

Hydrologiske effekter av klimaforandring i et bredominert og et periglasialt nedbørsfelt på Svalbard

Marita Danielsen

Masteroppgave i geografi
Geografisk institutt, NTNU
Trondheim 2013

Abstract

Global climate change has become a heavily debated topic for the last few years. The scenarios that have been purposed indicate an even bigger impact in the high latitudes than in many other areas. In order to assess the climatic impact on different catchments you would need to look at the catchments hydrological effects and response. In this paper hydrological factors like discharge, water balance, water temperature and water chemistry are presented and it is discussed how these parameters are affected by a changing climate. The paper uses data from already conducted research to make hypothesis for a neighbouring glacial and periglacial catchment in Fardalen, Svalbard, where there is little data available. It is thought that a glacial and a periglacial catchment will respond differently to the same climatic changes. Because of increased air-temperatures, which have resulted in a negative mass balance of most Svalbard glaciers, it is expected that the discharge and water balance in the glacial catchment in Fardalen would increase. As a result of the increased air-temperatures it is also expected that the water temperature in the non-glacial river will increase, and that it will decrease in the glacial river, because of the cold melt water that is coming from the melting glaciers.

Sammendrag

Globale klimaforandringer er et tema som har vært mye diskutert de siste årene. De scenarioene som har blitt fremstilt indikerer at høyere breddegrader vil bli påvirket i mye større grad enn mange andre områder. For å kunne vurdere ulike virkninger klimaet har på et nedbørsfelt, vil man ofte se på nedbørsfeltets hydrologiske effekter og respons. I denne oppgaven vil hydrologiske faktorer som vannføring, vannbalanse, vanntemperatur og vannkjemi bli presentert, og det diskuteres hvordan disse parameterne påvirkes av forandringer i klimatiske forhold. Oppgaven bygger på datagrunnlag fra tidligere forskning i andre arktiske områder, for så å utarbeide hypoteser for to nabonedbørsfelt i Fardalen, Svalbard, hvor det er lite data tilgjengelig. Det ene nedbørsfeltet er glasialt, mens det andre er periglasialt. Det er tenkelig at et glasialt nedbørsfelt og et periglasialt nedbørsfelt vil reagere forskjellig på de samme klimatiske endringer. På grunn av økte lufttemperaturer, som har

resultert i en negativ massebalanse for de fleste isbreene på Svalbard, forventes det at vannføringen og vannbalansen i det glasiiale nedbørsfeltet i Fardalen vil øke. Som et resultat av de økte lufttemperaturer forventes det også at vanntemperaturen i den periglasiale elven vil øke. Samtidig vil vanntemperaturen reduseres i den glasiiale elven, på grunn av det kalde smeltevannet som kommer fra smeltende breer.

Forord

Fem år som lektorstudent ved geografisk institutt er over, og dette er det endelige sluttproduktet. Hele prosessen med å skrive en masteroppgave har vært en utfordring, samtidig som det har vært et spennende prosjekt. Flere støttespillere skal takkes for deres rolle og veiledning i prosessen.

Olav Fjær – for ditt engasjement for geografifaget og lektorutdanningen, jeg har aldri vært i tvil om at jeg valgte det rette.

Geir Vatne – for hjelp og veiledning.

Ruth Hindshaw – for å gi meg muligheten til å være med å utføre feltarbeidet på Svalbard.

Andrea Alnes Viseth – for et godt samarbeid i felt og mange diskusjoner i ettertid.

Sist, men ikke minst, til Kjetil; du har vært min største støttespiller og motivasjonskilde.

Dette studiet har mottatt støtte fra Svalbard Science Forum (SSF), gjennom Arctic Field Grant. SSF er et forum som informerer om og koordinerer all forskning som foregår på Svalbard, og det er ledet av Norges forskningsråd. SSF tildeler midler til master-, doktorgradsstudenter og forskere for å utføre feltarbeid på Svalbard, med det formål å støtte disse til å fullføre innsamlingen av data. Innsamlede data blir lagret i en database, der hvem som helst kan søke, og lese seg opp på forskning som foregår eller har foregått på Svalbard. RiS nummeret for dette prosjektet er 6196.

Dette studiet er også et resultat av at Ruth Hindshaw, gjesteforsker fra NGU, ville ha med seg masterstudenter til hjelp ved eget feltarbeid. På bakgrunn av kontakten med henne ble feltarbeidet mitt utført som en del av hennes forskningsprosjekt, der hennes prosjekt fungerte som et overhengende paraplyprosjekt. Bakgrunnen for hennes studie er å undersøke forvittringsprosesser i et arktisk nedbørsfelt, bestående av skifer. Målet er å undersøke hvilken effekt det ekstreme arktiske klimaet har på skiferforvitring, og ikke minst hvilken effekt det glasielle dekket har på forvittringsratene. Disse resultatene vil sammenlignes med resultater fra tempererte og tropiske skifer nedbørsfelt, gjennom det internasjonale 'Critical Zone Exploration Network', og vil på denne måten øke forståelsen for hvilke faktorer som kontrollerer forvitring under ulike klimatiske forhold, og hvordan disse vil bli påvirket ved et varmere klima. Tittelen på Hindshaws prosjekt er 'Weathering processes in an Arctic shale catchment', og det kan søkes opp på RiS nummer 5219 og 6197.

Mitt eget studie er ikke det eneste som var en del av paraplyprosjektet til Hindshaw. Også NTNU-student Andrea Alnes Viseth var med på feltarbeidet, for å samle inn data til egen masteroppgave. Hennes studie ser på variasjoner i suspendert sedimentkonsentrasjon, og gjør en sammenligning mellom et paraglasielt og et periglasielt miljø. Tittelen på Viseths prosjekt er 'Sediment transport differences in a glaciated- and non-glaciated catchment in Svalbard', og det kan søkes opp på RiS nummer 6212.

Opprinnelig var målet med feltarbeidet mitt å gjennomføre analyser av det partikulære organiske karboninnholdet (POC) i både den glasielle og den periglasielle elven. I Arktis er mye organisk karbon lagret i permafrosten, og oppvarmingen av denne regionen vil kunne føre til at mer organisk karbon blir sluppet ut i elver hvor det kan bli oksidert, og dermed friggi CO₂, eller den kan bli fraktet til havet i den partikulære tilstanden (Hilton, Galy, Hovius,

Hornig, & Chen, 2011; Sundquist & Visser, 2003). Også forvitring av berggrunn er med på å frigi fossil organisk karbon. Forandringer i fluksen mellom jordens reservoarer av karbon kan føre til forandringer i det globale klimaet, og det er derfor viktig å forstå disse prosessene for å kunne begrense den globale karbonsyklusen (Copard, Amiotte-Suchet, & Di-Giovanni, 2007).

På bakgrunn av dette ble det samlet inn vannprøver i begge elvene, som skulle analyseres for POC i lab. Dessverre gjorde måten filterprøvene ble pakket på at det ble umulig å analysere innholdet. Etter en del frustrasjon begynte dermed en prosess med å finne en ny problemstilling og data det var mulig å bruke fra feltarbeidet. Ettersom dette datagrunnlaget var marginalt, er dette i hovedsak blitt til en teoretisk oppgave, basert på empiri fra andre feltundersøkelser i Arktis.

Trondheim, mai 2013

Marita Danielsen

Innholdsfortegnelse

Abstract	II
Forord	IV
Innholdsfortegnelse	VIII
Figurliste.....	X
Tabelliste	XI
1.0 Innledning.....	1
1.1 Formål med studiet.....	3
1.2 Områdebeskrivelse	3
1.2.1 Dryadbreen	7
1.3 Tidligere forskning i Fardalen.....	9
2.0 Hydrologiske effekter i glasiale og periglasiale nedbørsfelt.....	11
2.1 Vannføring	11
2.2 Vannbalanse	12
2.2.1 Magasinering.....	14
2.2.2 Meteorologiske faktorer og avrenningsregime	15
2.3 Hydrologi i permafrostområder.....	18
2.4 Kjemisk forvitring.....	21
2.5 Vanntemperatur	24
3.0 Metode.....	27
3.1 Forholdet mellom teori og observasjon i feltarbeidet	27
3.2 Måling av vannstand og konduktivitet.....	28
3.3 Beregning av vannføring.....	30
3.3.1 Saltmålinger	30
3.4 Meteorologiske data	32
3.5 Problemer i felt.....	32
4.0 Resultater.....	35
4.1 Vannstand.....	35
4.2 Meteorologiske faktorer	37

5.0 Diskusjon.....	39
5.1 Dryadbreen – kald eller polytermal?	39
5.2 Breens påvirkning på vannføringsregimet	40
5.3 Betydningen av permafrostendringer	45
5.4 Endringer i kjemisk denudasjon	48
5.5 Endringer i vanntemperaturen	50
5.6 Hva kunne blitt gjort annerledes?.....	51
6.0 Konklusjon	53
7.0 Forslag til videre arbeid.....	55
Litteratur.....	57

Figurliste

Figur 1: Venstre: Forventet endring i årsmiddeltemperatur fra 30-årsperioden 1961-1990 til 30-årsperioden 2071-2100 basert på NorACIAs regionale klimamodell, NorACIA-RCM. Grønn farge viser minst forventet temperaturøkning og rødt viser størst forventet økning. Legg merke til den store ulikheten på tvers av Svalbard. Høyre: Forventet endring i årsmiddelnedbør fra 30-årsperioden 1961-1990 til 30-årsperioden 2071-2100 basert på klimamodellen NorACIA-RCM. Merk at dette er prosentvis økning og reduksjon (NorACIA, 2010).....	2
Figur 2: Kartutsnitt over Fardalens plassering i Nordenskiöld Land (Norsk Polarinstitutt, udatert-b).....	4
Figur 3: Oversiktsbilde over nedbørsfeltene i Fardalen. Koordinatene for nedbørsfeltet Dryadbreen er UTM33X N8673976 E511520, mens for Indre Fardalen er det UTM33X N8674174 E511707 (Hindshaw, 2011).....	4
Figur 4: Middelttemperatur- og nedbørnormaler fra værstasjonen ved Svalbard Lufthavn i perioden fra 1961 til 1990. Det faller vanligvis ikke mye nedbør på Svalbard, som en følge av stabile luftmasser med lavt vanninnhold (eKlima, 2012).....	5
Figur 5: Det glasielle nedbørsfeltet, med Dryadbreen, vises til venstre i bildet. Til høyre ser man det periglasielle nedbørsfeltet, Indre Fardalen. Foto: Andrea Viseth.....	6
Figur 6: Utsnitt av elveløpet til den periglasielle elven til venstre, og den glasielle elven til høyre. Foto: Marita Danielsen.....	7
Figur 7: Forandringer i bretykkelsen og frontens utbredelse i 1936, 2001 og 2006 (Ziaja & Pipala, 2007).....	9
Figur 8: Timebasert vannføringskurve for en glasiell elv (GL) og en periglasiell elv (BR) i Canada, for dagene 137-247 (17. Mai-4.sept) i 1998 (Lafreniere & Sharp, 2005).....	12
Figur 9: Den observerte avrenningen og nedbøren i Bayelva. Her burde nedbøren være større enn avrenningen. Feilen ligger ofte i en kombinasjon av målefeil, feil lokasjon på nedbørsmåleren og tilførsel av glasielt smeltevann (Killingtveit et al., 2003).....	13
Figur 10: Daglig nedbør, temperatur og vannføring i Scottelva, sommersesongen 2006 (Bartoszewski et al., 2009).....	17
Figur 11: Et røft estimat over stabil permafrosttykkelse (m) i Nordenskiöldland, basert på meteorologiske observasjoner gjort i perioden 20. august 1999- 19. august 2000. Topografiske variasjoner i høyde, skråninger, skygge og vind fører til lokale og store variasjoner i bakketemperaturregimet og permafrosttykkelse på Svalbard (Humlum, 2006).....	18
Figur 12: Observerte relative forandringer i bakketemperaturen.....	19
Figur 13: Vannsøyletemperaturen ved ulike målesteder i (a) glasielle elver og (b) periglasielle elver, smeltesesongen 2010. A1= Bayelva (kilde: Austre Brøggerbreen), A2= Bayelva (kilde: Austre Brøggerbreen), V1= Bayelva (kilde: Vestre Brøggerbreen), V2= Bayelva (kilde: Vestre Brøggerbreen), BR= Bayelva (kilde: Austre og Vestre Brøggerbreen), S1= Stuphallet (kilde: snøsmeltevann og grunnvann), S2= Stuphallet (kilde: snøsmeltevann og grunnvann), S3= Stuphallet (kilde: snøsmeltevann og grunnvann) (Blaen et al., 2012).....	25
Figur 14: Relativ påvirkning av ulike faktorer på vanntemperaturen over en langsgående gradient i et glasielt, arktisk nedbørsfelt (Blaen et al., 2012).....	25
Figur 15: Trykksensoren i den periglasielle elven. Foto: Marita Danielsen.....	28
Figur 16: Trykksensor, konduktivitetmåler og turbidimeter i den glasielle elven. Foto: Marita Danielsen.....	29
Figur 17: Måling av konduktivitetsendring etter tilsatt saltløsning i sylindere til venstre. Til høyre blir det gjort en måling av konduktiviteten i elven. Foto: Marita Danielsen.....	30

Figur 18: Vannstand i den glasiiale elven fra Dryadbreen, fra 26. juli – 5. august. På grunn av negative måleverdier er det blitt lagt til et tillegg på 50 cm, for å få positive verdier. Måleverdiene er dermed ikke absolutte, men kan kun brukes til å si noe om fluktuasjonene i vannstand.	35
Figur 19: Vannstand i den periglasiale elven i Indre Fardalen, fra 26. juli – 5. august. På grunn av negative måleverdier er det også her blitt lagt til et tillegg på 50 cm, for å få positive verdier. Måleverdiene er dermed ikke absolutte, men kan kun brukes til å si noe om fluktuasjonene i vannstand. De klare døgnfluktuasjonene vitner om tilstedeværelsen av snødekke.	36
Figur 20: Sammenligning av vannstandsfluktuasjonene i den glasiiale elven Dryad, og den periglasiale elven i Indre Fardalen i perioden fra 26. juli til 5. august. Begge elvene har klare døgnvariasjoner, men den glasiiale elven er preget av større fluktuasjoner.	37
Figur 21: Den målte makstemperatur (blå), minimumstemperatur (rød), middeltemperatur (grønn) og normaltemperatur (lilla) fra værstasjonen på Svalbard lufthavn, i perioden feltarbeidet pågikk (Meteorologisk institutt, 2012).	38
Figur 22: Smeltevannet til Dryadbreen renner supraglasialt langs bresiden, og brefronten viser ingen tegn til subglasiiale utløp. Det kan dermed tyde på at Dryad er en kald bre. Foto: Wieslaw Ziaja.	40
Figur 23: FN klimapanelers fremstilling av økningen i den globale middeltemperaturen fra 1860 til 2000. Aksen til høyre viser global middeltemperatur basert på målinger. Aksen til venstre viser temperaturavvik sammenlignet med gjennomsnittet fra 1961-1990. Lineære trender er vist for de siste 25 (lys blå), 50 (grønn), 100 (gul) og 150 (mørk blå) år (Klimaløftet, udatert).	41
Figur 24: Området foran Dryadbreen viser at smeltevannsavrenningen fra breen samler seg i et slags forgreina elveløp før det renner ut i den glasiiale elven. Foto: Andrea Viseth.	42
Figur 25: Oversiktsbilde over Dryadbreen som viser tilstedeværelsen av en snøpakke på breen. Foto: Wieslaw Ziaja.	43
Figur 26: Tidsserie av årlig gjennomsnitts lufttemperatur for perioden 1965-2004, hentet fra værstasjonen ved Svalbard lufthavn (28 m.o.h). Den tykke linjen viser statistisk signifikans av den lineære trenden, mens den stiplede linjen viser variasjoner på en dekadisk tidsskala (Isaksen et al., 2007).	45

