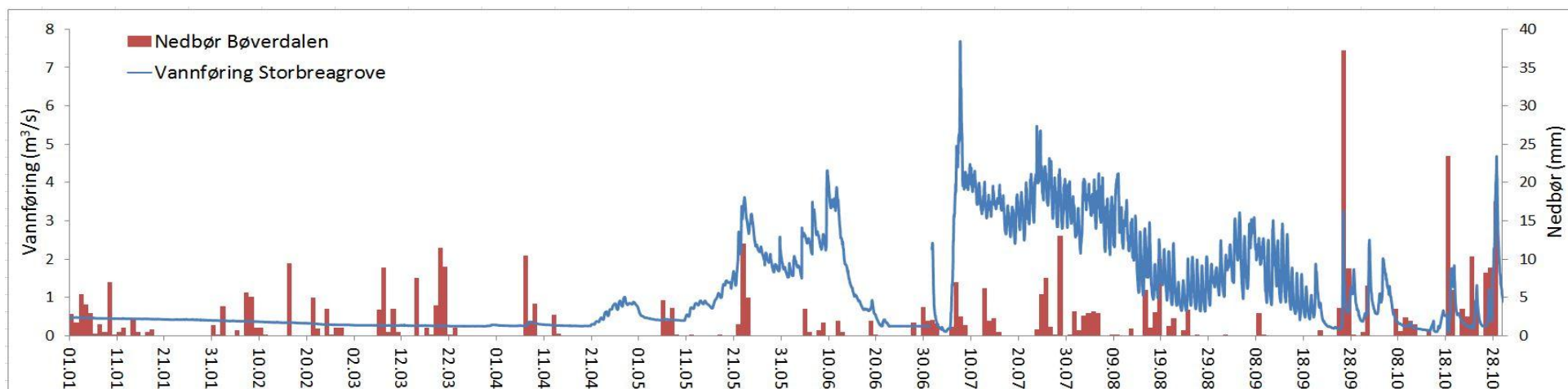
Forholdet mellom vannføring i Storbreagrove og temperatur ved Rundhøe i perioden 1.1.2014 til 30.10.2014 er vist i figur 26, og forholdet mellom vannføring i samme elv og nedbør i Bøverdalen er vist i figur 27. Fra januar til midten av april er temperaturen på Rundhøe konstant under 0 °C, med unntak av 29. mars hvor temperaturene så vidt krøp over frysepunktet. Det er derfor naturlig å tro at snø og is fyller elveleiet i denne perioden og ikke vann, og dette tyder på at Storbreagrove er frosset gjennom vinteren, og vannføringen er minimal. Den registrerte nedbøren i Bøverdalen i samme tidsrom antas å ha kommet som snø ved Storbrean grunnet de lave temperaturene.

I siste halvdel av april begynner temperaturene å svinge mellom varmegrader om dagen og kuldegrader om natten. For eksempel den 26. april steg temperaturen til 1,5 °C kl. 12.00 på dagen, før den sank til -8,5 °C natt til 27. april. Samtidig med svingninger i temperatur registreres også de første døgnvariasjonene i vannføring i Storbreagrove. Det er ikke registrert nedbør i dette tidsrommet, så det kan tyde på at det er endringer i temperatur som gir utslag på vannføringen.

Etter denne korte perioden med varmere dager følger en kaldere periode hvor vannføringen er konstant og ligger på rundt 0,43 m³/s. Dette varer fram til 10. mai, før vannføringen øker mot 20. mai til 1,4 m³/s i takt med stigende temperaturer. Temperaturene blir mildere igjen, og en ny periode med varmegrader om dagen og kuldegrader om natten starter i midten av mai, og fører til døgnvariasjoner i vannføring i Storbreagrove. Denne trenden varer til rundt 10. juni.

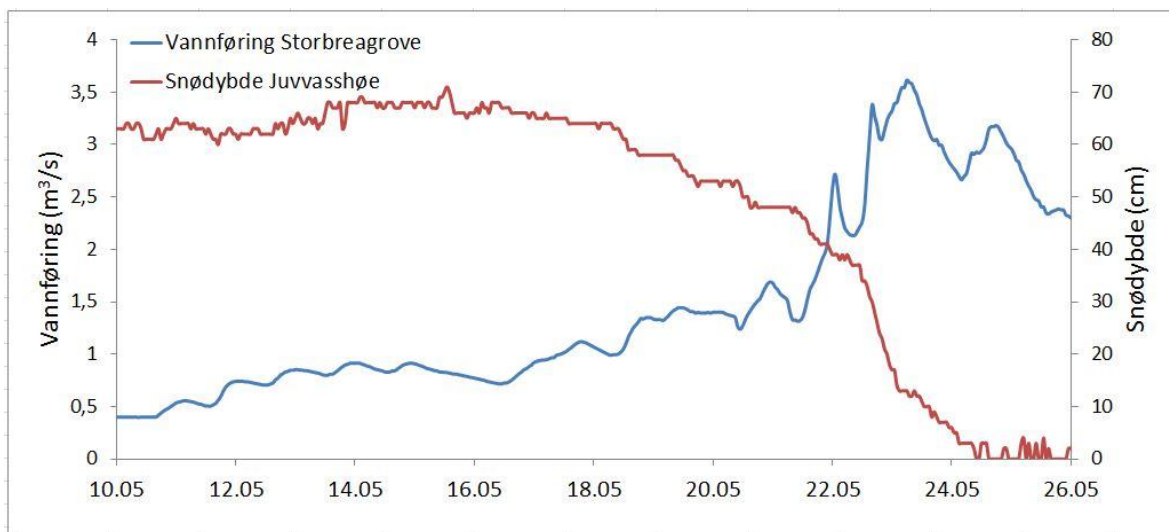


Figur 26. Sammenligning av vannføring i Storbregrove og temperatur ved Rundhøe mellom 1.1.2014 og 30.10.2014. Y-aksene representerer vannføring i m^3/s og temperatur i $^{\circ}C$.



Figur 27. Nedbør registrert i Bøverdalen og vannføring i Storbregrove satt opp mot hverandre mellom 1.1.2014 til 30.10.2014. Vannføringen er gitt i m^3/s og nedbøren i mm.

Snødybden på Juvvasshøe (1894 m o.h.) avtar fra 64 cm 18. mai til 3 cm 24. mai som vist i figur 28, Den relativt raske avsmeltningen av snøpakken påvirker vannføring med at den øker jevnt i dette tidsrommet med en lokal vannføringstopp den 23. mai, samtidig som den døgnlige variasjonen er større i forhold til før. Storbrean ligger på 1398 m o.h. på det laveste, og derfor kan det antas at snøen som ligger rundt breen har smeltet noe før her, som passer fint med at vannføringen øker litt før snøen har smeltet ved Juvvasshøe. Det kom også 12 mm nedbør i Bøverdalen den 23. mai, og grunnet varme temperaturer ved Rundhøe er det sannsynlig at dette har vært i form av regn, som også kan ha hatt innflytelse på den lokale vannføringstoppen denne dagen.



Figur 28. Snødybde ved Juvvasshøe avtar samtidig som det forekommer en økning av vannføringen i Storbregrove mellom 10. og 26. mai.

Fra rundt 12. juni til 5. juli avtar vannføringen i Storbregrove, samtidig som trenden i døgnvariasjoner i temperatur fortsetter å svinge mellom kulde- og varmegrader. Vannføringen i denne perioden i Storbregrove er målt til så lavt som $0,25 \text{ m}^3/\text{s}$, som er tilsvarende med verdier da elveløpet antas å være fylt av is og snø. Det mangler målinger den 1. juli fra klokken 06.00 om morgningen til klokken 18.00 på kvelden. Hvis vannføringen sammenlignes med den i Elveseter ser det ut til at det kunne vært forventet døgnvariasjoner i vannføringen, selv om den er lav.