Tabelliste

Tabell 1: Oversikt over tidspunktene det ble gjort konduktivetsmålinger i sylindere, mengde salt som ble injisert i elva, og tidspunktet dette skjedde. De tomme feltene indikerer at det ble glemt å føre ned klokkeslett, mens x indikerer at det ikke ble gjort en ny konduktivetsmåling, ettersom dette ble gjort tidligere.	31
Tabell 2: Den målte nedbøren fra værstasjonen på Svalbard lufthavn i perioden 24. juli til 05. august. Denne ble målt kl. 07 for de siste 24 timene (Meteorologisk institutt, 2012).	38

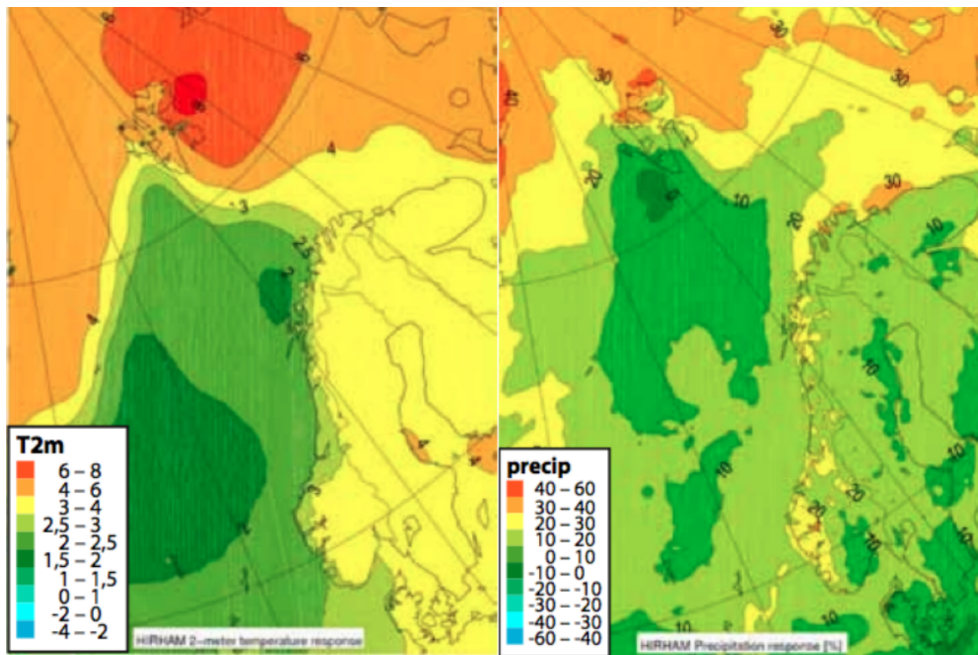
1.0 Innledning

Klimaforandringer er et tema som er svært diskutert i dagens samfunn, da dette er en av de største utfordringene jordens befolkning står overfor. De klimascenarioene som er blitt lagt frem indikerer en enda større innvirkning på de høyere breddegradene enn noe annet sted i verden (ACIA, 2005). Dette er fordi arktiske områder er mer utsatt for oppvarming, som en følge av den sterke feedbacken som eksisterer mellom de atmosfæriske, kryosfæriske, og de hydrologiske systemene på de høyere breddegradene (Holland & Bitz, 2003).

Norwegian Arctic Climate Impact Assessment (NorACIA) var en norsk oppfølging av Arctic Climate Impact Assessment (ACIA), og foregikk i perioden fra 2005 til 2010. Målet med rapporten var å samle kunnskap om klimaendringer i den norske delen av Arktis, slik at denne kunne danne en basis for videre vurderinger av tiltak forbundet med klimaendringer og konsekvensene av disse (NorACIA, 2010).

Et av nøkkelfunnene fra rapporten er at norsk Arktis blir varmere og våtere (Figur 1). Gjennomsnittlig årstemperatur kan øke med hele 8°C mot slutten av dette århundret, på de nord-østlige delene av Svalbard. En temperaturøkning vil forekomme ved alle årstider, men økningen ser ut til å bli størst om høsten og vinteren. Det samme gjelder nedbøren. Også permafrosten blir påvirket av den globale oppvarmingen, og den tiner raskere enn tidligere beregnet.

Et av de andre nøkkelpunktene forklarer hvorfor Arktis er spesielt utsatt for den globale oppvarmingen. Arktis har selvforsterkende mekanismer som er med på å øke de globale klimaendringene. Den lyse overflaten til is og snø reflekterer sollyset, og motvirker dermed oppvarming. Når temperaturøkningen fører til smelting av is og en kortere snøsesong, vil det være en mindre del av sollyset som blir reflektert, og oppvarmingen øker (NorACIA, 2010).



Figur 1: Venstre: Forventet endring i årsmiddeltemperatur fra 30-årsperioden 1961-1990 til 30-årsperioden 2071-2100 basert på NorACIAs regionale klimamodell, NorACIA-RCM. Grønn farge viser minst forventet temperaturøkning og rødt viser størst forventet økning. Legg merke til den store ulikheten på tvers av Svalbard. Høyre: Forventet endring i årsmiddelnedbør fra 30-årsperioden 1961-1990 til 30-årsperioden 2071-2100 basert på klimamodellen NorACIA-RCM. Merk at dette er prosentvis økning og reduksjon (NorACIA, 2010).

FNs klimapanel (IPCC) har konkludert med at mesteparten av den globale temperaturøkningen som har forekommet siden 1950 skyldes økning i konsentrasjon av menneskeskapt drivhusgasser. Alvorligheten i klimaendringene ligger blant annet i at de gjør Arktis mer sårbar overfor både gamle og nye miljøgifter. Miljøgifter som tidligere har ligget lagret i permafrost, breer og havis kan bli frigjort i elver og vann, og dermed øke nivået av miljøgifter (NorACIA, 2010).

Når man fokuserer på klimaforandringer er det viktig å være klar over at det eksisterer en stor naturlig variasjon i klimaet i Arktiske områder. Dette gjelder både fra år til år, tiår til tiår og enda lengre tidsskalaer. Det er også vanskelig å få gjort nøyaktige målinger, på grunn av tøffe værforhold, og det er en stor mangel på værstasjoner på Svalbard. Å gjennomføre klimaforskning er likevel av stor nødvendighet, ettersom klimaendringene vil gi store effekter både i økosystemer, kultur, livsstil og økonomi over hele Arktis, dersom de fortsetter som beregnet (NorACIA, 2010).

1.1 Formål med studiet

Hvilke effekter kan klimaendringer få i glasielle og periglasielle nedbørsfelt i Arktis? Et viktig fokusområde vil være det bredominerte nedbørsfeltet. Hvor fort vil breene respondere på klimaforandringer? Endringer av systemer tar som oftest lang tid, så hvilke resultater og konklusjoner man trekker kommer an på hvilken tidsskala man velger å fokusere på. Et annet interessant område som har en stor innvirkning på nedbørsfelt i høyere breddegrader er permafrosten. Hvordan vil tykkelsen på det aktive laget og grunnvannslagringen endre seg, som en følge av endrede luft- og bakketemperaturer? Det er med andre ord mye å ta tak i, både når det gjelder klimaforandringer, arktiske nedbørsfelt og hydrologiske effekter.

Denne oppgaven vil ta for seg flere hydrologiske effekter som kan forekomme i to forskjellige nedbørsfelt i Fardalen, Svalbard, som en følge av klimaendringer. Det ene nedbørsfeltet er et bredominert nedbørsfelt, mens det andre er periglasielt. Hydrologisk respons og hydrologiske effekter som kjemisk forvitring og vanntemperatur i hver av disse nedbørsfeltene vil sammenlignes, og det vil bli diskutert hvorvidt nedbørsfeltene responderer likt eller ulikt til de samme klimaforandringene. Dette må derimot gjøres ved bruk av hypoteser og empiri fra lignende forskning på Svalbard, da feltarbeidet ikke resulterte i et godt nok datagrunnlag for disse nedbørsfeltene i Fardalen. Forskningsspørsmålene blir da som følgende:

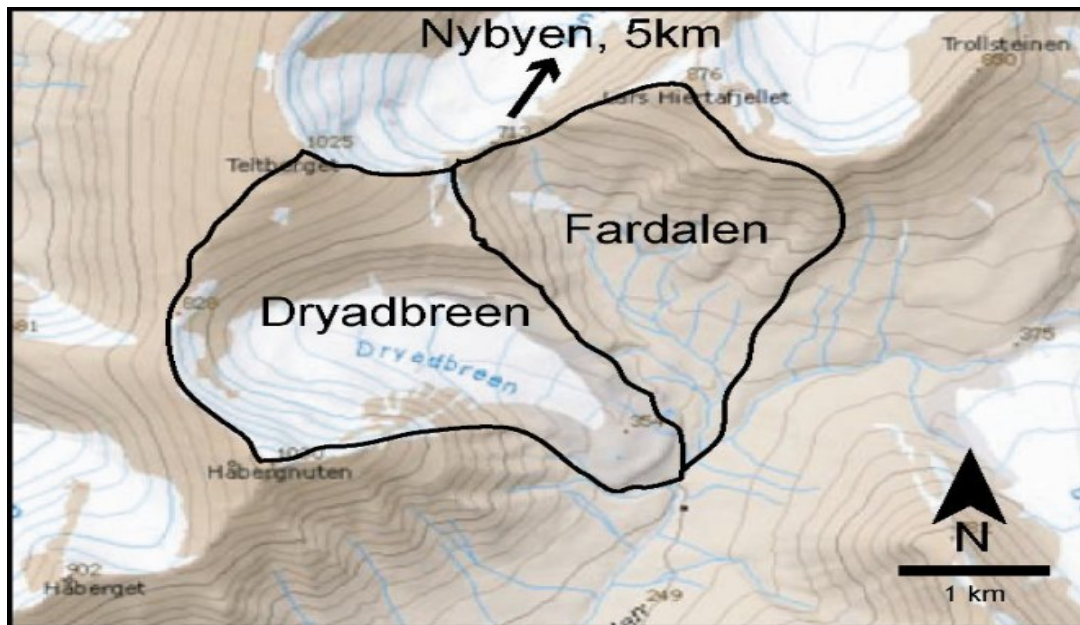
- Hvordan vil den hydrologiske responsen i arktiske nedbørsfelt endres ved et varmere og våtere klima?
- Vil glasielle og periglasielle nedbørsfelt reagere likt på forventede klimaforandringer?
- Hvordan vil vanntemperaturen og den kjemiske forvitringen i et glasielt og et periglasielt nedbørsfelt påvirkes av et varmere klima?

1.2 Områdebeskrivelse

Feltarbeidet foregikk i to nabonedbørsfelt, situert i Fardalen, der det ene nedbørsfeltet er glasielt, mens det andre er periglasielt (Figur 3). Fardalen er en dal i Nordenskiöld Land på Spitsbergen, som er en del av den høyarktiske øygruppen Svalbard (Figur 2). Fardalen er rundt 15 kilometer lang, og den befinner seg rundt 8-10 km sørvest for bebyggelsen i Longyearbyen (Norsk Polarinstitutt, udatert-a).

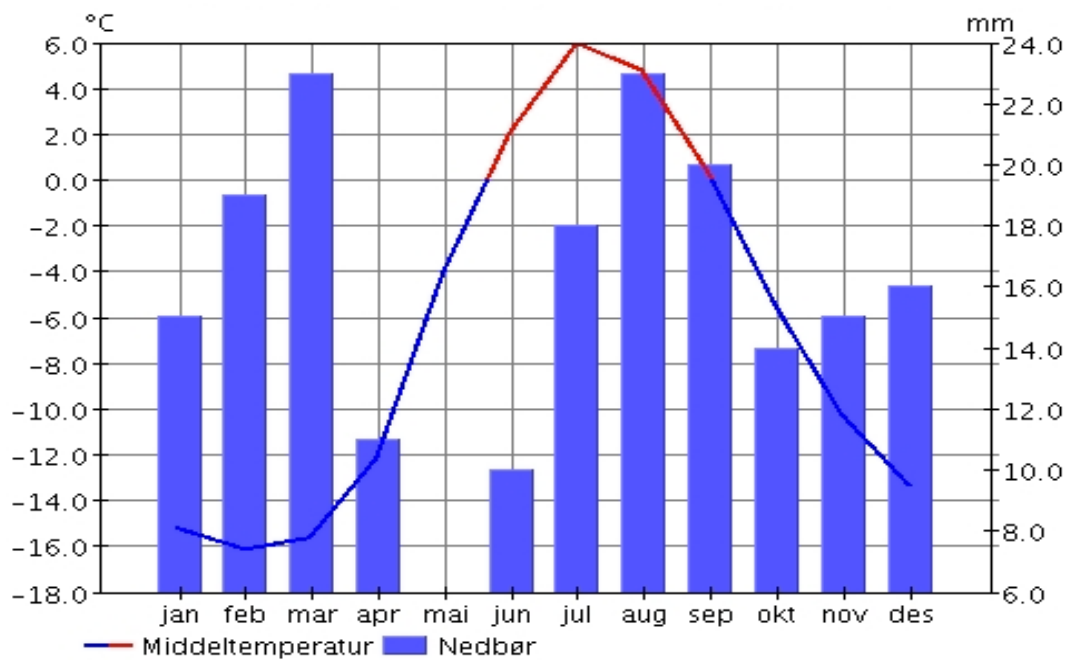


Figur 2: Kartutsnitt over Fardalens plassering i Nordenskiöld Land (Norsk Polarinstitutt, udatert-b).



Figur 3: Oversiktsbilde over nedbørsfeltene i Fardalen. Koordinatene for nedbørsfeltet Dryadbreen er UTM33X N8673976 E511520, mens for Indre Fardalen er det UTM33X N8674174 E511707 (Hindshaw, 2011).

Øygruppen Svalbard er lokalisert mellom 76 og 80°N. Miljøer på høyere breddegrader blir karakterisert med sterke sesongvariasjoner (Figur 4), lav solstråling, vedvarende kalde lufttemperaturer, og en stor utbredelse av permafrost. Vinteren på Svalbard er lang, og preget av flere måneder med mørketid, mens sommeren er kort og har midnattssol. Snøsmeltingen skjer mellom mai til juni, og minusgradene kommer som regel tilbake igjen allerede i



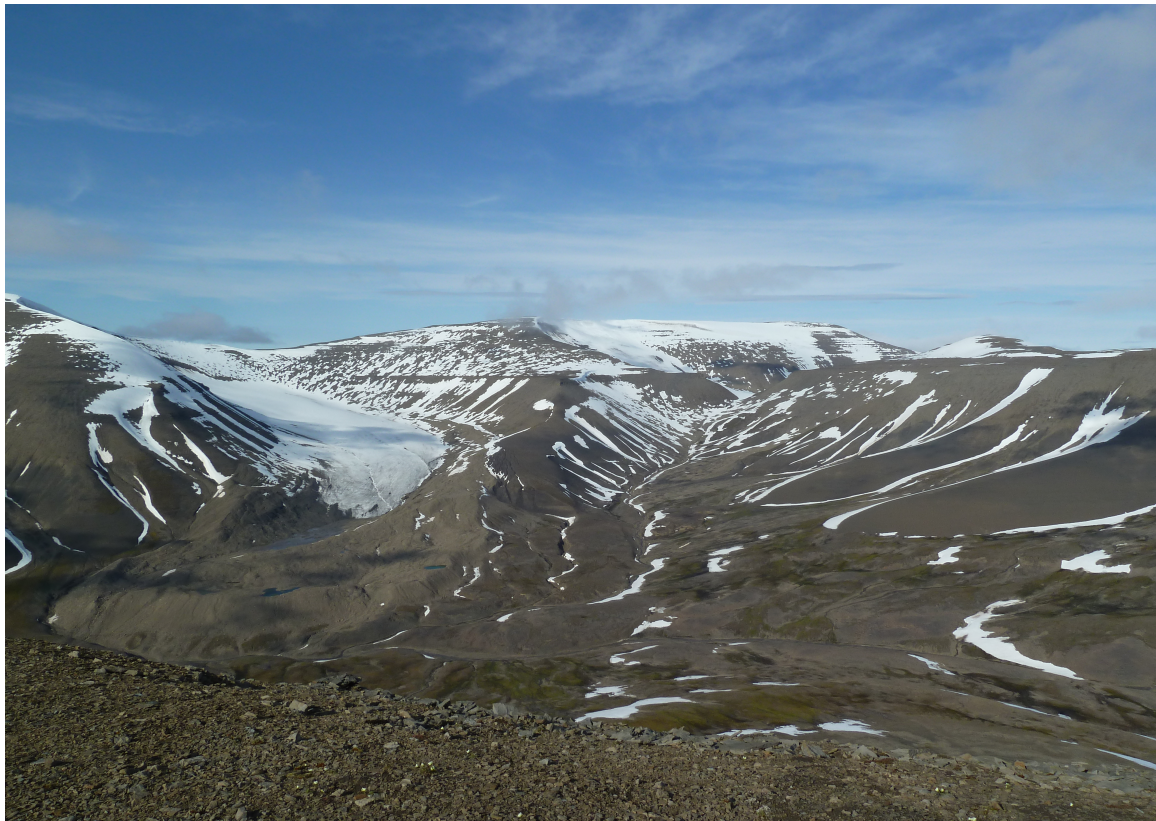
Figur 4: Middeltemperatur- og nedbørnormaler fra værstasjonen ved Svalbard Lufthavn i perioden fra 1961 til 1990. Det faller vanligvis ikke mye nedbør på Svalbard, som en følge av stabile luftmasser med lavt vanninnhold (eKlima, 2012).

september (Brittain et al., 2009). Landskapet på Svalbard, og i Fardalen, er ganske røft. Det er et fjellrikt område, hvor det ikke finnes busker eller trær, og det er generelt minimalt med vegetasjon. Den vegetasjonen som skal klare å overleve på Svalbard må tåle forhold preget av store temperatursvingninger, vindeksponering, minimal næringstilgang og en kort vekstsesong. I Fardalen finner man dermed mye mose og lav. Når det gjelder geologien i regionen hvor nedbørsfeltene er lokalisert, så er denne dominert av sedimentære formasjoner som ble avsatt i tidlig tertiær (65-2,5 millioner år siden) (Hjelle, 1993; Ingólfsson, udatert). Spesielt sandstein, siltstein og skifer er representert. Løsmassene i området er hovedsakelig dominert av morenemateriale, men forvitret materiale, skråningsavsetninger og gelifluksjonsavsetninger er også tilstedeværende (Dallmann, udatert).

Det glasiiale nedbørsfeltet inneholder en liten bre som er kalt Dryadbreen, mens det periglasiiale nedbørsfeltet kalles videre for Indre Fardalen (Figur 3 og 5). Begge nedbørsfeltene er forholdsvis små og like i størrelsen, rundt 4 km², og befinner seg rundt 300-1000 m.o.h. Selv om Dryadbreen er liten utgjør den ca. 40-45% av nedbørsfeltet (Kartverket, udatert). Ettersom nedbørsfeltene er naboer, påvirkes de av de samme meteorologiske faktorene, og særlig i arktiske regioner forekommer det et tett samspill mellom elver og deres nedbørsfelt. Dette er hovedsakelig på grunn av den manglende vegetasjonen, og utbredelsen

av permanent snødekke og breer (Power & Power, 1995). Den totale årlige nedbøren på Svalbard er lav (Figur 4), men øygruppen er også preget av tilsvarende lav fordampning, og en utbredt permafrost. Sammen med topografien gjør dette at de typiske elvene på Svalbard ofte er korte, men de vil gjerne vise sesongbaserte høye vannføringer, som en følge av is- og snøsmelting (Brittain et al., 2009).

Elvene hvor målingene ble utført er av nokså lik karakter, bortsett fra at den ene er glasial og den andre er periglasiar (Figur 6). Begge elvenes morfologi kan beskrives som en blanding av 'step-pool' og kaskade, der 'step-pool' er den mest dominerende formen. Begge elvene er små, bratte og turbulente fjellelver. Mesteparten av materialtilførselen til begge elvene kan sees å komme fra morenemateriale.



Figur 5: Det glasiar nedbørsfeltet, med Dryadbreen, vises til venstre i bildet. Til høire ser man det periglasiar nedbørsfeltet, Indre Fardalen. Foto: Andrea Viseth



Figur 6: Utsnitt av elveløpet til den periglasiale elven til venstre, og den glasiale elven til høyre. Foto: Marita Danielsen

1.2.1 Dryadbreen

Dryadbreen utgjør kilden til det glasiale nedbørsfeltet i Fardalen. Breen strekker seg fra vest til øst i en nordlig skråning langs fjellryggen til Lindströmfjellet-Håbergnuten.

Ziaja (2005) har gjort flere feltobservasjoner på Dryadbreen, og området rundt på Nordenskiöld Land. Blant annet har han skrevet en artikkel der han tar for seg tre forskjellige breer i dette området, som vi vet trekker seg tilbake. For å kartlegge denne glasiale tilbaketrekkingen brukte han et topografisk kart fra 1936, i tillegg til at han gjorde to feltundersøkelser, henholdsvis om sommeren i 1995 og 2001 (Ziaja, 2005).

Små breer som Dryadbreen er vanligvis veldig sensitive til klimaforandringer, og breene hadde deres maksimum utbredelse under den lille istiden. I motsetning til den lille istiden har hele det 20. århundre vært en varm periode (Førland, Hanssen-Bauer, & Nordli, 1997).

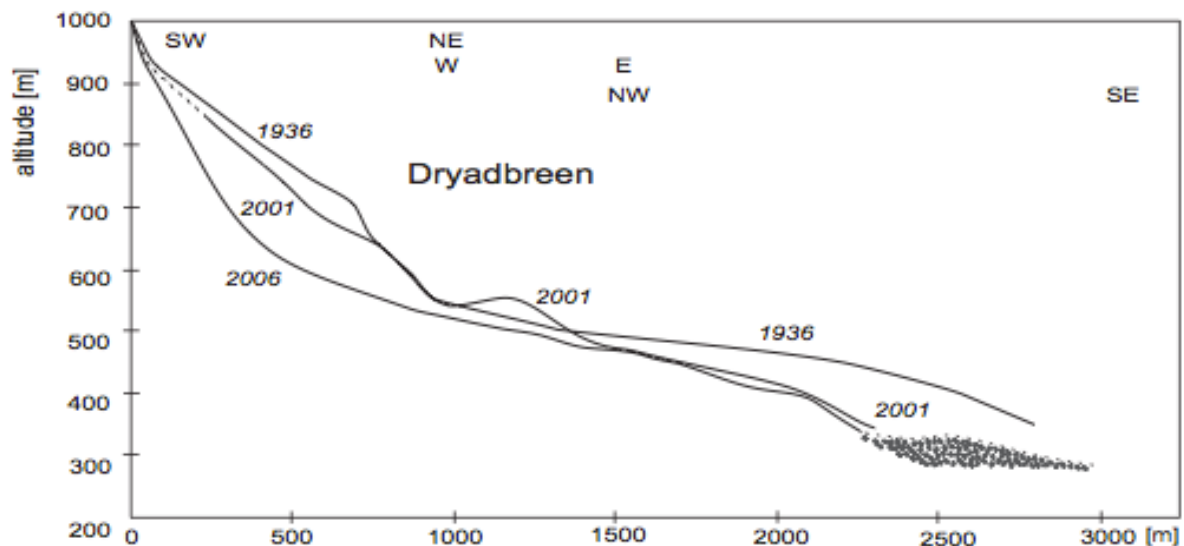
Den gjennomsnittlige årlige temperaturen i vest-sentrale Spitsbergen gjennom de siste to tiårene i det 20. århundre var 3-4 °C høyere enn på 1890-tallet. Men ifølge Førland et al. (1997), var det sannsynligvis ikke noe særlig forandring i vinternedbøren gjennom det 20. århundre. På bakgrunn av dette og flere andre forhold (se Ziaja (2005)), konkluderer han

med at det er mest sannsynlig de varmere temperaturene som er hovedgrunnen til at breene på Svalbard trekker seg tilbake. Det må imidlertid kommenteres at det er en stor mangel på felldata som adresserer massebalansen, bretykkelsen og hastigheten til Dryadbreen. Dens dynamiske respons til klimaforandringer kan dermed kun kommenteres på et veldig generelt grunnlag (Ziaja, 2005).

Undersøkelser fra studieområdet viser at fra perioden 1936-2001, ble områder som var dekket av breer redusert med hele 60%. I løpet av feltperioden (1995-2001), hvor breene ble fysisk undersøkt, så Ziaja (2005) at redueringen av Dryadbreens overflateområde hovedsakelig skjedde i de høyeste og laveste områdene. Først og fremst var det kantene, som er eksponert mot øst, vest, nordøst og nordvest på rundt 600-950 m.o.h., som gjennomgikk en resesjon (Ziaja, 2005). Han forklarer videre at bretykkelsen forble uforandret i akkumulasjonssonen over 750 m.o.h., men at den ble redusert med 20-25 m i den øverste delen av bretungen som ligger på 630-750 m.o.h (Figur 7). Bretungen tyknet til igjen med rundt 10-35 m mellom 480-540 m.o.h langs profillinjen, men ikke langs kantene. Den stagnerte isen i bretungen under 480 m.o.h. gjennomgikk en fortynning (Ziaja, 2005).

Det Ziaja (2005) kommer frem til i undersøkelsene sine er at det er hovedsakelig to observasjoner som viser til at det foregår en glacial tilbaketrekking. Den ene er eksponering av berggrunn uten morenedekke i de øverste eller bratteste fjellsidene, og den andre er at kantene til en bretunge i bevegelse ble transformert til en bevegelsesløs iskjernemorene i dalene. Undersøkelsene hans viser videre at tilbaketrekkingensraten har eskalert siden 1995, noe som han mener er en følge av varmere forhold. Han mener allikevel at breene ikke har tint nok i forhold til oppvarmingen, og den økte høyden på likevektslinjen (som har flyttet seg minst 250-300 meter siden begynnelsen på det 20. århundre), på grunn av at sommersesongene er altfor korte. Man kan dermed si at Dryadbreen ikke er i en tilstand av balanse (Ziaja, 2005).

Sammenlignet med de to andre breene Ziaja (2005) også kartla i sin undersøkelse, så er Dryadbreen sin resesjon nær den gjennomsnittlige verdien for de tre breene. Dryadbreens akkumulasjonsområde ligger høyest (Håbergnuten, opptil 1031 m.), men det er også det minste akkumulasjonsområdet, og det ble betydelig redusert på grunn av liten skyggelegging i dette området.



Figur 7: Forandringer i bremykkelsen og frontens utbredelse i 1936, 2001 og 2006 (Ziaja & Pipala, 2007).

Både hastigheten og karakteristikken av resesjonen av disse tre breene som Ziaja (2005) har undersøkt, samsvarer godt med flere andre fjellbreer i naboområdene (Hagen, 1996). Han konkluderer imidlertid med at Dryadbreen vil kunne klare å overleve som en veldig liten fjellbre, selv om vinterneðbøren ikke skulle øke.

1.3 Tidligere forskning i Fardalen

Fardalen er ikke et område hvor det har blitt gjort mye forskning frem til dags dato. Det har imidlertid blitt gjort årelange observasjoner av Dryadbreens resesjon, som det ble henvist til i kapittel 1.2.1 (Ziaja, 2005; Ziaja & Pipala, 2007).