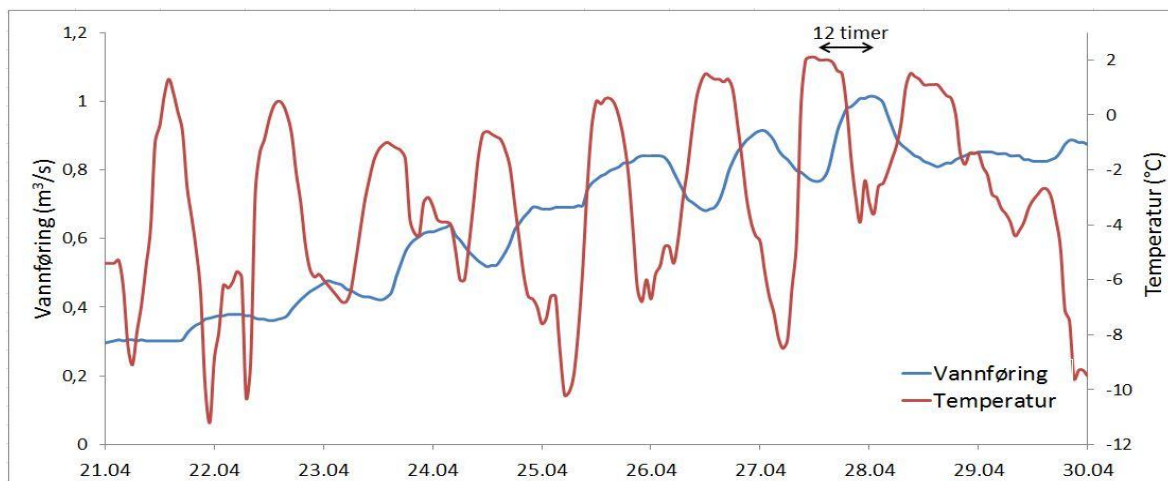
På ettermiddagen den 7. juli forekommer en ny topp i vannføringen, og en vannføring her på over $7 \text{ m}^3/\text{s}$ er den høyeste verdien som er målt i Storbregrove gjennom hele serien av målinger. Det var relativt varmt ved Rundhøe denne dagen med temperaturer opp mot $12 \text{ }^\circ\text{C}$, og det er registrert 7 mm nedbør i Bøverdalen. Etter dette er det en trend med sammenhengende svingninger i både vannføring og temperatur i større grad enn tidligere.

Vannføringen ligger i stor grad jevnt mellom 2,4 m³/s til 4,4 m³/s, før den blir lavere i midten av august.

Slutten av september og ut oktober er preget av intervaller med lav vannføring hvor temperaturer er under frysepunktet, og perioder med milde dager hvor vannføringen øker i samsvar med økende temperatur. Det var mye nedbør i Bøverdalen mellom 25. – 28. september, og svingende temperaturer rundt 0 °C i disse dagene ved Rundhøe kan ha ført til at dette har kommet som snø ved Storbrea Grove. Registrert snødybde ved Juvvasshøe den 27. september er 18 cm mot 0 cm dagen før, noe som også kan tyde på at nedbøren kom i form av snø. Helt i slutten av oktober er det tre hendelser med mye nedbør, med påfølgende lokale topper i vannføring. Temperaturen ved Rundhøe har ved disse hendelsene ligget rett under 0 °C, og ved den siste og mest markante vannføringstoppen var temperaturen 2,6 °C.

5.2.1 Forhold mellom vannføring ved Storbrea Grove og temperatur på Rundhøe gjennom ablasjonssesongen

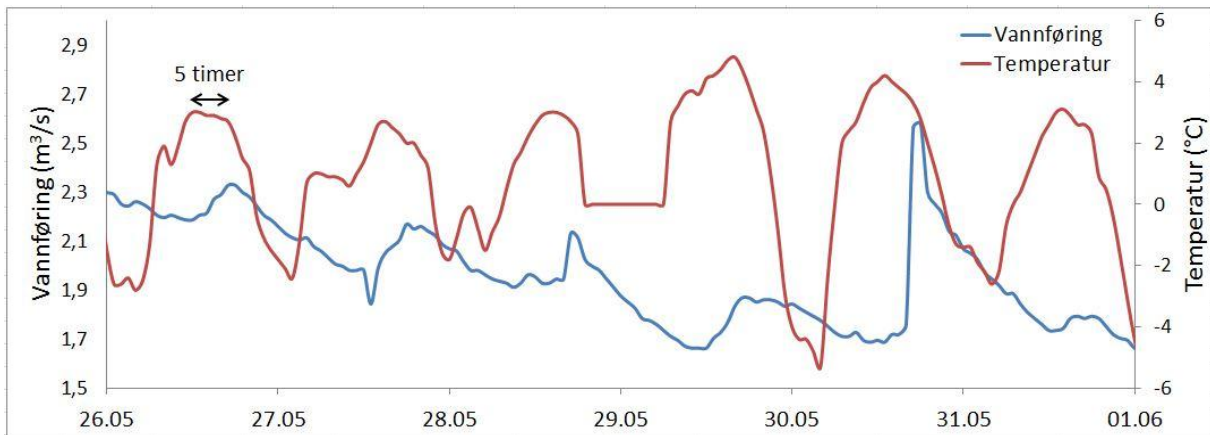
Den første endringen i vannføringen observeres mot slutten av april. Forholdet mellom temperatur og vannføring er vist i figur 29, og vi ser tydelig at topp i vannføring forekommer rundt 12 timer etter topp temperatur. Temperaturene er på det høyeste rundt midt på dagen, og vannføringene er størst omkring midnatt.



Figur 29. Mot slutten av april kryper temperaturene så vidt over frysepunktet og er på det høyeste ca. kl. 12.00. Vannføringen har en topp rundt 12 timer etter temperatur, ca. kl. 00.00.

I slutten av mai, omkring en måned senere, er tiden mellom topp i temperatur og topp i vannføring kortere enn det den var i april (figur 30). Vannføringene har en topp rundt kl

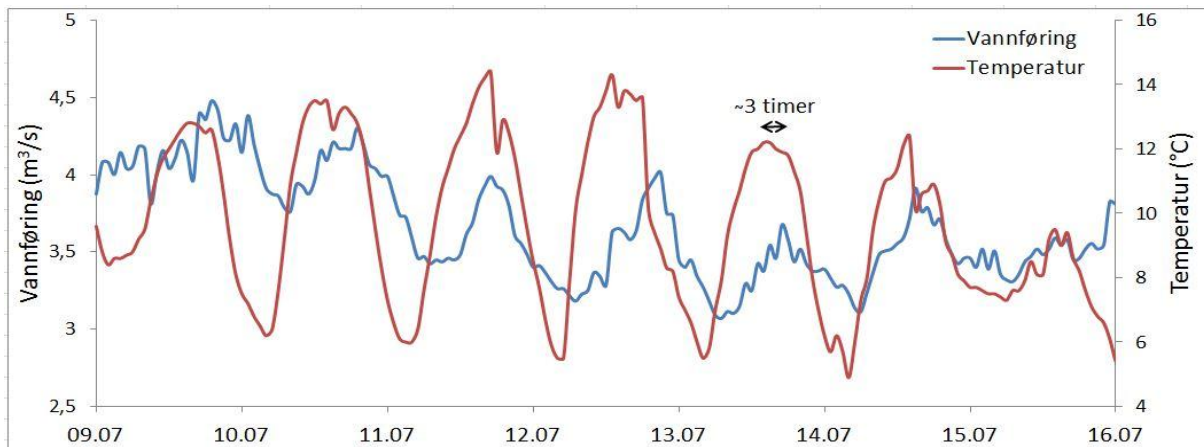
17.00, ca. 5 timer etter toppen i temperatur som er rundt midt på dagen.



Figur 30. Temperaturer svinger mellom kulde og varmegrader, og størst vannføring observeres omtrentlig fem timer etter de høyeste temperaturene.

I midten av juli er det varmegrader, og de observerte døgnlige variasjonene i både vannføring og temperatur er større enn de som er observert gjennom april og mai (figur 31).

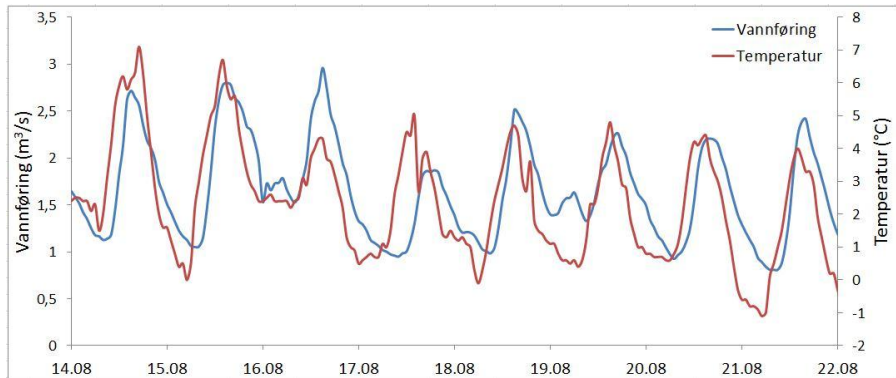
Temperaturer varierer på mellom 14,4 °C og 4,9 °c, og vannføringen svinger mellom omkring 4,5 og 3 m³/s. Toppen i vannføring (mellom kl. 16 og kl. 19) ligger nå tettere inntil topp i temperatur, som forekommer generelt mellom kl. 12 og kl. 14.



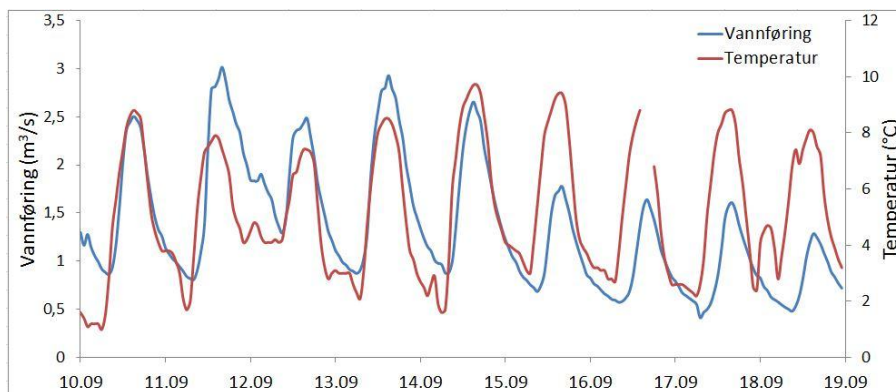
Figur 31. I midten av juli ligger temperaturen konstant over 0 °C, og topp i vannføring forekommer omtrent 3 timer etter topp i temperatur.

Mot slutten av sommeren, i august og september er forholdene mellom temperatur på Rundhøe og vannføring i Storbregrove vist i grafene gitt av figur 32 og 33. Begge grafene viser veldig liten tid mellom topp i temperatur og topp i vannføring, noe som er veldig tydelig den 10. september der begge er høyest kl. 15. De største døgnlige variasjonene i vannføring

observeres nå mot slutten av ablasjonssesongen, hvor verdiene varierer opp mot $3 \text{ m}^3/\text{s}$ i løpet av et døgn (mot ca. $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$ i april).



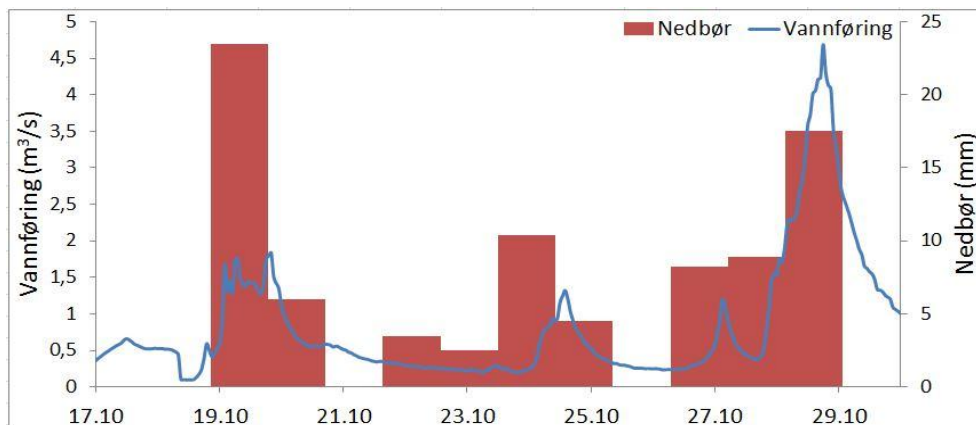
Figur 32. Forholdet mellom temperatur og vannføring fra midten av august.



Figur 33. I midten av september er det samsvar mellom maksverdiene i vannføring og temperatur.

5.2.2 Nedbør i Bøverdalen og vannføring i Storbregrove

I slutten av oktober observeres topper i vannføring umiddelbart etter større nedbørsmengder i Bøverdalen (figur 34).

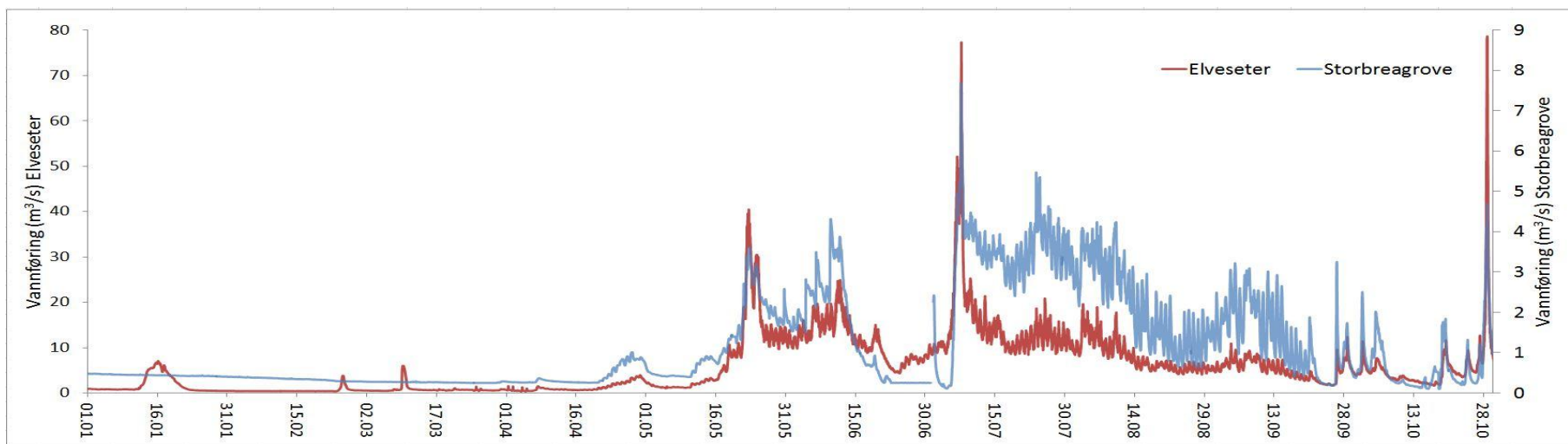


Figur 34. Om høsten etter ablasjonssesongen er vannføringen tett knyttet opp mot nedbøren.

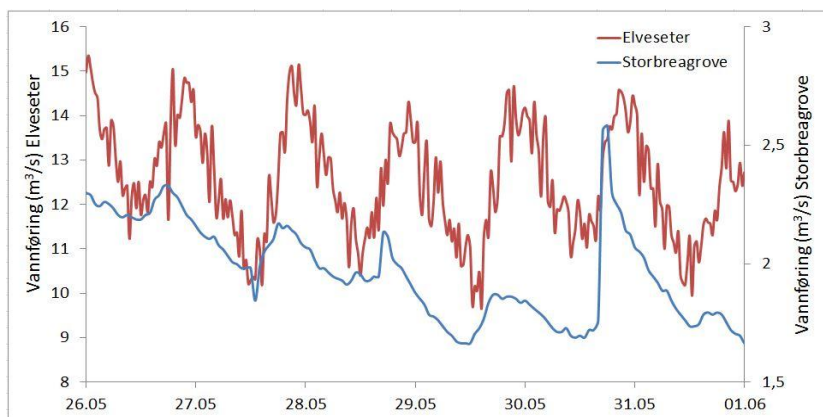
5.2.3 Forskjell i transporttid mellom Storbregrove og Elveseter

Vannføring i Elveseter og Storbregrove mellom 1. januar og 30. oktober 2014 er satt opp mot hverandre i figur 35. Elveseter har et nedbørsfelt på 113,12 km² mot Storbregroves tidligere nevnte 8,34 km², og er influert av en rekke elver (seksjon 4.2.2). De høyeste vannføringene i Elveseter ble registret 7. juli og 28. oktober, med verdier opp mot 80 m³/s, sammenlignet med største verdi i Storbregrove den 7. juli på rundt 7,6 m³/s.