2.0 Hydrologiske effekter i glasiøle og periglasiøle nedbørsfelt

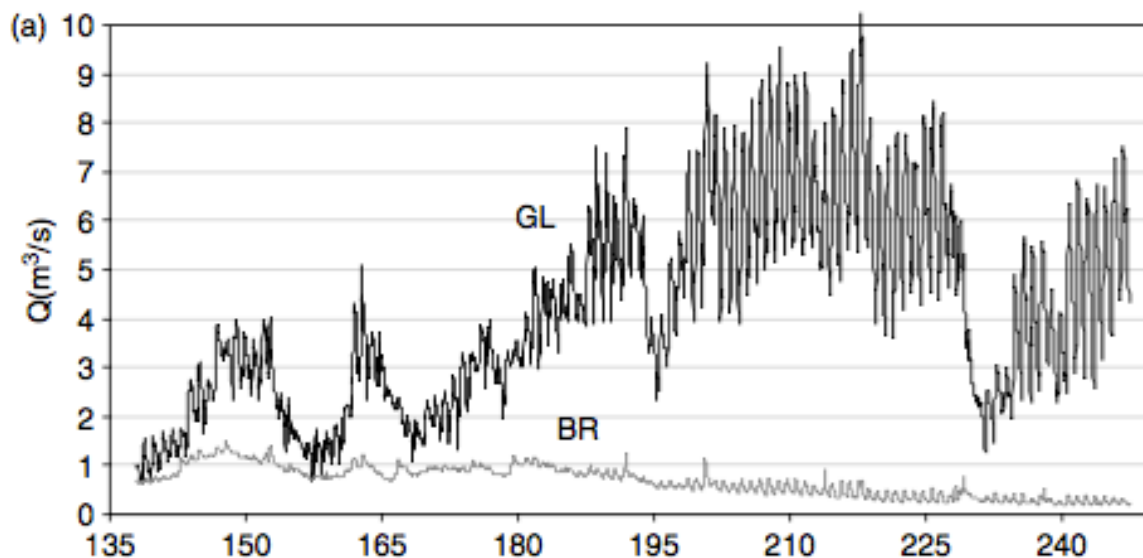
Som det ble nevnt innledningsvis, så er Arktis et av de områdene i verden som blir hardest rammet av de forventede klimaforandringerne. Det har kommet flere teorier på hvilke innvirkninger dette kan komme til å få. Det har blant annet blitt påpekt at det er forventet at temperaturen i periglasiøle elver i Arktis vil øke (Brittain et al., 2009).  kende lufttemperaturer kan også føre til forstyrret permafrost, noe som igjen kan lede til forandringer i avrenning og mer grunnvannslagring. I kontrast til at vanntemperaturen i periglasiøle elver vil øke, vil gjerne vanntemperaturen i de glasiøle elvene synke (i hvert fall for en liten periode), ettersom en økt mengde kaldt smeltevann vil finne veien til de glasiøle elvene som en følge av økt ablasjon i breene (Brittain et al., 2009). Man kan dermed skjønne at arktiske nedbørsfelt er relativt sensitive systemer, som endres raskt i samspill med endrede meteorologiske forhold.

Det er per i dag en beklagelig mangel på hydrologiske data på Svalbard. Det fantes ikke en eneste fast målestasjon f r 1990, og selv i dag er det mindre enn 5 stasjoner som gir kontinuerlige målinger for elveavrenning på Svalbard (Killingtveit, Pettersson, & Sand, 2003). For å få en større forståelse for den hydrologiske responsen i arktiske nedbørsfelt, og forskjeller mellom glasiøle og periglasiøle nedbørsfelt, bør det dermed gjøres noe med dette.

2.1 Vannføring

Wagner et al. (2011) forklarer hvordan de simulerte avrenningene i arktiske elver har vist relativt små forandringer gjennom Holosen og frem til den preindustrielle epoken. Derimot har det gjennom de siste 100 årene, antagelig som en følge av global oppvarming, vært en markant økning i vannføringen i alle de største elvesystemene i Arktis (Wagner, Lohmann, & Prange, 2011). De mener at grunnen til dette er en negativ balanse mellom nedbør og fordampning, der raten av fordampning reduseres raskere enn nedbøren.

Elver har som regel et sesongbasert mønster når det gjelder vannføringen gjennom et år. Faktorer som er med på å påvirke dette vannføringsregimet er blant annet klima, lokal geologi og antropogen påvirkning. Når det gjelder antropogen påvirkning er imidlertid ikke denne så stor på Svalbard generelt, og den er ikke-eksisterende i de to nedbørsfeltene i Fardalen som denne oppgaven tar sitt utgangspunkt i. Også klimaet og den lokale geologien er nokså lik,



Figur 8: Timebasert vannføringskurve for en glasial elv (GL) og en periglasial elv (BR) i Canada, for dagene 137-247 (17. Mai-4.sept) i 1998 (Lafreniere & Sharp, 2005).

ettersom dette er nabonedbørsfelt. Så hvilke faktorer er det da som kan forklare eventuelle forskjeller i vannføringsregimet i disse nedbørsfeltene, både når det gjelder sesongbaserte forskjeller, og forskjeller i disse nedbørsfeltene i mellom?

Tilstedeværelsen av en bre er naturligvis den store forskjellen mellom et glasialt og et periglasialt nedbørsfelt. Og det er også denne breen som har en enorm innvirkning på vannføringsregimet i det glasiiale nedbørsfeltet, noe som blir påpekt i neste delkapittel. Figur 8 viser vannføringsmålinger som er gjort i et glasialt og et periglasialt nedbørsfelt i Canada, utført av Lafreniere og Sharp (2005). Denne figuren viser tydelig de høye, variable toppene av vannføring som er karakteristisk for en glasial elv, mens den periglasiale elven viser en mer jevn og stabil vannføring.

2.2 Vannbalanse

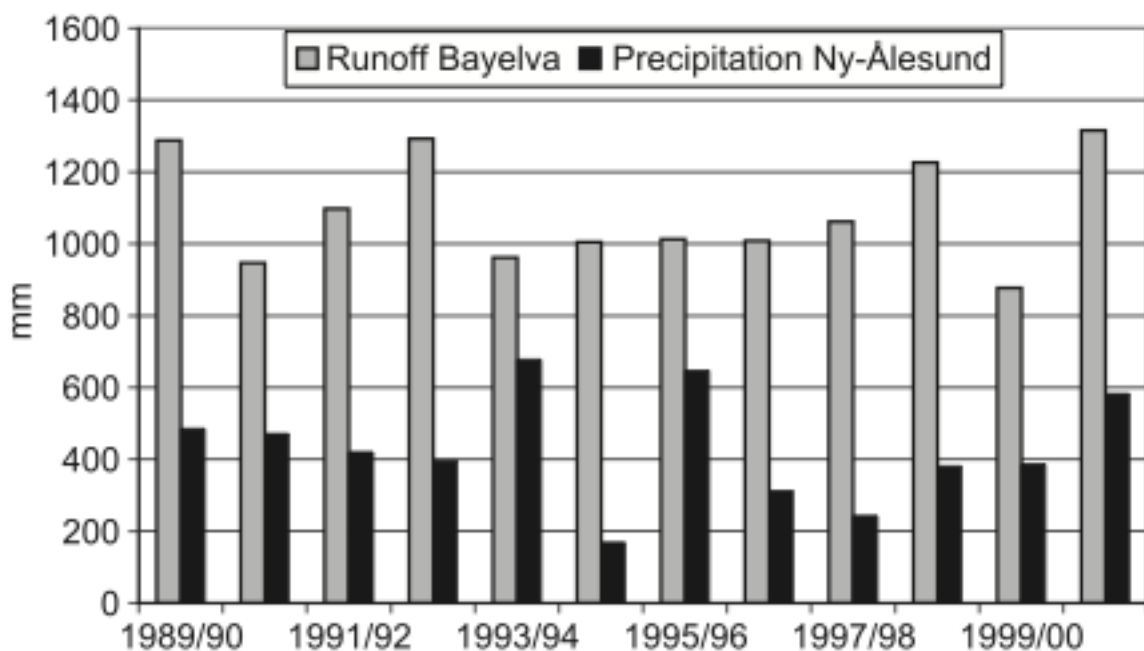
I hydrologien forteller vannbalansen noe om hvor mye vann som kommer inn, og hvor mye vann som går ut av et system. Det er viktig å få en oversikt over denne balansen, for å kunne forstå hvilke prosesser som opererer innenfor nedbørsfeltet, og for å få en forståelse for hvordan denne vannbalansen kan endres ved endrede klimatiske forhold. For å kalkulere vannbalansen i et nedbørsfelt må man vite nedbørsfeltets input, nedbørsfeltets output, og ikke minst forandringer i lagringen av vann i bakken. Hovedkilden til input av vann er selvfølgelig

nedbør, mens hovedkilden til output er evapotranspirasjon. En generell og enkel vannbalanseligning blir dermed lik denne:

$$P = Q + E + \Delta S$$

hvor P står for nedbør, Q står for avrenning, E står for evapotranspirasjon, og ΔS står for forandring i vannlagringen i underlaget.

I følge Killingtveit et al. (2003), som har gått i gjennom alle vannbalanseundersøkelser som er blitt gjort på Svalbard, og som i tillegg har gjort en oppdatert vannbalanseberegning for tre ulike nedbørsfelt for perioden 1990-2001, så er den virkelige arealnedbøren i alle disse tre nedbørsfeltene mer enn to ganger høyere enn den målte nedbøren fra nærmeste meteorologiske målestasjon (Figur 9). Mens de målte arealnedbøren til å være 548 mm/per år i De Geerdalen, 486 mm/per år i Endalen/Isdammen og 890 mm/per år i Bayelva, var ikke den gjennomsnittlige målte nedbøren mer enn 199 mm/per år ved Svalbard lufthavn (nær Endalen/Isdammen og De Geerdalen) og 426 mm/per år i Ny Ålesund (nær Bayelva) (Killingtveit et al., 2003).



Figur 9: Den observerte avrenningen og nedbøren i Bayelva. Her burde nedbøren være større enn avrenningen. Feilen ligger ofte i en kombinasjon av målefeil, feil lokasjon på nedbørsmåleren og tilførsel av glasialt smeltevann (Killingtveit et al., 2003).

Den glasiale massebalansen på Svalbard har generelt vært negativ de siste årene, på grunn av de økte sommertemperaturene (Norsk Polarinstitutt, 2012a). Den negative massebalansen fører også til et betydelig bidrag til vannbalansen. Det har ikke blitt gjort utregninger på hvor

mye Dryadbreen bidrar med, men ifølge Killingtveit et al. (2003) er det generelt snakk om så mye som gjennomsnittlig 450 mm/per år fra breer på Svalbard.

Når det gjelder fordampning, så er dette et område som ikke er særlig undersøkt på Svalbard. De estimatene som har blitt gjort indikerer en gjennomsnittlig årlig fordampning på ca. 80 mm/ per år fra områder der det ikke finnes breer. Når det gjelder breene, så har de fleste studier som er gjort på Svalbard antatt at den årlige netto fordampningen er lik 0 (Hagen & Lefauconnier, 1995; Killingtveit et al., 2003; N.E.R.C. Institute of Hydrology et al., 1999).

2.2.1 Magasinering

Hovedkomponentene av langtidsmagasineringsendringer i den terrestriske hydrologiske syklusen er forandringer i permafrostvolumet, svingninger i grunnvannsspeilet og variasjoner i breenes massebalanse (Wagner et al., 2011). Breer er dermed viktige komponenter i et nedbørsfelts hydrologi, ettersom de øker volumet av avrenningen, modifiserer dens respons til meteorologisk påvirkning og endrer dens sesongmessige distribusjon, sammenlignet med et periglasialt nedbørsfelt (Hodgkins, 2001). I et glasialt nedbørsfelt er det dermed viktig å analysere forholdet mellom meteorologi, og daglige og sesongbaserte mønstre av avrenningen, ettersom dette forteller oss noe om hvordan det hydrologiske systemet i en isbre fungerer. Magasinering av smeltevann vil være veldig viktig i denne sammenhengen (Hodgkins, 2001).

Hodgkins (2001) har gjort en undersøkelse på den kalde Scott Turnerbreen på Svalbard, der han har sett på den sesongbaserte utviklingen av smeltevann, magasinering og vannføring. Han fant ut at vannføringsdataene hans kan deles opp i to ulike intervall; frem til tidlig august og fra tidlig august. Frem til tidlig august var proglasial vannføring høy og variabel, det var lite tegn til daglig syklus og det var et netto tap av smeltevann fra magasineringen. Fra tidlig august var proglasial vannføring lav og relativt uforanderlig, det var klarere daglige sykluser og det var en netto gevinst av smeltevannsmagasinerings. Faktisk ser det ut til at breers hydrologiske system kun responderer på daglige påvirkninger etter uttømmingen av det magasinerte smeltevannet fra den sesongbaserte snøpakken. Snøsmelting fører nemlig til et midlertidig dempet vannføringssignal, på grunn av snøens høye albedo, og det faktum at vannet perkolerer sent gjennom snøen. Issmelting på den andre siden produserer et toppet,

episodisk vannføringssignal på grunn av isens lave albedo og dominansen av rask overflateavrenning (Hodgkins, 2001).

En omfattende metning av snøpakken skjedde fordi Scott Turnerbreen, som de fleste andre breer på Svalbard, er relativt flat og uten sprekker, med en kald, ugjennomtrengelig overflate. Disse forholdene fører til at vannet akkumulerer på overflaten i større mengder enn hos tempererte breer av sammenlignbar størrelse (Hodgkins, 2001). Utslipet av dette vannet, i slutten av juli eller i begynnelsen av august, skjedde dermed veldig hurtig ettersom det rant direkte av breens overflate, i stedet for å perkolere gjennom breen. Etter dette, og frem til slutten av smeltesesongen, skjedde det en fornyet magasinering av smeltevann, sannsynligvis innenfor det som var igjen av snøpakken, men også i det ismarginale dreneringsnettverket (Hodgkins, 2001). Videre så det også ut til at det ikke forekom noe utslipp av det magasinerte vannet som en følge av redusert input av vann sent i sesongen, ettersom vannføringen holdt seg relativt konstant. På bakgrunn av dette er det sannsynlig at vannet i Scott Turnerbreen blir lagret over vinteren (Hodgkins, 2001).

Temporal variasjon i mengden og variabiliteten av vannføringen, og dens respons til meteorologisk input, kan med andre ord forstås i form av mønsteret av sesongbasert smeltevannsmagasinerings. Den første delen av smeltesesongen i Scott Turnerbreen var dominert av utslipp av supraglasielt lagret smeltevann. I den andre delen var dette smeltevannet sannsynligvis brukt opp, og da vil overflatesmeltingen overta, noe som gjør at systemet responderer bedre på daglig påvirkning. Samlet sett var det en ikke-progressiv respons i avrenningen til meteorologien, noe som står i kontrast til forskning gjort i Alpene, der responsen var sterkt progressiv gjennom smeltesesongen (Gurnell, Clark, & Hill, 1992; Gurnell et al., 1994).

2.2.2 Meteorologiske faktorer og avrenningsregime

Meteorologiske forhold vil ha en innvirkning på et nedbørsfelts avrenningsregime, slik vi så da vi gjennomgikk vannbalanse i begynnelsen av kapittelet. Som nevnt innledningsvis kom innsamlingen av hydrologiske data sent i gang på Svalbard, men selv om dataene er mangelfulle er de ikke ikke-eksisterende. Blant annet har det blitt gjort en undersøkelse av avrenningen i Scott Glacier nedbørsfeltet (10,1 km²) på Svalbard (Bartoszewski, Gluza,

Siwek, & Zagórski, 2009). Målet med feltarbeidet deres var nettopp å undersøke sammenhengen mellom meteorologiske faktorer og avrenning innenfor nedbørsfeltet, og dette ble utført gjennom sommersesongen 2005 og 2006.