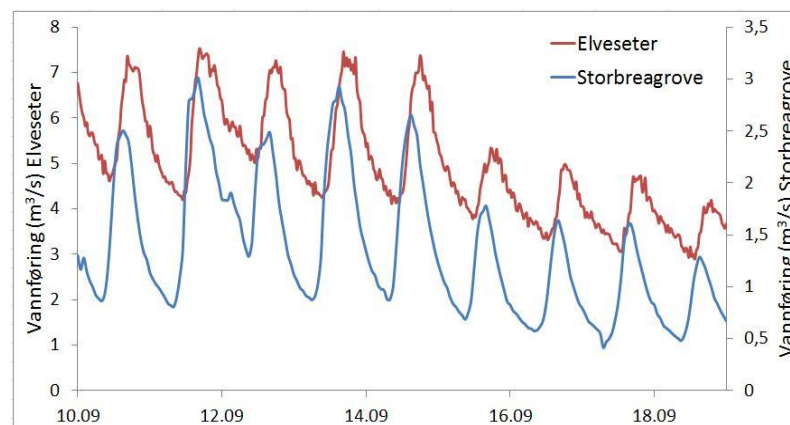
Figur 36 og 37 viser forholdet mellom vannføring i de to elvene for tidsrommet 26.05-01.06 og 10.09-19.09. Vannføringen ved Elveseter er på det høyeste på kvelden, varierer mellom kl. 21 og 22.30, og lavest midt på dagen. Dette er en forsinkelse på omkring 4 timer etter Storbregroves vannføringstopp, og ca. 2 timer for når vannføringen er på det laveste. I september har Elveseter vannføringstopp ca. kl. 17-18, og laveste punkt ca. kl. 10-11, noe som er rundt 2 timer etter Storbregrove. På dette tidspunktet var vannføringen i Storbregrove størst samtidig som temperaturene var på det høyeste.



Figur 35. Vannføring i Elveseter og Storbregrove for perioden 1. januar til 30. oktober 2014. De forskjellige stasjonene er representert ved hver sin y-akse med forskjellige verdier for vannføring i m^3/s .



Figur 36. Vannføring i de to elvene mot slutten av mai. Legg merke til forskjellige vannføringen ved de to y-aksene.

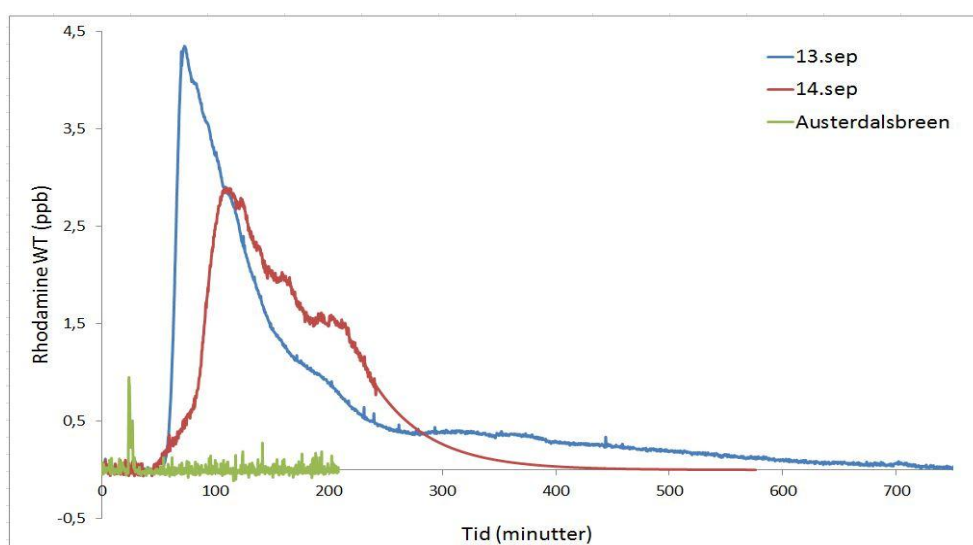


Figur 37. Vannføringen i de to elvene i midten av september. Verdiene for vannføring gitt av y-aksene er forskjellige.

6. Diskusjon

6.1 Sporstoffmålinger

Gjennomslagskurvene fra målinger 13. og 14. september ved Storbreen er markant forskjellige fra målingene i elven ved Austerdalsbreen (figur 38). Kurven fra måling i elv har en puls som er over i løpet av 5 minutter mens begge kurvene fra forsøk i bre viser er fremtredende skulder på fallsiden. Alle tre kurvene har godt definerte topper, målingen fra 14. september har en litt mer avrundet topp men likevel et markant toppunkt.

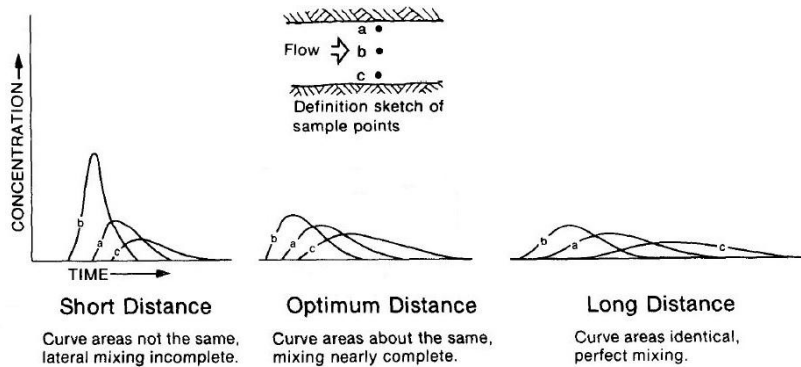


Figur 38. Gjennomslagskurven for elven ved Austerdalsbreen er basert på 30 ml rhodamine WT, mot 200 ml på Storbreen. Avstanden fargestoffet har blitt transportert er også kortere for målingen i elven.

Det var mangel på vannførende brønner ved Storbreen, og den som er brukt i feltarbeidet ligger i en avstand på omtrent 315 m opp på breen. Dette er relativt nærme brefronten, og en sammenligning med gjennomslagskurven fra en måling i elv vil synliggjøre hvor forskjellige disse er på tross av den korte avstanden inn på breen. Basert på resultatene fra figur 38 kan gjennomslagskurvene fra Storbreen tolkes som representative for de forholdene som befinner seg inne i og under breen i denne nedre delen (315 m opp fra brefronten), og ikke bare er resultatet av transporten av fargestoff i den proglasiale elven.

Fargestoffet ble tømt i elven ved Austerdalsbreen i en avstand på rundt 100 m fra målestasjonen, og avstanden mellom brønnen og målestasjonen ved Storbreen er over 1 km. Det kan tenkes at kurven fra elven hadde sett annerledes ut om avstanden og konsentrasjonen av fargestoffet var større. Forventede gjennomslagskurver for sporstoffmålinger i elv er vist i

figur 39 (Klipatrick & Cobb, 1985). Det kan indikere at om avstanden hadde vert lenger, ville også gjennomslagskurven vert annerledes. Generelt ser det ut som basert på disse studier at kurvene fra målinger i elv, hvor avstanden er lenger, har en mer avrundet form og ikke en like markant stigning og topp. Dette støtter opp om at gjennomslagskurvene fra sporstoffmålingene ved Storbreen er representative for dreneringssystemet som var da målingene ble utført i denne delen av breen.



Figur 39. Forventede gjennomslagskurver for sporstoffmålinger i elv. Kurvene for b er fra midt i elven, og a og c er fra sidene.

Resultatene av sporstoffparametrene er presentert i tabell 2:

Tabell 2. Sporstoffparametre for målingene utført på Storbreen, hvor d er avstanden mellom brønnen og målestasjonen, u er gjennomsnittlig hastighet til fargestoffet mellom brønnen og målestasjonen, D er dispersjonen og b er dispersiviteten til fargestoffet.

Dato	Tid (tømt i breen)	d (m)	u (m/s)	D (m ² /s)	b (m)	Registrert fargestoff (%)
13.sep	19:00	1132	0,26	9,27	35,88	74
14.sep	09:40	1132	0,17	9,5	56,41	91

Hastigheten til fargestoffet funnet fra gjennomslagskurvene for 13. og 14. september er henholdsvis 0,26 m/s og 0,17 m/s. Generelt tolkes hastigheter over 0,2 m/s som transport gjennom effektive dreneringssystem, og hastigheter under 0,15 m/s som distribuert dreneringssystem (seksjon 3.2.4.1 Hubbard & Glasser, 2005; Nienow et al., 1996). Begge verdiene fra hastighet stammer fra samme brønn, og målingene ble foretatt på et tidsrom innen 24 timer. Det vil derfor være veldig usannsynlig at dreneringssystemet varierer mye for de to målingene, og en gjennomsnittshastighet for begge målingene på ~0,22 m/s er en indikasjon på transport gjennom et effektivt og velutviklet dreneringssystem. Usikkerheten i

GPS og påfølgende i avstanden kan påvirke hastighetene, da en større avstand vil gi høyere hastighet og motsatt for kortere avstand.

Dispersjonskoeffisienten den 13. september var $9,27 \text{ m}^2/\text{s}$ og dispersiviteten var $35,88 \text{ m}$, og den 14. september var dispersjonskoeffisienten $9,5 \text{ m}^2/\text{s}$ og dispersiviteten $56,41 \text{ m}$. Høye verdier av dispersivitet forekommer når kurven er vid da den avhenger av forholdet mellom t_1 og t_2 , og verdier over 10 m for dispersiviteten tyder på et dårlig utviklet og lite effektivt dreneringssystem (seksjon 3.2.4.2, Hubbard & Glasser, 2005). Dispersiviteten tatt i betraktning kan dreneringssystemet tolkes som lite effektivt og dårlig utviklet. Disse målingene avhenger også av avstand (og hastighet) og feil i denne vil ha påvirkning på resultatene.

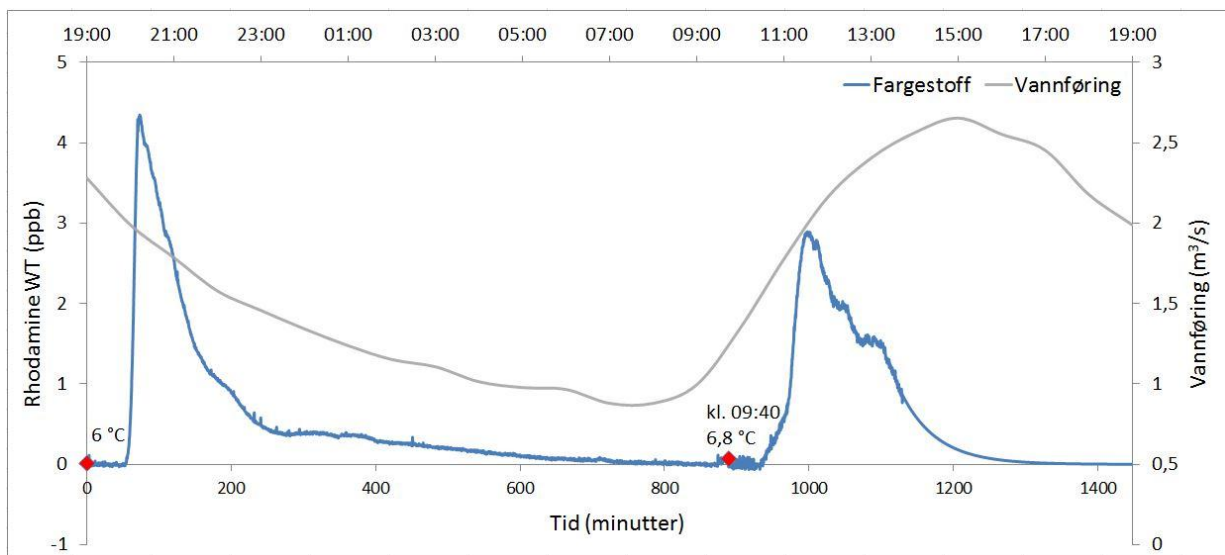
Basert på resultater fra andre studier tyder det på at det er sjelden at alt fargestoffet kommer ut fra breen (Willis, Fitzsimmons, Melvold, Andreassen & Giesen, 2012; Willis et al. 1990). Det er derfor usannsynlig å tro at det vil være tilfellet ved Storbreen. Resultatene fra likning 5 overestimerer vannføringen ($1,8$ mot $1,33 \text{ m}^3/\text{s}$ den 13.09 og $2,32$ mot $2,11 \text{ m}^3/\text{s}$) og spesielt verdiene for den 13. september er ulike. Det mest sannsynlige for Storbreen antas derfor å være at vannføringsmålingene fra elven er bedre å bruke for å finne prosentandel registret fargestoff, enn å gå ut ifra at alt fargestoffet har kommet gjennom breen for å regne ut vannføring.

Verdier fra likning 4 gir at ved begge forsøkene har over 50% av fargestoffet passert gjennom dreneringssystemet. Dette tyder på fargestoff ikke blir lagret inne i breen, og at det ikke er et komplekst dreneringssystem (seksjon 3.2.4.3, Nienow, 2014). Feil i både vannføringsmålingene og kalibrering kan påvirke resultatene her. Kalibreringen som brukes kommer fra en annen elv (seksjon 4.2.1.1) og vannføringsmålingene har usikker kvalitet (4.2.2.1), og derfor er det stor usikkerhet knyttet påliteligheten til prosentandelen av fargestoff som har kommet ut fra breen. I følge Hubbard og Nienow (1997) er rhodamine WT utsatt for å bli adsorbent på overflaten til sedimenter, og det er sannsynlig at det vil være sedimenter i suspensjon i subglasiale dreneringssystem. Dette kan være en teori om hvorfor ikke alt fargestoffet har blitt registrert av målestasjonen.

Begge gjennomslagskurvene fra Storbreen har som nevnt en markant topp og fremtredende skuldre på fallsiden. De relativt høye verdiene av dispersivitet som dette fører til trenger ikke tyde på at systemet er mindre velutviklet og ikke effektivt, men kan også indikere at vann

lagres i deler av systemet eller at vannføringen er lav (seksjon 3.2.5, Gulley et al., 2012). Ved begge tilfellene observerte vi veldig lav vannføring i brønnen, som kan ha ført til at ujevnheter i kanalene har blitt relativt større og derved har forårsaket høyere verdier av dispersivitet (avsnitt 3.2.5 Gulley et al., 2012).

Selv om de kommer fra samme brønn, er de to gjennomslagskurvene fra Storbreen forskjellige. Ved begge anledningene var temperaturen på mellom 6 – 7 °C (figur 40). I felt ble det observert lavere vannføring i brønnen når fargestoffet ble tømt i om morgningen den 14. september enn på kvelden den 13. september, noe som gjenspeiles i vannføringsdataene fra Storbregrove (2,28 m³/s om kvelden mot 1,25 m³/s om morgningen). Andre studier tyder på at forskjell i gjennomslagskurver, som er fra forskjellig tidspunkt i samme døgn, fra samme brønn kan skyldes endringer av tilførselen av smeltevann (Willis et al., 2012). Endringer i vannføring vil påvirke hvor stor del av en kanal som er fylt med vann, som igjen vil føre til endringer i hastighet og dispersivitet (Schuler, Fischer & Gudmundsson, 2004). Dette kan være en faktor som resulterer i de ulike gjennomslagskurvene.