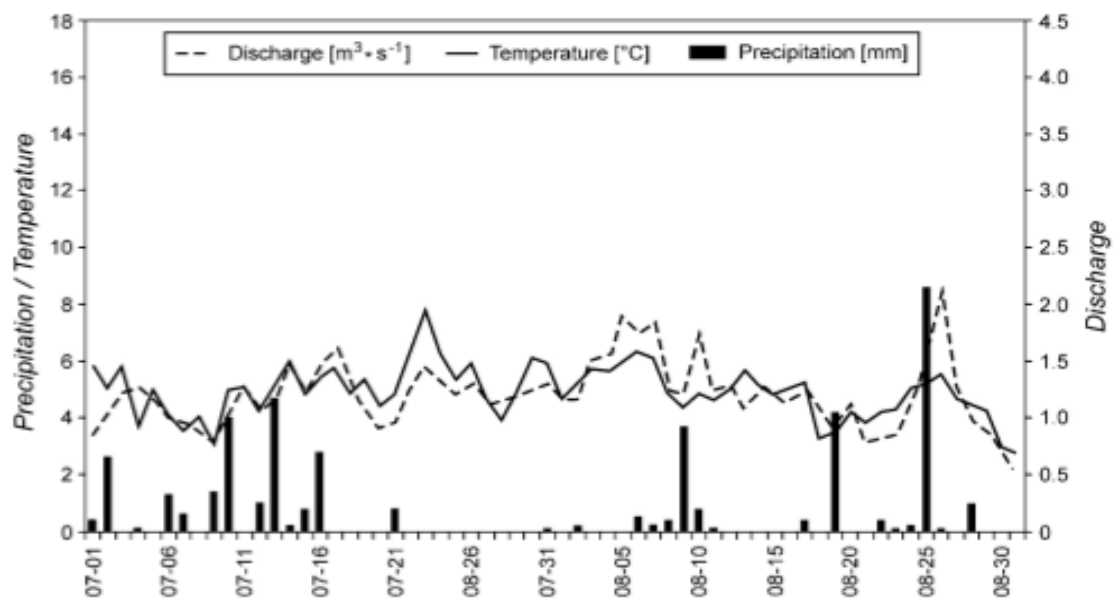
Som vi så i delkapittel 2.2.1 om magasinering, så er ablasjon fra snø og isbreer hovedkilden til avrenning i et glasialt nedbørsfelt. Hastigheten og mengden av glasial ablasjon bestemmes også av meteorologiske forhold, spesielt lufttemperatur og regn (Hodson et al., 1998; Hodgkins, 2001). På en lokal skala spiller også isbreens morfologi, og spesielt breens høyde, en viktig rolle. I følge Hodgkins (1997) varierer den gjennomsnittlige avrenningen fra glasiere nedbørsfelt på Spitsbergen fra 540 mm til over 1900 mm, og en avgjørende faktor om man skal forstå avrenningen er å se på hvor stor andel av nedbørsfeltet som består av bre, og mengden av snøfall. Den karakteristiske funksjonen er en negativ vannbalanse, som et resultat av negativ brebalanse (Hodgkins, 1997; Killingtveit et al., 2003).

Analysen som ble gjort av Bartoszewski et al. (2009) understreker dette, at det er en sammenheng mellom de meteorologiske og hydrologiske dataene, i den forstand at avrenningen i Scottelva er avhengig av mengden og intensiteten av glasial ablasjon. Resultatene deres viser at den høyeste vannføringen som ble målt under feltperioden i 2006 ($2,15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) forekom dagen etter den største mengden med nedbør, som var et resultat av en økning i lufttemperatur (Figur 10). De viser også til at den dagen med lavest vannføring ($0,50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), sannsynligvis også var knyttet til temperaturforandringer, denne gangen som en følge av en redusering i temperaturen. Den foregående dagen og den samme dagen som denne lave vannføringen, målte de nemlig et dropp i bakketemperaturen til $-1,5^\circ\text{C}$. De fant dermed ut at den gjennomsnittlige, daglige rytmen av avrenningen i Scottelva viste en positiv relasjon til lufttemperaturen. I 2005 sesongen kom vannføringstoppen allerede i løpet av den kommende timen, mens i 2006 sesongen var det et etterslep på rundt 3-4 timer (Bartoszewski et al., 2009).

Høye årlige forandringer i ablasjon og avrenning er typiske fenomener i glasiere nedbørsfelt på Arktis (Killingtveit et al., 2003; Repp, 1988). På samme måte som Hodgkins (2001), kommer Bartoszewski et al. (2009) frem til at et av forholdene som kontrollerte mengden og karakteren av avrenningen, var snøakkumulasjonen som skjedde i løpet av vinter-vår perioden. I 2005 sesongen lå det et stabilt snødekke over Scott Glacier breen, noe som resulterte i aktiv overflateavrenning før det indre dreneringsnettverket ble aktivt senere. I den

siste halvdel av august forsvant nesten hele snølaget, som en følge av mye regn. I 2006 sesongen derimot, var snødekket fraværende på de nederste delene av breen allerede andre uken i juni, selv om det hadde vært mye nedbør om vinteren og våren. Dette førte til at det indre dreneringsnettverket utviklet seg mye tidligere enn den forrige sesongen.

Det gjennomsnittlige bidraget av overflateablasjon til vannføringen var på 63,5% i perioden 18. Juli til 29. August. Intensiteten av dette fenomenet gjennom ablasjonssesongen varierte derimot, fra 42,3% til 111,2%, der de høyeste verdiene kom som en følge av intens nedbør. Dermed konkluderte de, som sagt, med at avrenningen i Scottelva i stor grad er avhengig av størrelsen og intensiteten av glasial ablasjon (Bartoszewski et al., 2009).



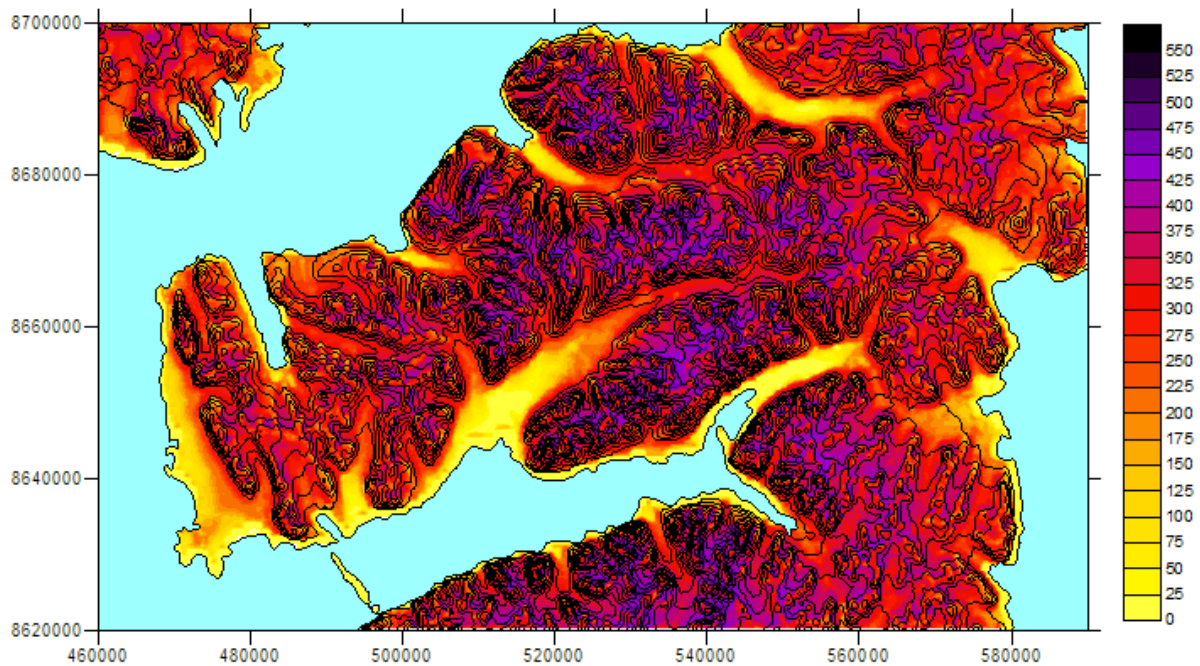
Figur 10: Daglig nedbør, temperatur og vannføring i Scottelva, sommersesongen 2006 (Bartoszewski et al., 2009).

Bartoszewski et al. (2009) viser dermed at det er et statistisk forhold mellom meteorologiske faktorer, overflateablasjon og vannføring i en glasial elv. De høyeste lineære korrelasjonskoeffisientene var mellom vannføring og lufttemperatur i de foregående 1-4 timene, mens den modifierende faktoren mellom lufttemperatur og den glasiale ablasjonen var nedbør; spesielt over en periode av noen få dager. Tilstedeværelsen av et snødekke, og også tiden og hastigheten dette bruker på å forsvinne, var grunnene til forskjellene i avrenningsstrukturen i 2005 og 2006. I 2005 var det supraglasial avrenning som dominerte, mens det i 2006 var englasial avrenning. Tilbaketrekkingen av Scott Glacier og den økende overflateablasjonen viser indirekte langtidstrenden av negativ balanse i breene på Svalbard.

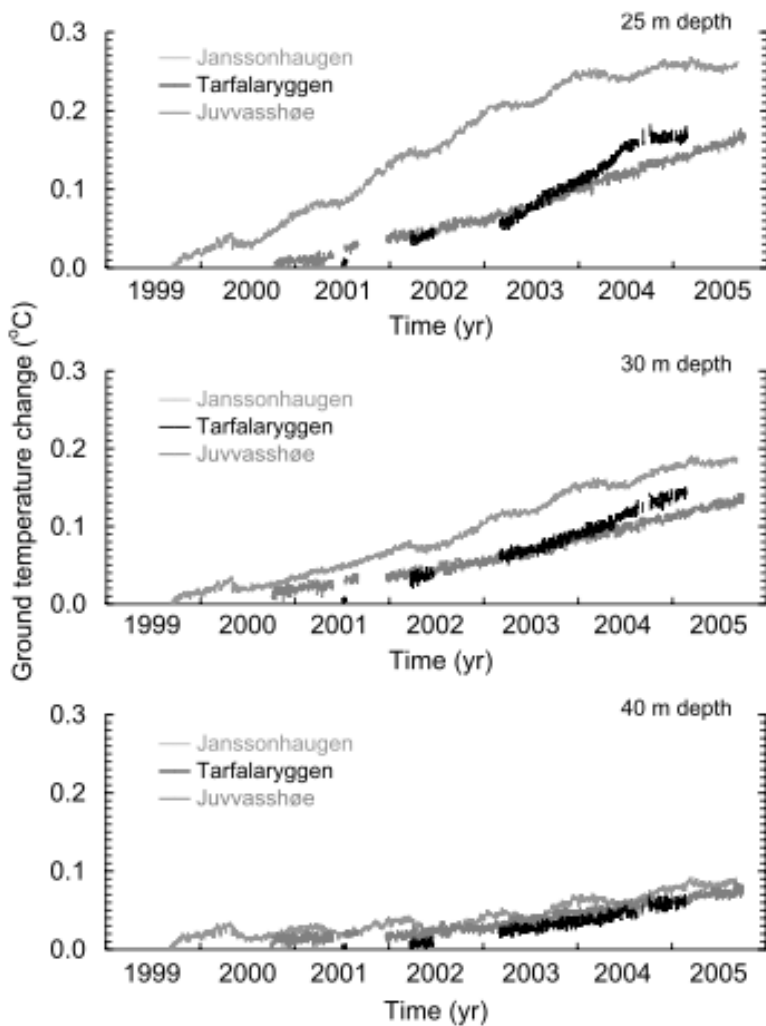
Avrenningen fra Scottelva overgikk også den atmosfæriske forsyningen, noe som i dag er et typisk fenomen i glasielle nedbørsfelt på Svalbard (Hodgkins, 1997; Killingtveit et al., 2003).

2.3 Hydrologi i permafrostområder

Permafrost er blitt utpekt som en av de kryosfæriske indikatorene på global klimaforandring (Harris, Haeberli, Vonder Mühl, & King, 2001). Temperaturen til permafrostdekket nær overflaten er avhengig av både lufttemperatur og nedbør, noe som ofte gjør den svært sensitiv for selv små klimaforandringer (Anisimov & Nelson, 1996). Permafrost er i tillegg koblet til atmosfæren gjennom det aktive laget, vegetasjon og snødekke. Disse tre faktorene varierer sterkt både med tid og sted, og spesielt er et varierende snødekke med på å påvirke bakketemperaturene (Goodrich, 1982; Romanovsky & Osterkamp, 1995). På bakgrunn av dette vil de pågående klimaforandringene kunne føre til betydelige miljømessige implikasjoner i områder med utbredt permafrost. På Svalbard finner man et kontinuerlig permafrostdekke, med tykkelse varierende fra mindre enn 150 m nær havnivå, til mer enn 450 m i fjellområder (Figur 11) (Humlum, Instanes, & Sollid, 2003). Når man i tillegg vet at klimaet i Arktis forandrer seg fortere enn noe annet sted i verden (ACIA, 2005), skjønner man at dette vil ha store konsekvenser for tining av permafrost.



Figur 11: Et røft estimat over stabil permafrosttykkelse (m) i Nordenskiöldland, basert på meteorologiske observasjoner gjort i perioden 20. august 1999- 19. august 2000. Topografiske variasjoner i høyde, skråninger, skygge og vind fører til lokale og store variasjoner i bakketemperaturregimet og permafrosttykkelse på Svalbard (Humlum, 2006).



Figur 12: Observerte relative forandringer i bakketemperaturen på tre ulike dybder under ZAA (zero annual amplitude), for Janssonhaugen (lys grå), Tarfalaryggen (svart) og Juvvasshøe (mørk grå). ZAA er tilsvarende til dybden hvor sesongmessige amplituder er redusert til 0,1°C (Isaksen, Sollid, Holmlund, & Harris, 2007).

En undersøkelse gjort av Isaksen et al. (2007), der de overvåket langtids permafrostendringer på Svalbard og i Skandinavia, har gitt gode data som gir muligheten til å analysere temporale trender for permafrosttemperaturer i disse områdene. I forbindelse med PACE-prosjektet (Permafrost and Climate in Europe) (Harris et al., 2001), ble det blant annet boret tre dype borehull i permafrosten ved Janssonhaugen, Svalbard, Tarfalaryggen, Sverige og Juvvasshøe, Norge. Det er disse tre borehullene Isaksen et al. (2007) har hentet dataene sine fra.

I løpet av de seks årene temperaturdataene er hentet fra (1999-2005), viser resultatene deres at permafrosten har blitt betydelig varmere, ved alle de tre områdene som ble overvåket (Figur 12). Den største oppvarmingen har imidlertid skjedd på Svalbard, og i de nordlige delene av Skandinavia. Tidligere gjennomførte modelleringer av overflatetemperaturen ved borehullet på Svalbard (Janssonhaugen), estimerte en nær overflatevarming på 1°- 2°C over de siste 6-8 tiårene (Isaksen, Muhll, Gubler, Kohl, & Sollid, 2000). Betydelig oppvarming var også

påviselig helt ned til minst 60 meters dybde, noe de mener mest sannsynlig er assosiert med den oppvarmingen av overflaten som har skjedd de siste tiårene (Isaksen, Holmlund, Sollid, & Harris, 2001).