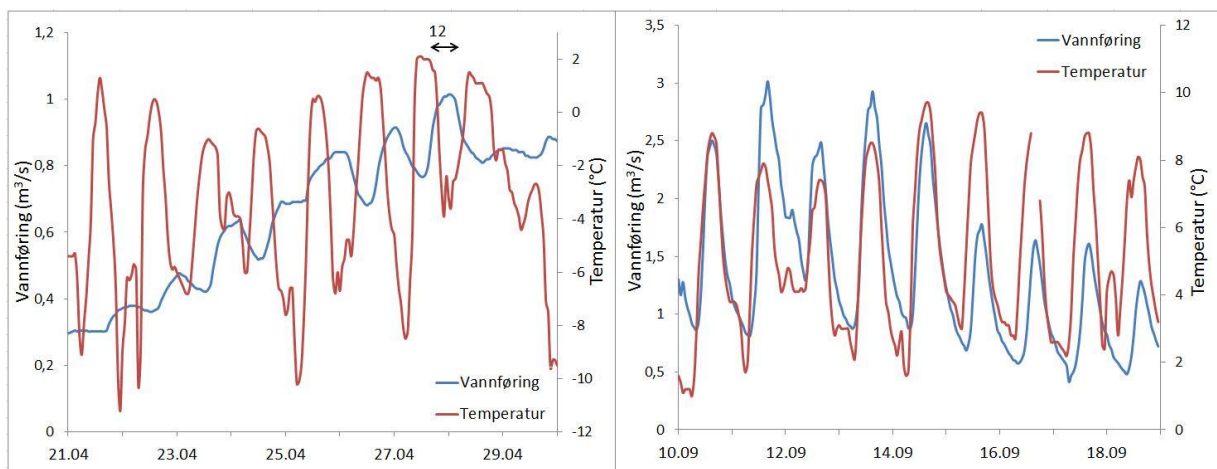
Figur 40. Vannføringen sank ved første forsøk, og økte ved det andre forsøket. Ulik vannføring observert i brønnen for de ulike tidspunktene hvor fargestoff ble tømt i kan skyldes forskjellen i gjennomslagskurvene.

Basert på parameterne fra gjennomslagskurvene er det ingenting som tyder på at det er et distribuert nettverk ved Storbreen mot slutten av ablasjonssesongen. Hastighetene for de to kurvene er begge høyere enn 0,15 m/s, og begge har en markant topp. Ut i fra gjennomsnittshastigheten ved de to målingene tyder det på et effektivt og velutviklet dreneringssystem, men de brede skuldrene på gjennomslagskurvene og de høye

dispersivitetene indikerer at dreneringssystemet er ikke like velutviklet. De høye dispersivitetene kan derimot også tolkes som lagring av fargestoff i deler av systemet, eller at vannføringen var lav. I og med at begge målingene resulterte i over 50 % registrert fargestoff (som indikerer at fargestoff ikke blir lagret i breen), er det sannsynlig at det er den observerte, lave vannføringen i brønnen ved begge anledningene som skyldes de høye verdiene av dispersivitet.

6.2 Vannføring- og meteorologiske data

Basert på grafene som viser forholdet mellom vannføring og temperatur (seksjon 5.2.1) er det tydelig at forsinkelsen i vannføring i forhold til de meteorologiske forholdene som temperatur og nedbør blir mindre utover ablasjonssesongen. Dette er en indikasjon på at det skjer en endring i dreneringssystemet til Storbreen i løpet av ablasjonssesongen. Figur 41 er sammensatt av figur 29 og figur 33 (seksjon 5.2.1), og viser tydelig hvordan denne effekten av transporttid går fra å være omkring 12 timer til at vannføringstoppen kommer umiddelbart etter topp i temperatur.



Figur 41. I september er det samsvar mellom temperatur og vannføring, og toppene er nærmere midt på dagen.

Et skifte i dreneringssystem observeres fra et system tidlig i ablasjonssesongen hvor døgnlige variasjoner er små og hvor det er snøsmelt som dominerer vannføringen, til store døgnlige variasjoner i september hvor det er smelting av breisen som dominerer. I begynnelsen er det snøsmeltingen som dominerer vanntilførselen, snøpakken på breen er gjennomtrukket av smeltevann og det observeres økning i vannføring i takt med temperaturen (Geisen et al., 2009). Dette skjer i takt med at snølinjen trekker seg oppover breen (Riger-Kusk, 2006). Siden temperaturene mot slutten av april er lave, er det smelte om dagen som gjenfryser om

natten, og i tillegg til det lille bidraget av geotermisk- og friksjonsvarme til vannføringen (seksjon 3.1.3).

Vannføringen øker mot slutten av mai med en lokal topp den 23. mai. I dagene før dette begynner snøen ved Juvvasshøe å smelte (seksjon 5.2 figur 28). Denne økningen i vannføring kan derfor tolkes som et resultat av at snøen forsvinner fra områder rundt breene. Juvvasshøe (1894 m o.h.) ligger noe høyere enn Storbreen (1398 m o.h. på det laveste), og det kan derfor tenkes at snøen rundt breen har smeltet noe før ved Storbreen. Dette passer med at økningen av vannføring tar til før snødybden begynner å avta. Denne toppen representerer derfor ikke nødvendigvis at det er noen endringer i dreneringssystemet til breen, men at vanntilførselen i Storbreagroven blir større grunnet snøen som ligger rundt breen smelter. Det observeres fortsatt minimale døgnlige variasjoner, som kan tyde på at dreneringssystemet fortsatt er distribuert og at lagring av vann forekommer. Vannføringen ligger på rundt de samme verdiene, før den avtar igjen mot slutten av juni. Dette tolkes som at her har snøen rundt breen smeltet helt bort og den lave vannføringen som nå observeres kommer i stor grad fra smelting av snøpakken på breen. Det at snøen rundt breen forsvinner kan støttes opp av observasjoner i vannføring ved Elveseter som følger samme trend (seksjon 5.2.3 figur 35).

Den høyeste vannføringen gjennom hele dataserien forekommer den 7. juli, og i kombinasjon med endringer i de døgnlige variasjonene før og etter denne hendelsen tyder det på at snøpakken på deler av breen kollapser på dette tidspunktet og frigjør store mengder med lagret vann. Snølinjen begynner å trekke seg oppover, og avdekker breis som er sensitiv for smelting og som smelter raskere grunnet lavere albedo (seksjon 3.1.3). Dette støttes opp av at albedo målt ved Storbreen i artikkelen til Andreassen et al. (2008) «A 5 year record of surface energy and mass balance from the ablation zone of Storbreen, Norway», som viser at i tidsrommet 2003 – 2005 synker albedoen når breens overflate blir fri for snø. Dette skjer vanligvis mellom begynnelsen av juli og midten av august, avhengig av snømengden fra vinteren. Smelting av breisen vil nå dominere, og vil gi økende døgnvariasjoner i vannføringen. Samtidig vil nå de meteorologiske faktorene ha større innflytelse på graden av smelting av breen. Dette stemmer overens med studier utført på Svalbard (Riger-Kusk, 2006). Geisen et al. (2009) sammenlignet meteorologiske data over fem år der det viser seg at især netto langbølgestråling (LW) fra atmosfæren og omliggende terreng, samt stigende temperatur vil påvirke smelte og de døgnlige variasjonene av vannføringen. Denne endringen med større døgnlige variasjoner kan tolkes som at dreneringssystemet er i endring fra å være et distribuert nettverk til et mer effektivt system. Som nevnt i avsnitt 3.1.3 utvikles det