På grunn av at temperaturen har blitt overvåket kontinuerlig over en periode på flere år, er det mulig å kalkulere den faktiske raten av temperaturforandring som en funksjon av dybden. Resultatene deres indikerer en sterk korrelasjon mellom lufttemperatur og bakketemperatur på 0,2 m dybde, ved alle de tre lokalitetene. Dette resulterer i et klimasignal som penetrerer inn i permafrosten, uten store forstyrrelser forårsaket av overflate- og nær-overflateforhold (Isaksen et al., 2007).

Det aktive laget er også et begrep som må undersøkes når det kommer til global oppvarming og dens innvirkning på permafrost. Det aktive laget er det laget av jord som ligger mellom overflaten og permafrosten, som gjennomgår sesongmessig frysing og tining. Den jorden som ligger under det aktive laget vil ikke bli påvirket av overflatetemperaturen (Burn, 1998). De målingene som ble gjort av det aktive laget ved Janssonhaugen, Svalbard, viste at laget hadde sin maksimum dybde på 1,7 m i 2004, mens det hadde sin minimum dybde på 1,4 m i 1999. Også tykkelsen på det aktive laget var godt korrelert med de lokale sommer lufttemperaturene på en mellomårlig basis. Dette har sin forklaring i at snødekket ved borehullene som oftest var veldig tynt, eller helt fraværende, i tillegg til at overflatene normalt var tørre og vannmengden i bakken var liten (Isaksen et al., 2007).

Englasial og subglasial hydrologi er fundamentalt når det gjelder å avklare konsekvensene av klimaforandringer på det hydrologiske systemet til en bre, og utviklingen av dette systemet er et sentralt aspekt når man ser på hvordan en bre forandrer seg gjennom tiden. En undersøkelse gjort av Moorman (2005) ved Stagnation Glacier på Bylotøya, Canada, viste indikasjoner på at englasiale kanaler forlenger seg fra breen, og inn i den tilstøtende iskjernemorenen. Videre ble det påpekt at disse kanalene har et potensial til å bli bevart, og deretter reaktivert i permafrostmiljøet. Undersøkelsene hans viste nemlig at iskjernemorenen var sammenhengende med proglasial begravet is, og dette resulterte dermed i en kontinuerlig kant av begravet is rundt hele breen.

I områder hvor både polytermale breer og kontinuerlig permafrost er tilstede, vil den komplekse termiske strukturen i området øke potensialet for direkte koblinger mellom

subkanaler av vann i breene og permafrosten. På bakgrunn av dette vil muligens hydrologien til arktiske breer og den omliggende permafrosten være mer lik hverandre enn hydrologien til breer på lavere breddegrader og deres omliggende område (Moorman, 2005).

2.4 Kjemisk forvitring

Som vi allerede har vært inne på vil den forespeilede globale oppvarmingen sannsynligvis resultere i store forandringer når det gjelder utbredelse og varighet av sesongbasert snødekke, og betydelig redusering av flere av verdens isbreer (Braithwaite & Zhang, 1999).

Undersøkelser av forvittringsprosesser og flukser av oppløst materiale i elver blir dermed også et viktig aspekt når man vil se på hvilke effekter endrede klimaforhold har på et nedbørsfelt. Kjemisk innhold i arktiske elver varierer veldig, og er avhengig av flere ulike faktorer; blant annet balansen av vannressursene, det hydrologiske dreneringssystemet i et nedbørsfelt, og ikke minst er det avhengig av nedbørsfeltets geologi, jordarter og utbredelsen av vegetasjon (Lafreniere & Sharp, 2005). Generelt er det få næringsstoffer i denne typen elver, men ettersom nedbørsfeltene i Fardalen (og mange av de andre nedbørsfeltene på Svalbard) ligger på sedimentære bergarter, finnes det mye høyere konsentrasjoner av næringsstoffer her enn i andre arktiske elver med annen litologi (Brittain et al., 2009).

Vi har sett at det er mulig at glasielle elver vil reagere annerledes på klimaforandringer enn de periglasielle elvene, noe som vil føre til at disse elvene vil vise ulik avrenning. Konsekvensene av dette når det gjelder forvittringsprosesser og flukser av oppløst materiale har derimot fått lite oppmerksomhet, og det har ikke blitt gjort så mye studier på området. Det har derimot blitt gjort noen undersøkelser av Lafreniere og Sharp (2005), der de sammenlignet et glasielt og et periglasielt nedbørsfelt i Canada. Disse to elvene viste motsatte responser i flukser av oppløst materiale som en følge av forstyrrelser i klima over tre smeltesesonger.

1998 var et år med mindre snøfall og høyere gjennomsnittlig lufttemperatur enn vanlig, noe som resulterte i at den snøpakken som hadde lagt seg i løpet av vinteren forsvant ganske tidlig fra begge nedbørsfeltene. Dette resulterte videre i at breisen i det glasielle nedbørsfeltet ble eksponert tidligere og over en lengre periode enn vanlig. Disse forholdene førte da til at det ble produsert en maksimum sommeravrenning fra det glasielle nedbørsfeltet, mens det ble en minimum avrenning fra det periglasielle nedbørsfeltet (Lafreniere & Sharp, 2003, 2005). En

slik høy sommeravrenning vil sannsynligvis ha ført til at det ble dannet omfattende subglasiale dreneringskanaler i denne perioden. De to neste årene (1999 og 2000) i Lafreniere og Sharp (2003) sine undersøkelser ble som en kontrast til det første året. I disse årene var breeksporingen mer begrenset, og dermed også utviklingen av subglasiale dreneringskanaler, som en følge av at vintersnøpakken var mer betydelig.

I både det glasiale og det periglasiale nedbørsfeltet responderte avrenningen raskere til lufttemperaturforandringer det første året enn i de to andre, noe som indikerer at ruten til smeltevannet var raskere og mer effektiv det første året (Lafreniere & Sharp, 2003).

Fluksene av oppløst materiale og vannføringen i begge elvene var lignende i 1999 og 2000, men betydelig annerledes i 1998. I 1998 var vannføringen og fluksene av oppløst materiale i den glasiale elven høyere enn de andre årene (og den spesifikke fluksen av oppløst materiale var mer enn dobbelt så stor som den i den periglasiale elven), mens i den periglasiale elven var disse lavere i 1998 enn i de to påfølgende årene (Lafreniere & Sharp, 2005). Den estimerte vintervannføringen og fluksene av oppløst materiale var imidlertid veldig lik i de to elvene.

I det periglasiale nedbørsfeltet var økningen av den totale fluksen av oppløst materiale i 1999 og 2000, relativ til 1998, nesten proporsjonal (97-99%) med økningen i vannføringen. Analyser som ble gjort av avrenningsregimet i dette nedbørsfeltet mellom 1998 og 2000 indikerer at ruten til smeltevannet var raskere og mer effektiv i 1998 enn i 1999 og 2000. Dette forklarer at tregere drenering gjennom nedbørsfeltet i 1999 og 2000 førte til forvittringsrater som holdt følge med økningen i volumet av avrenningen. Den økningen det glasiale nedbørsfeltet hadde i den sesongbaserte fluksen av oppløst materiale i 1998, var imidlertid ikke mer enn 70-73% av den totale økningen i vannføringen i samme periode, nettopp på grunn av det effektive dreneringsnettverket og redusert kontakttid mellom vannet og berggrunnen (Lafreniere & Sharp, 2003, 2005).

Undersøkelsene viste at den glasiale elven hadde en høyere kjemisk denudasjonsrate enn den periglasiale elven, forårsaket av plutselige pulser av høyere spesifikk vannføring (flushing). Dette var tilfellet i alle årene mens undersøkelsene foregikk. Den periglasiale elven hadde derimot alltid høyere total konsentrasjon av oppløst materiale, selv om dette nedbørsfeltet bestod av en litologi som var mer resistent mot forvitring. I følge Lafreniere og Sharp (2005) er dette sannsynligvis en følge av både lengre gjennomsnittlig kontakttid mellom vannet og

berggrunnen (større bidrag av grunnvann og jordvann), og en større tilførsel av protoner fra organisk jord og/eller oksidasjon av svovelkis. Konklusjonen blir dermed at forskjellene i sammensetningen av oppløst materiale hovedsakelig blir kontrollert av forskjeller i nedbørsfeltenes geologi og tilstedeværelse av jord, mens forskjeller i den totale fluksen av oppløst materiale hovedsakelig var avhengig av den spesifikke vannføringen. De to nedbørsfeltene hadde nokså like kjemiske denudasjonsrater når den spesifikke vannføringen også var lik (Lafreniere & Sharp, 2005).

Når det gjelder undersøkelser av kjemiske denudasjonsrater gjort i elver på Svalbard, så er Bayelva et yndet forskningsområde, hvorav mye av forskningen er tilknyttet forskningsstasjonen i Ny-Ålesund. Avrenningen i Bayelva kommer fra Austre og Vestre Brøggerbreen, som ligger på Brøggerhalvøya, en halvøy på vestkysten av Spitsbergen. Her har det pågått målinger av avrenningen helt siden 1989, noe som gjør det til den lengste brehydrologiske tidsserien på Svalbard (Krawczyk, Lefauconnier, & Pettersson, 2003). I tillegg til målinger gjort i Bayelva finnes det flere andre lokaliteter hvor det har blitt utført målinger av kjemisk denudasjon på Svalbard, men problemet er at flesteparten av disse er av kort varighet. Det at de fleste undersøkelsene som blir gjort er av så kort varighet, kan føre til en underestimering av fluksene av oppløst materiale (Krawczyk et al., 2003).

Hodson, Tranter, and Vatne (2000) har skrevet en artikkel hvor de presenterer nye estimeringer av flukser av oppløst materiale fra fem glasielle nedbørsfelt på Vest-Spitsbergen. Disse estimeringene blir kombinert med data hentet fra to andre glasielle nedbørsfelt, for å vurdere effektiviteten av kjemisk denudasjon på Svalbard. Disse dataene blir videre brukt i en sammenligning med publiserte data fra glasielle nedbørsfelt i andre deler av verden, for å skape en mer global kontekst.

Hodson et al. (2000) argumenterer for det samme som Lafreniere og Sharp (2005), nemlig at årlig spesifikk vannføring er den faktoren som er mest bestemmende for den kjemiske denudasjonsraten i et glasielt nedbørsfelt. Videre blir det poengtert at litologien i nedbørsfeltet er den nest viktigste faktoren. Dette resulterer i at transportratene av oppløst materiale på Svalbard er lave, ettersom årlige spesifikke vannføringer er lave, sett i forhold til tempererte kontinentale og maritime glasielle nedbørsfelt. Glasielle nedbørsfelt i de østlige delene av Svalbard er forventet å ha enda lavere rater av oppløst materiale enn de glasielle nedbørsfeltene på vestsiden, ettersom det forekommer en reduksjon av nedbør østover

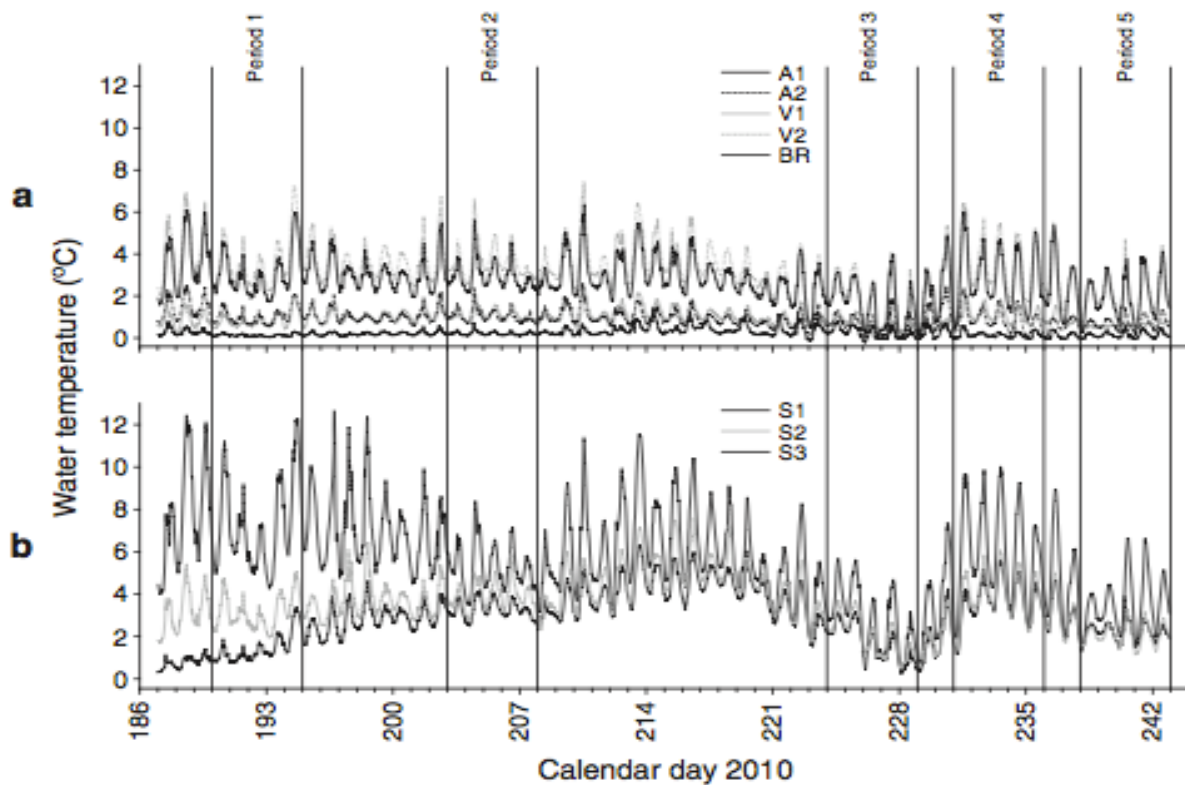
(Hodson et al., 2000). Det blir videre poengtert at det er karbonatrike og basaltlitologier som fører til de høyeste ratene av kjemisk denudasjon. Dette stemmer godt overens med studier som har blitt utført i ikke-glasiale nedbørsfelt, bestående av kun en bergartstype (Bluth & Kump, 1994).

2.5 Vanntemperatur

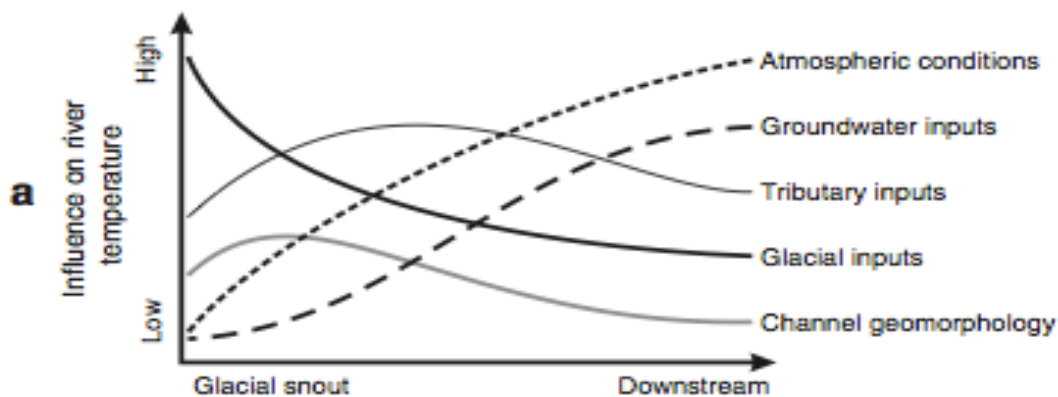
Et annet område som det har blitt gjort lite forskning på, til tross for sensitiviteten til polare regioner når det gjelder klimaforandringer, er dynamikken i vanntemperatur i arktiske elver. Vanntemperatur er nemlig et viktig aspekt som kan påvirke både de fysiske, kjemiske og biologiske egenskapene i vannmiljøer. På bakgrunn av dette gjorde Blaen, Hannah, Brown, and Milner (2012) en undersøkelse der de så på vannsøylers termiske regime, både for glasiale og periglasiale elver (Figur 13). Dette gjorde de på åtte forskjellige studiesteder på Svalbard, i løpet av smeltesesongen i 2010.

Vanntemperaturen i arktiske elver er alltid lav, og den blir bare lavere og lavere ved økt høyde og breddegrad. Temperaturen vil allikevel variere i forhold til hvilken type elv det er snakk om. En periglasial elv vil holde en høyere temperatur enn en glasial elv, på grunn av mangel av glasialt smeltevann. Undersøkelsene til Blaen et al. (2012) viste at gjennomsnittlig temperatur i vannsøylen i glasiale elver ($0,3-3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$) var lavest og minst variabel nær brefronten, men økte nedstrøms ($0,7-2,3\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$), noe som er typisk for glasiale elver. Periglasiale elver, der vannføringen hovedsakelig er et resultat av snøsmelting, var varmere (gjennomsnittlig: $2,9-5,7\text{ }^{\circ}\text{C}$) og mer variable. Dette indikerer at vannet oppbevarer seg lengre i grunne alluviale soner, og dermed har et økt potensial for atmosfærisk påvirkning. De viktigste faktorene for termisk variasjon ble antatt å være: (i) vannkilde; (ii) eksponeringstid til atmosfæren; (iii) rådende meteorologiske forhold; (iv) vannføring; (v) avrenningsinteraksjon med permafrost og begravd is; og (vi) geomorfologiske forhold i nedbørsfeltet (Blaen et al., 2012). Figur 14 viser den relative påvirkningen av ulike faktorer på vanntemperaturen, og hvordan denne endres nedstrøms.

I følge Blaen et al. (2012) viste det seg at den primære drivkraften til vanntemperatur var kortbølget stråling. De polare regionene har en uavbrutt tilførsel av solstråling gjennom sommeren, ettersom solen holder seg kontinuerlig over horisonten fra 21. April til 21. August, på rundt $78\text{ }^{\circ}\text{N}$ (Sjøkartverk, 1990). Dette kunne tyde på at vanntemperaturene blir betraktelig



Figur 13: Vannsøyletemperaturen ved ulike målesteder i (a) glasiiale elver og (b) periglasiiale elver, smeltesesongen 2010. A1= Bayelva (kilde: Austre Brøggerbreen), A2= Bayelva (kilde: Austre Brøggerbreen), V1= Bayelva (kilde: Vestre Brøggerbreen), V2= Bayelva (kilde: Vestre Brøggerbreen), BR= Bayelva (kilde: Austre og Vestre Brøggerbreen), S1= Stuphallet (kilde: snøsmeltevann og grunnvann), S2= Stuphallet (kilde: snøsmeltevann og grunnvann), S3= Stuphallet (kilde: snøsmeltevann og grunnvann) (Blaen et al., 2012).



Figur 14: Relativ påvirkning av ulike faktorer på vanntemperaturen over en langsgående gradient i et glasialt, arktisk nedbørsfelt (Blaen et al., 2012).

høyere om sommeren. Derimot er det også slik at sommeren på Arktis ofte er preget av et utbredt skydekke som reduserer solinnstrålingen, slik at kun rundt 30% av strålingen når ned til jordoverflaten (Hodgkins, 2001).

Hypotesen deres går ut på at varmere og mer variable vanntemperaturregimer kan råde i fremtiden, ettersom andelen av vannføring som kommer i pulser fra glasialt smeltevann reduseres, og elvene gjennomgår en endring mot snø-smeltevann og grunnvann som kilder (Blaen et al., 2012).

3.0 Metode

Feltarbeidet som er basisen for denne oppgaven pågikk fra 24. Juli til 05. August 2012. De viktigste dataene kommer fra trykksensorene som ble plassert ut i begge elvene, som har gitt vannstandsmålinger, temperaturmålinger og konduktivitetmålinger. På bakgrunn av gjennomførte saltmålinger og vannstandsmålingene, kunne vannføringen i elvene estimeres.

3.1 Forholdet mellom teori og observasjon i feltarbeidet

Observasjon har hatt en kjent epistemologisk status innenfor geomorfologien, helt siden dens opprinnelse som en vitenskap i slutten av 1800-tallet. Fra å hovedsakelig være knyttet til menneskets sanseinntrykk, omhandler observasjon i dag også data som ikke kan observeres direkte. Dermed blir selve tolkningen av datamateriale samlet inn av ulike instrumenter også å betrakte som en form for observasjon (Rhoads & Thorn, 1996).

Hva med teoriens rolle? Er denne overordnet eller underordnet observasjonen? Mens Baker and Twidale (1991) mener at observasjonen har en forrang foran teorien, hevder Rhoads and Thorn (1993) det motsatte. Mer eller mindre all vitenskapelig observasjon er flettet sammen med teoretiske antagelser, nemlig fordi teoretisk forståelse er viktig for at man skal kunne velge ut gode og representative data som er relevant for det man ønsker å undersøke (Rhoads, 2005).

Man må allikevel være klar over at de observasjonene man gjør ute i felt er styrt av forskeren som person, og hans faglige bakgrunn og tilhørighet. Det er forskeren som gjør et valg ved å fremheve noe han mener er interessant, og dermed blir det også gjort et valg (bevisst eller ubevisst) på å la være å legge fokus på noe annet. Det er ikke bare de visuelle observasjonene vi gjør som er styrt av teori, dette gjelder også de instrumentelle observasjonene. Som forsker må man her gjøre valg som innebærer hva man velger å måle, hvordan man gjør det, hvor man gjør det, og hvor ofte. Videre må man også være klar over begrensningene til måleinstrumentene som brukes. Hvilken presisjon og nøyaktighet har de? Interfererer de med det som skal måles?

De metodiske valgene som har blitt gjort i dette studiet har blitt tatt med bakgrunn av teoretisk forståelse av fluviale systemer, men ikke minst også med tanke på hva som var praktisk mulig

å få til i felt. Feltarbeidet skjedde over en periode på 12 dager, i løpet av smeltesesongen, slik at det var mulig å sette opp instrumenter i elvene. Bakgrunnen for valg av teknisk utstyr henger sammen med hva som var tilgjengelig av utstyr, og muligheten til å frakte det med seg ut i felt. Det er blitt gjort flere metodiske feilgrep i løpet av feltarbeidet, noe som vil bli tatt opp i både resultatkapittelet og diskusjonskapittelet.

3.2 Måling av vannstand og konduktivitet

Det ble plassert ut en trykksensor i hver elv i perioden feltarbeidet foregikk, som skulle måle vannstanden. I den glasielle elven ble det brukt en Campbell trykksensor (CS450) (Figur 16). Det ble også brukt en konduktivitetssensor (C4E), som skulle måle konduktiviteten i elva. I tillegg ble det også plassert ut en turbiditetsmåler (Global Water WQ710), men denne sluttet å fungere, sannsynligvis på grunn av høy sediment transport i elven. I den periglasielle elven ble det brukt en Aquistar trykksensor (PS9800) (Figur 15).



Figur 15: Trykksensoren i den periglasielle elven. Foto: Marita Danielsen



Figur 16: Trykksensor, konduktivitetmåler og turbidimeter i den glasiale elven. Foto: Marita Danielsen

De tre målerne som ble plassert ut i den glasiale elven (trykksensor, konduktivitetmåler og turbiditetmåler), ble plassert ca. 50 meter opp i elven, fra elveutmunningen. Her ble de plassert i en forholdsvis rolig og liten kulp. Dette er for å forsikre på best mulig måte at målerne ikke blir forstyrret av partikler og turbulens i vannet. Den ene måleren (trykksensor) som ble plassert i den periglasiale elven, ble plassert ca. 30 meter opp i elven, fra elveutmunningen. Denne måleren ble dessverre ikke plassert på et gunstig sted, da det var vanskelig å finne et sted som egnet seg, uten turbulens. Videre vil ikke turbiditetmåleren være en del av metoden, ettersom denne ikke fungerte optimalt. Alle målerne sendte data til en datalogger (CR200X-serie i begge elvene) hvert tiende minutt, og videre fra dataloggeren ble informasjonen lastet over til en bærbar pc.

Det ble også brukt en manuell, håndholdt konduktivitetmåler (WTW's LF92) i elvene, to ganger til dagen (morgen og kveld). Dermed ble det også gjort noen få konduktivitetmålinger i den periglasiale elven i løpet av feltperioden, da denne elven ikke hadde en automatisk konduktivitetmåler slik den glasiale hadde. Målingene som ble gjort i den glasiale elven kan brukes til å sammenligne konduktivetsverdiene fått fra den manuelle måleren med verdiene fra den automatiske måleren. På denne måten kan man justere konduktivetsverdiene som ble



Figur 17: Måling av konduktivitetsendring etter tilsatt saltløsning i sylindren til venstre. Til høyre blir det gjort en måling av konduktiviteten i elven. Foto: Marita Danielsen

samlet inn fra den periglasiale elven, da den manuelle konduktivetsmåleren var gammel, og den var ikke blitt kalibrert før feltperioden.

3.3 Beregning av vannføring

3.3.1 Saltmålinger

Saltmålingene er basert på en tilsetning av en kjent mengde saltoppløsning i elva, og saltkonsentrasjonen blir dermed målt som elektrisk konduktivitet (EC) i elva. Ettersom EC også er påvirket av vanntemperaturen og bakgrunnskjemien i elva var det nødvendig å ta hensyn til en konsentrasjonsfaktor (CF). CF er koeffisienten i det nær-lineære forholdet mellom EC og saltkonsentrasjonen (Hudson & Fraser, 2005).

En enkel kalibreringsprosedyre for å utlede en bestemt verdi av CF for hver måling ble gjort på følgende måte: Det ble fylt på 980 ml. elvevann i en sylinder, og konduktiviteten og temperaturen ble målt. Deretter ble det tilsatt 10 ml. saltløsning (22,3g/l) (til et totalt volum på 990 ml.), og konduktiviteten og temperaturen ble målt på ny. Til slutt ble det tilsatt en ny 10 ml. saltløsning (til et totalt volum på 1000 ml.), og konduktiviteten og temperaturen ble målt en siste gang (Figur 17). Dermed kunne CF kalkuleres for hvert steg, og det kunne utledes en stedsspesifikk 'CF-kurve' (Hudson & Fraser, 2005). Det er også mulig å bruke en temperaturavhengig korreksjonsfaktor fra tabell (Myrabø, 1984).

Etter disse målingene ble det tatt en kjent mengde salt (mengden varierte fra saltmåling til saltmåling, se tabell 1) i en bøtte, hvor det ble oppløst i elvevann. Denne saltløsningen ble tilsatt elven rundt 25 ganger elvebredden oppstrøms fra der hvor måleren var utplassert (dette tilsvarer 75 m i den glasiiale elven og 50 m i den periglasiiale elven), og mens saltpulsene fulgte elven nedstrøms målte konduktivitetmåleren endringene i elvas konduktivitet (Day, 1977). Etter at selve saltmålingene var blitt utført, gjenstod det kun å utføre kalkuleringene for å finne vannføringen. Til dette formålet ble det brukt en formel fra Myrabø (1984):

$$Q = \frac{M \cdot 10^6 \cdot 2,19}{k_T \cdot \int_0^t \Delta \cdot dt} l/s$$

hvor M : benyttet saltmengde i kg

2,19 : ledningsevneøkning av 1 mg/l NaCl ved 25 °C (i $\mu\text{s/cm}$)

k_T : temperaturavhengig korreksjonsfaktor

Δ : økning i ledningsevnen etter saltdosering

Integralet tilsvarer arealet under konduktivitetskurven. Ettersom konduktivitetmåleren som ble brukt målte hvert sekund, faller dt bort fra ligningen.

Etter at Q er regnet ut for hver saltmåling, kan denne plottes mot vannstanden fra trykksensoren, og man kan kalkulere en vannføringskurve.

Dato	980 ml	990 ml	1000 ml	Injeksjon	Salt (g)
25.juli - D	10:17	10:21		10:30	2962
26.juli - F	09:23	09:25	09:28	09:40	2000
31.juli - D	08:37	08:40	08:43	08:45	3143
1.aug - F	08:35	08:37	08:39	08:42	2052
02.aug - D1	08:49	08:51	08:53	08:56	1887
02.aug - D2	x	x	x	09:07	2005
03.aug - F1	09:03			09:03	1100
03.aug - F2	x	x	x	09:16	921

Tabell 1: Oversikt over tidspunktene det ble gjort konduktivitetmålinger i sylindere, mengde salt som ble injisert i elva, og tidspunktet dette skjedde. De tomme feltene indikerer at det ble glemt å føre ned klokkeslett, mens x indikerer at det ikke ble gjort en ny konduktivitetmåling, ettersom dette ble gjort tidligere.

For at denne metoden skal være fruktbar, må elvas egnethet evalueres. Det er viktig at elva er turbulent, har en bratt gradient, og at det ikke er noen sideelver som kommer inn i hovedelva innenfor målelengden. I tillegg bør elvas morfologi være preget av riffle-pool, step-pool eller kaskade med flere innsnevninger i elveløpet, men med minst mulig bassenger (Hudson & Fraser, 2005).

Vannføringen i elvene skulle bli estimert ut i fra vannstandsverdiene som ble logget av trykksensorene, i tillegg til de utførte saltmålingene. Det ble til sammen gjort åtte saltmålinger, fire i hver elv. Men på bakgrunn av problemer med trykksensoren samtidig som det ble gjennomført saltmålinger, er kun seks av saltmålingene brukbare, altså tre i hver elv. To av disse saltmålingene ble også gjort på nesten samme tidspunkt, noe som i praksis da representerer samme vannføring. Det er med andre ord blitt gjort alt for få saltmålinger til å kunne ekstrapolere en sikker vannføring. På bakgrunn av dette vil det ikke bli estimert noen vannføring for elvene i Fardalen.