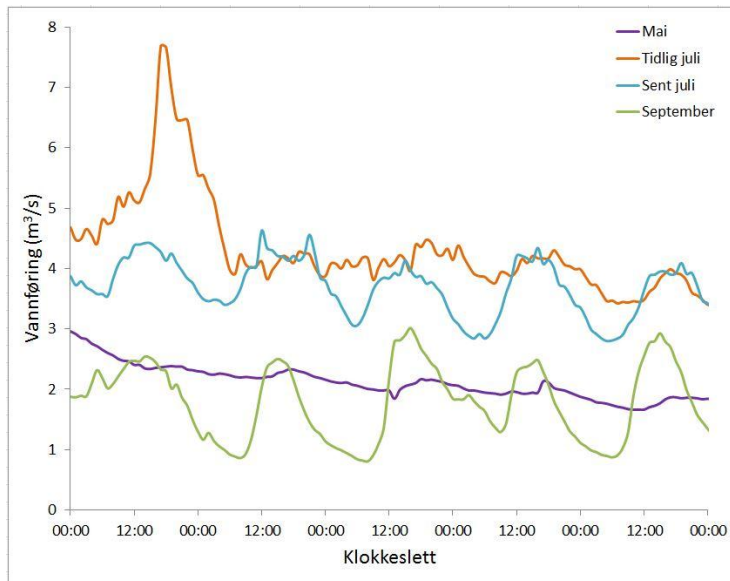
kanaliserte systemet seg samtidig som snølinjen trekker seg oppover breen utover ablasjonssesongen, som gir utslag på vannføringsdataene med større svingninger i de døgnlige variasjonene samtidig som toppene forekommer nærmere høyeste temperatur (Hubbard & Glasser, 2005).

Med tanke på at snøen rundt breen antas nå å være borte, vil vannføring i Storbregrove i midten av juli og ut ablasjonssesongen i stor grad skyldes tap av masse fra breen og representere de forhold som er i Storbreen. Nedbørshendelser gir ikke utslag i vannføring før sent i ablasjonssesongen (figur 27 seksjon 5.2). Mot slutten av sommeren og i september følger vannføring og temperatur samme trend (seksjon 5.2.1). Her kan det tolkes at dreneringssystemet er velutviklet siden de døgnlige variasjonene er store. Da det er ismelte som dominerer og ikke snøsmelte vil de døgnlige svingningene i vannføring bli større (Riger-Kusk, 2006). Dette observeres mot slutten av juli og videre utover sesongen. Det at tiden fra høyeste temperatur til vannføringstoppen blir mindre (ca. 3 timer i midt av juli til umiddelbart etter topp i september) er også indikasjon på at smeltevannet blir effektivt transportert gjennom dreneringssystemet til breen (Riger-Kusk, 2006). Basert på figur 34 (seksjon 5.2.2), hvor topp i vannføring følger etter nedbørshendelser, ser det ut til at vann ikke lagres i systemet. Storbreen dekker over halvparten av Storbregroves nedbørsfelt (seksjon 2.1), og hvis vann hadde blitt lagret i breen på dette tidspunktet ville det forventes sporadisk strømming av vann fra breen og ikke de forhold som vist av figur 34. Dette er enda en indikasjon på at transporten gjennom kanaler i breen er effektivt, og at systemet er velutviklet.

Forskjellen i transporttid mellom Elveseter og Storbregrove kan skyldes forskjell i størrelsen på nedbørsfeltet til de to elvene, samt at Elveseter ligger lavere enn Storbregrove. Da Storbregrove i stor grad er preget av bre, er Elveseter influert av mange små og store elver fra både vann og andre breer. Den store døgnlige variasjonen mot slutten av sommeren er ikke like framtrædende ved Elveseter, og følger heller ikke samme trend i økningen gjennom sesongen. Ut ifra dette kan det vise til at Storbregrove er i større grad representativt for å kunne tolke dreneringssystemet enn det av Elveseter.

Basert på endringer i de døgnlige variasjonene i vannføringen i Storbregrove som vises i figur 42 kan det tyde på at dreneringssystemet på Storbreen utvikles fra et distribuert nettverk med små døgnlige variasjoner til et kanalisert dreneringssystem der den døgnlige variasjonen er stor. Episoden med høy vannføringen tidlig i juli indikerer at snøpakken på breen forsvinner, og etter det er ismelte den største faktoren. Forskyvningen i vannføringstoppen mot midt på

dagen (nærmere topp i temperatur) indikerer transport av smeltevann gjennom et effektivt og velutviklet system. Noen av parametrene ved sporstoffmålinger utført i september på breen tyder også på at dreneringssystemet er effektivt og velutviklet. Resultatene fra vannførings- og meteorologiske dataene i kombinasjon med de av sporstoffmålingene har hjulpet for å oppnå en samlet forståelse av dreneringssystemet gjennom hele smeltevannssesongen, og spesielt mot slutten da feltarbeidet ble utført.



Figur 42. Døgnlige variasjoner over femdagers perioder. Det er tydeligere endringer i vannføringen utover ablasjonssesongen.

Storbregrove og Elveseter er vurdert å legges ned, men de er ansett å være brukbare til å fremstille trendene i vannføring som er i løpet av sesongen. Avstanden til Rundhøe er ikke veldig stor, men en høydeforskjell på opp til 400 m kan gi forskjellige temperaturer her og ved breen. Målingene anses allikevel i stor grad å være representative for de forholdene som er ved Storbrean. Juvvasshøe ligger ca. 650 m høyere enn målestasjonen i Storbregrove, og det er derfor tenkelig at snøen smelter ulikt de to plassene. Nedbøren kan variere fra Bøverdalen og breen, noe som ved et tilfelle er observert i felt. Da det ikke er nedbørmengden som er av størst interesse, men forholdet med vannføringen, er denne feilkilden av liten betydning.

6.3 Anbefaling til videre studier

Siden slikt studie aldri har vært utført av noen av oss tidligere, har vi gjort opp noen tanker angående hva vi ville gjort annerledes dersom vi skulle ha utført andre studier med sporstoffmålinger. Det viser seg at på grunn av både menneskelig og teknisk svikt vil der ikke

alltid oppnås ønsket resultat. Ved videre studie anbefales det å begynne så tidlig i ablasjonssesongen som lar seg gjennomføre. Så fort en brønn er vannførende bør en kjøre regelmessige sporstoffmålinger. Dersom det er tid og flere vannførende brønner er det interessant å helle i flere brønner og sammenlikne parametrene som de forskjellige gjennomslagskurvene gir. Dette kan gi en bedre forståelse av utviklingen til dreneringssystemet over smeltesesongen. Jo flere målinger jo bedre.

Ved analyse av sporstoffmålinger savnet vi temperatur fra overflaten til selve Storbreen under feltarbeidet. Det vil være en god ide å ta med egen grademåler til de dagene sporstoffmålinger blir utført.

Det vil være letter å utføre planleggingsprosessen, med tanke på hvilke tester som burde gjøres for å oppnå ønsket resultat. Det viser seg at i felt er gode notater gull verdt. Erfaringer vi sitter igjen med etter feltarbeidet er at notater aldri kan bli for gode, så grundige og detaljerte notater er viktig.

7. Konklusjon

Gjennom analyse av grafisk framstilling av vannføring- og meteorologiske data fra stasjoner i tilknytting til Storbreen, er utviklingen av dreneringssystemet begrunnet. Sporstoffmålinger over et døgn på sensommeren er brukt som et supplement til studiet. Basert på resultatene fra disse dataene er det foreslått endringer i dreneringssystemet på Storbreen gjennom ablasjonssesongen i 2014.

Observert endring i forholdet mellom temperatur og vannføring, hvor de blir nærmere knyttet til hverandre utover sesongen, tyder på endringer i dreneringssystemet.

Utvikling fra en snødekt bre hvor vann blir lagret i snøpakken og vannføringen er sporadisk, til en snøfri isoverflate hvor lavere albedo er en faktor som fører til høyere grad av smelte. Dette fører til større døgnlige variasjoner i vannføring, da breisen responderer raskere på meteorologiske forhold som langbølgestråling og temperatur enn en snødekt overflate med høyere albedo.

En umiddelbar økning i vannføring ved nedbørshendelser på høsten indikerer at vann ikke blir lagret i breen, men transporteres gjennom et effektivt system.

En kombinasjon av resultatene fra feltarbeid og vannføring- og meteorologiske data tyder på at dreneringssystemet på Storbreen går gjennom et skifte fra et distribuert nettverk tidlig i ablasjonssesongen til et velutviklet kanalisert dreneringssystem med hurtig transport på sensommeren.

8. Kilder

- Andreassen, L. (2009, september 7). *Storbreen blir mindre*. Hentet april 21, 2015 fra Cicero: <http://www.cicero.uio.no/fulltext/index.aspx?id=7506>
- Andreassen, L., & Winsvold, S. (2012). *Inventory of Norwegian Glaciers*. Oslo: Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
- Andreassen, L., Elvehøy, H., & Kjølmoen, B. (2005). Store Endringer i Norges Isbreer. *14*(2), ss. 12-14.
- Andreassen, L., van den Broeke, M., Giesen, R., & Oerlemans, J. (2008). A 5 year record of surface energy and mass balance from the ablation zone of Storbreen, Norway. *Journal of Glaciology*, *54*(185), ss. 245-258.
- Benn, D., & Evans, D. (2010). *Glaciers & Glaciation*. New York: Routledge.
- Benn, D., Gulley, J., Luckman, A., Adamek, A., & Glowacki, P. (2009). Englacial drainage systems formed by hydrologically driven crevasse propagation. *Journal of Glaciology*, *55*(191), ss. 513-523.
- Bryhni, I. (2009). *Kaledonske fjellkjede*. Hentet mai 5, 2015 fra Store norske leksikon: https://snl.no/Kaledonske_fjellkjede
- Bryhni, I. (2009). *Ra*. Hentet april 15, 2015 fra Store norske leksikon: <https://snl.no/ra>
- Collins, D. (1977). Hydrology of an alpine glacier as indicated by the chemical composition of meltwater. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, *13*, ss. 219-238.
- Encyclopædia Britannica. (2015). *Continental subarctic climate*. Hentet mars 24, 2015 fra Meteorology: <http://global.britannica.com/EBchecked/topic/134997/continental-subarctic-climate>
- Fyffe, C. (2013). Tracer Investigations. I L. Clarke, & J. Nield, *Geomorphological Techniques (Online Edition)* (ss. 253-260). London: British Society for Geomorphology.
- Fylkesatlas. (2015). *Fylkesmannen i Sogn og Fjordane*. Hentet april 15, 2015 fra Fylkesatlas: <http://www.fylkesatlas.no/default.aspx?gui=1&lang=3>
- Giesen, R., Andreassen, L., van den Broeke, M., & Oerlemans, J. (2009). "Comparison of the meteorology and surface energy at Storbreen and Midtdalsbreen, two glaciers in southern Norway". *The Cryosphere*, *3*(1), ss. 57-74.
- Gulley, J., Benn, D., Sreaton, E., & Martin, J. (2009). Mechanisms of englacial conduit formation and their implications for subglacial recharge. *Quaternary Science Reviews*, *28*(19-20), ss. 1984-1999.

- Gulley, J., Walthard, P., Martin, J., Banwell, A., Benn, D., & Catania, G. (2012). Conduit roughness and dye-trace breakthrough curves: why slow velocity and high dispersivity may not reflect flow in distributed systems. *Journal of Glaciology*, 58(211), ss. 915-925.
- Hubbard, B., & Glasser, N. (2005). *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. Aberystwyth: Wiley.
- Hubbard, B., & Nienow, P. (1997). Alpine Subglacial Hydrology. *Quaternary Science Reviews*, 16(9), ss. 939-953.
- IPCC. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge og New York: Cambridge University Press.
- Jackson, M., & Ragulina, G. (2014). *Inventory of glacier-related hazardous events in Norway*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Jansson, P., Hock, R., & Schneider, T. (2002). The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology*, 282(1-4), ss. 116-129.
- Kilpatrick, F., & Cobb, E. (1985). *Measurement of discharge using tracers*. Department of the Interior: US Geological Survey.
- Liestøl, O. (1995). *Kompendium i glasiologi*. Oslo: Universitetet i Oslo.
- Miljødirektoratet. (2014, Mai 22). *Jotunheimen*. Hentet april 9, 2015 fra Naturbase: <http://faktaark.naturbase.no/Vern?id=VV00001869>
- Miller, K. (2009). Sea Level Change Last 250 Million Years. I *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments* (ss. 879-887). Netherlands: Springer.
- Nesje, A. (2012). *Brelære*. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nienow, P. (2014). Dye Tracer Investigations of Glacier Hydrology. I *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (ss. 242-245). Springer Netherlands.
- Nienow, P., Sharp, M., & Willis, I. (1996). Velocity-discharge relationships derived from dye tracer experiments in glacial meltwaters: implications for subglacial flow conditions. *Hydrological Processes*, 10(10), ss. 1411-1426.
- Nienow, P., Sharp, M., & Willis, I. (1998). Seasonal changes in the morphology of the subglacial drainage system, Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(9), ss. 825-843.
- Norges geologiske undersøkelse, NGU. (2015). *Berggrunnskart*. Hentet mars 23, 2015 fra <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/?map=Berggrunn.N50&Box=120746:6835404:159016:6854104>

- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). (2015). *Klimaprodukt bre*. Hentet april 24, 2015 fra <http://glacier.nve.no/viewer/CI/no/nve/ClimateIndicatorInfo/2636>
- Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). (2015). *Sildre*. Hentet april 24, 2015 fra <http://sildre.nve.no/>
- Orheim, O. (2009). *Norske Isbreer*. Oslo: Cappelen Damm.
- Oxford Dictionaries. (2015). *Fluorescence*. Hentet mars 23, 2015 fra <http://www.oxforddictionaries.com/definition/english/fluorescence>
- Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttetvedt, A., & Rangnes, K. (2007). *Landet blir til: Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Riger-Kusk, M. (2006). Hydrology and hydrochemistry of a High Arctic glacier: Longyearbreen, Svalbard.
- Schuler, T., Fischer, U., & Gudmundsson, G. (2004). Diurnal variability of subglacial drainage conditions as revealed by tracer experiments. *Journal of Geophysical Research*, 109(F02008).
- Seaberg, S., Seaberg, J., Hooke, R., & Wiberg, D. (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(117), ss. 201-227.
- SeNorge. (u.d.). *Normal årsnedbør 1971-2000*. Hentet mars 24, 2015 fra SeNorge: <http://www.senorge.no/index.html?p=klima>
- SeNorge. (u.d.). *Normal årstemperatur i lufta 1971-2000*. Hentet mars 24, 2015 fra SeNorge: <http://www.senorge.no/index.html?p=klima>
- Søfteland, H., & Hella, A. (2013, september 14). *Fjellkjeden skal hette Norddryggen*. Hentet april 21, 2015 fra ut.no: <http://artikkel.ut.no/fjellkjeden-skal-hete-norddryggen-1.11234213>
- Turner Designs. (2012, november 30). DataBank Handheld Datalogger. Turner Designs.
- Turner Designs. (2015). Hentet mai 14, 2015 fra <http://www.turnerdesigns.com/t2/doc/appnotes/998-5121.pdf>
- Wibetoe, G. (2009). *Fluorometer*. Hentet mai 20, 2015 fra Store norske leksikon: <https://snl.no/fluorometer>
- Willis, I., Fitzsimmons, C., Melvold, K., Andreassen, L., & Giesen, R. (2012). Structure, morphology and water flux of a subglacial drainage system, Midtdalsbreen, Norway. *Hydrological Processes*, 26(25), ss. 3810-3829.

Willis, I., Sharp, M., & Richards, K. (1990). Configuration of the drainage system of Midtdalsbreen, Norway, as indicated by dye-tracing experiments. *Journal of Glaciology*, 36(122), ss. 89-101.

Wilson, J., Cobb, E., & Kilpatrick, F. (1986). *Fluorometric procedures for dye tracing*. Department of the Interior: US Geological Survey.

Vedlegg

Vedlegg på minnepinne:

- Sporstoffmålinger
 - Rådata
 - Prosessert data
- Vannføringsdata
 - Akselen
 - Elveseter
 - Storbregrove
- Meteorologiske data
 - Temperatur
 - Nedbør
 - Snødyde
- Utrekninger