3.4 Meteorologiske data

De meteorologiske dataene er fra værstasjonen på Svalbard Lufthavn. Denne ligger i overkant av ti kilometer fra Fardalen, men det er den nærmeste målestasjonen i bruk. Det finnes også en værstasjon på Gruvefjellet, som er ca. seks-syv km fra Fardalen, men denne var i ustand i perioden feltarbeidet pågikk. Værstasjonen på Svalbard Lufthavn er en av de aller første værstasjonene som ble tatt i bruk på Svalbard, allikevel ble ikke dagens målestasjon satt opp før i 1975. Værstasjonens eksakte beliggenhet er $78^{\circ}13'20''\text{N } 15^{\circ}37'53''\text{Ø}$, og den ligger 28 moh. Det er en automatisk værstasjon, som måler verdier for lufttemperatur, nedbør, snødybde, relativ luftfuktighet, skydekke, vindhastighet og lufttrykk (eKlima, 2013). De mest aktuelle målerverdiene for denne oppgaven er lufttemperatur og nedbør.

3.5 Problemer i felt

Problemet med å gjøre feltarbeid på Svalbard er at den egnede sesongen er så kort. Ettersom snø og is ligger i området store deler av året, er det ikke mulig å sette opp faste installasjoner av måleinstrumenter der man ønsker. Dette har påvirket datagrunnlaget til denne oppgaven. Trykksensorene i elvene skulle bli satt opp i midten av juni, slik at måleperioden ble lengre,

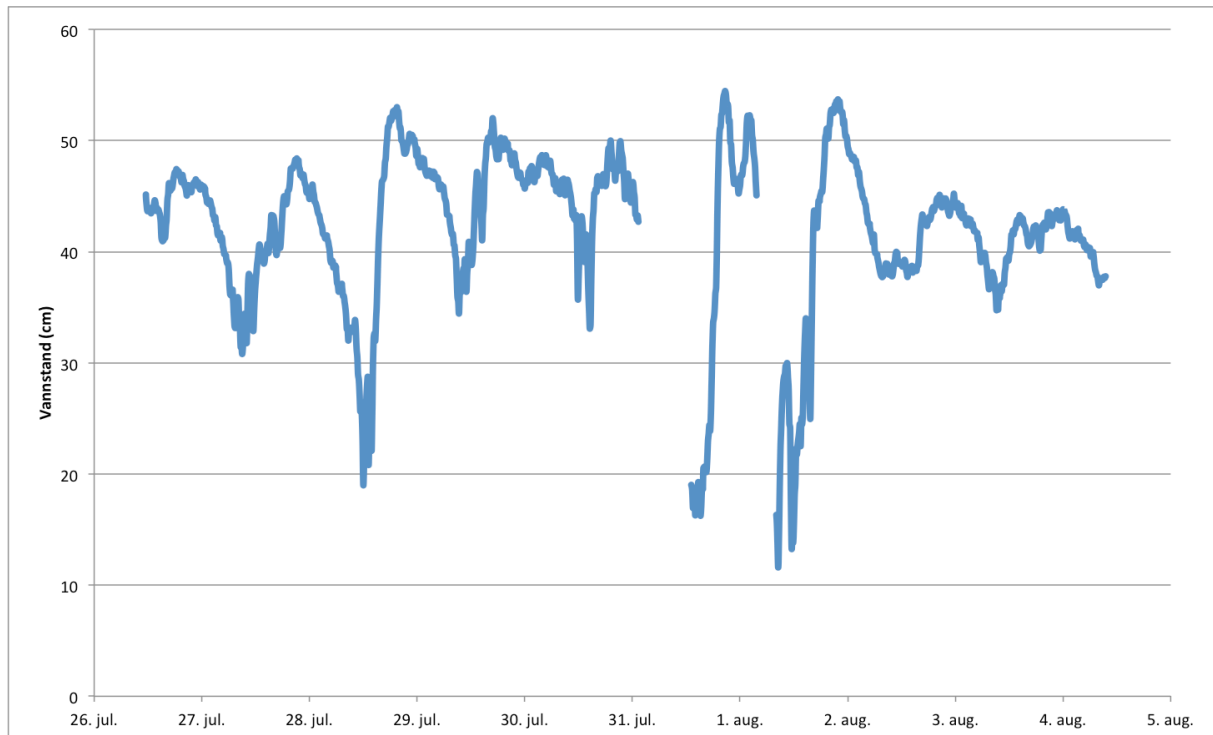
men det var fremdeles ikke snø- og isfritt rundt elvene på dette tidspunktet. Dermed kunne ikke sensorene settes opp før neste Svalbard-tur, i slutten av juli, og de ble tatt ned igjen tolv dager senere, da feltarbeidet var over. I tillegg til dette var det i løpet av de 12 dagene enkelte ganger måleproblemer med sensorene, som gjorde at datagrunnlaget ble svekket ytterligere. På bakgrunn av dette er det tydelig at resultatet hadde vært mer fruktbart dersom feltperioden hadde vært lengre.

En annen utfordring knyttet til lokasjonen av feltområdet var at mye av det nødvendige utstyret og matrasjoner måtte bæres med seg inn til Fardalen fra Longyearbyen. Det går ingen bilvei inn til dalen, og på sommerstid når snøen er borte er det heller ikke mulig å bruke snøscooter. På bakgrunn av dette måtte det gjøres noen prioriteringer over hva det var mest nødvendig å ha med av utstyr.

På tross av de opplevde problemene i felt, med for få saltmålinger til å kunne estimere vannføring og gap i de hydrologiske dataene, så er likevel bruken av trykksensor og saltmålingsmetoden en grei metode for å estimere vannføring. Spesielt i slike små og bratte fjellelver, hvor andre målemetoder blir vanskelig. De opplevde problemene var mer et resultat av menneskelig svikt enn teknologisk svikt. Dette vil tas opp videre i kapittel 5.6, i forhold til hva som kunne blitt gjort annerledes.

4.0 Resultater

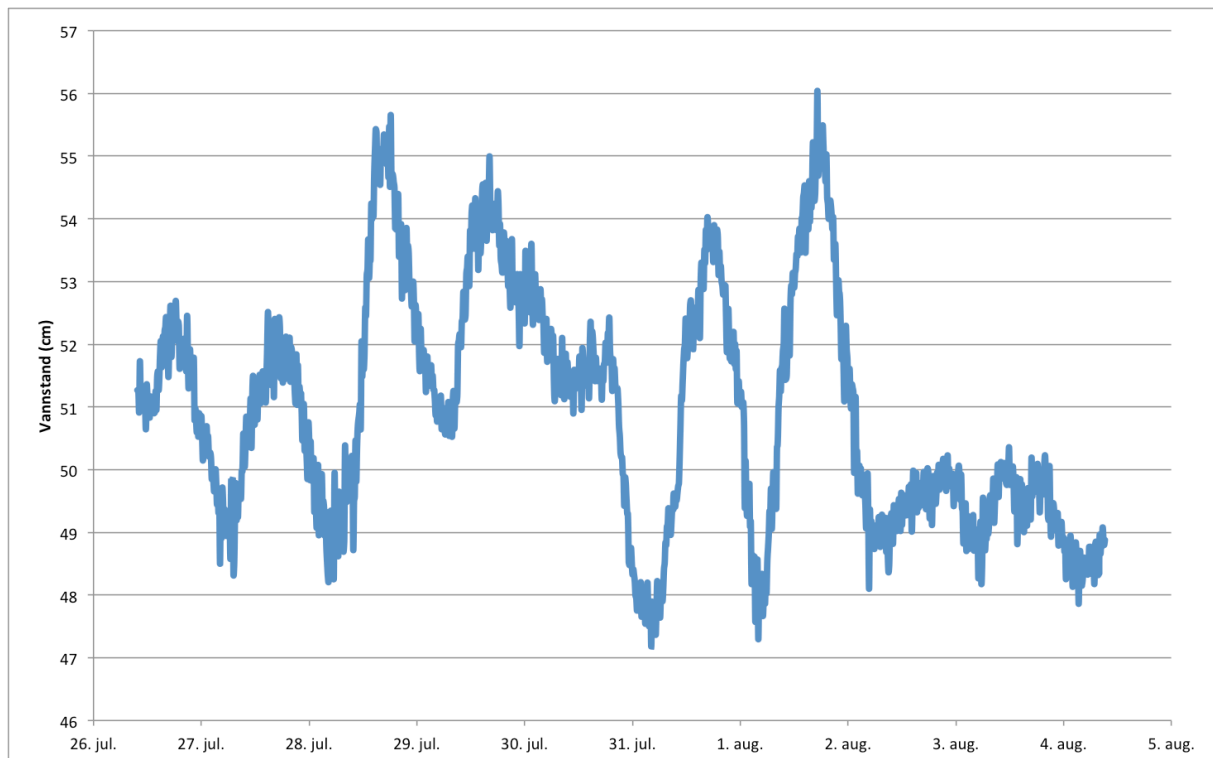
4.1 Vannstand



Figur 18: Vannstand i den glisiale elven fra Dryadbreen, fra 26. juli – 5. august. På grunn av negative måleverdier er det blitt lagt til et tillegg på 50 cm, for å få positive verdier. Måleverdiene er dermed ikke absolutte, men kan kun brukes til å si noe om fluktuasjonene i vannstand.

Grafen over vannstandsmålingene i figur 18 viser noen gap, henholdsvis den 31. juli og den 01. august. Dataene fra trykksensoren viser at det har blitt registrert temperaturverdier på rundt 12°C, og dermed må det være noe feil med målingen, selv om det er usikkert hva som er gått galt. På bakgrunn av dette har ikke de vannstandsverdiene som ble målt i den perioden med for høye temperaturverdier blitt tatt med i beregningene, og dermed blir det gap i grafen.

Trykksensoren ble plassert ut i elven den 24. juli, men på grunn av etterfølgende lav vannstand som gjorde at trykksensoren havnet over vannet, ble den flyttet lenger ned i vannet den 26. juli. På bakgrunn av dette har det ikke vært hensiktsmessig å bruke vannstandsdata før den 26. juli, ettersom referansepunktet endret seg.



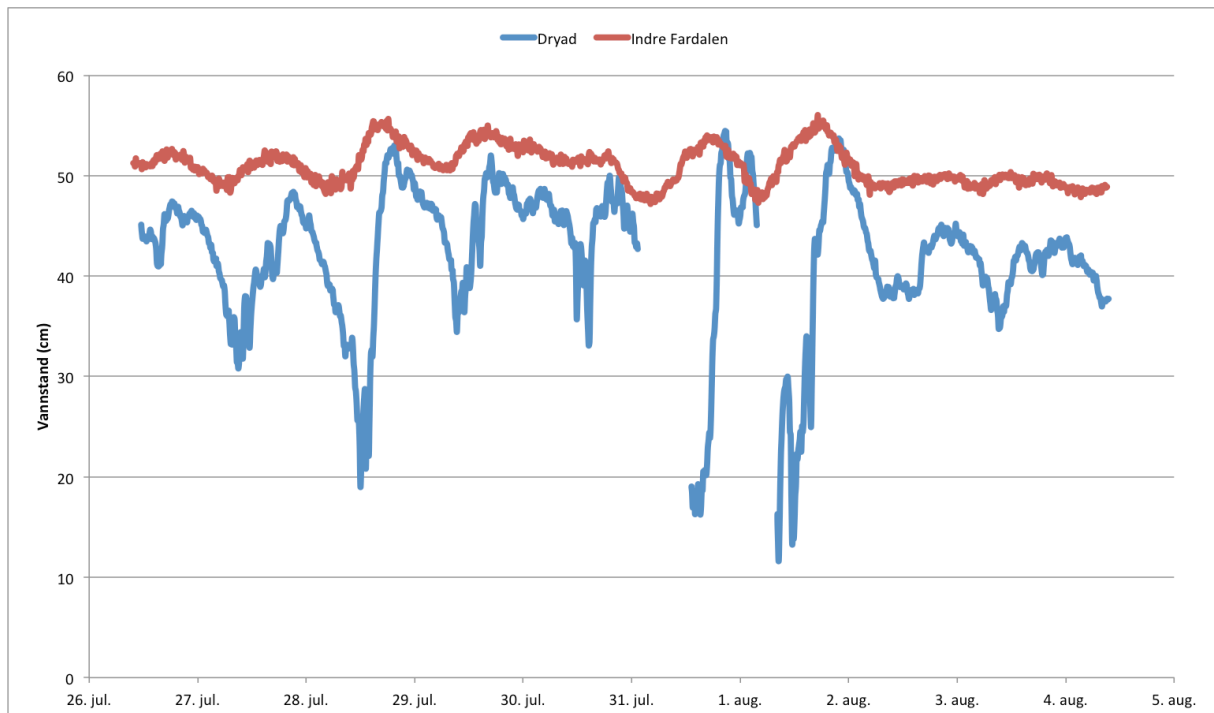
Figur 19: Vannstand i den periglasiale elven i Indre Fardalen, fra 26. juli – 5. august. På grunn av negative måleverdier er det også her blitt lagt til et tillegg på 50 cm, for å få positive verdier. Måleverdiene er dermed ikke absolutte, men kan kun brukes til å si noe om fluktusjonene i vannstand. De klare døgnfluktusjonene vitner om tilstedeværelsen av snødekke.

Grafen i figur 19 viser fluktusjonene i den periglasiale elven i Indre Fardalen. Denne trykksensoren ble også plassert ut i elven den 24. juli, men av en eller annen ukjent grunn fungerte den ikke slik som den skulle, og det ble ikke logget noen verdier. Dette ble oppdaget og fikset den 26. juli. Dermed starter de brukbare målingene i begge elvene ikke før den 26. juli, selv om begge trykksensorene ble plassert i elvene den 24. juli.

Fra trykksensorene ble satt opp i elvene, ble det målt et referansepunkt som de videre målingene er knyttet til. Negative verdier henviser dermed til en vannstand som er lavere enn den vannstanden som var da sensorene ble tatt i bruk. Ettersom den konkrete vannstanden ikke ble målt på dette tidspunktet, er det ikke mulig å si noe om den absolutte vannstanden til et hvert tidspunkt. Verdiene fra datamålingene kan kun vise om vannstanden er stigende eller synkende.

På grunn av disse negative verdiene ble det lagt til et tillegg på 50 cm i vannstandsmålingene fra begge elvene, slik at grafen ikke skulle gjenspeile en negativ vannstand, da dette ikke finnes. Selv om disse vannstandsmålingene dermed kun er relative, og kun kan si noe om

fluktuasjonene i vannstanden i elvene, kan de brukes til å gi en indikasjon på forholdet mellom de to elvene.

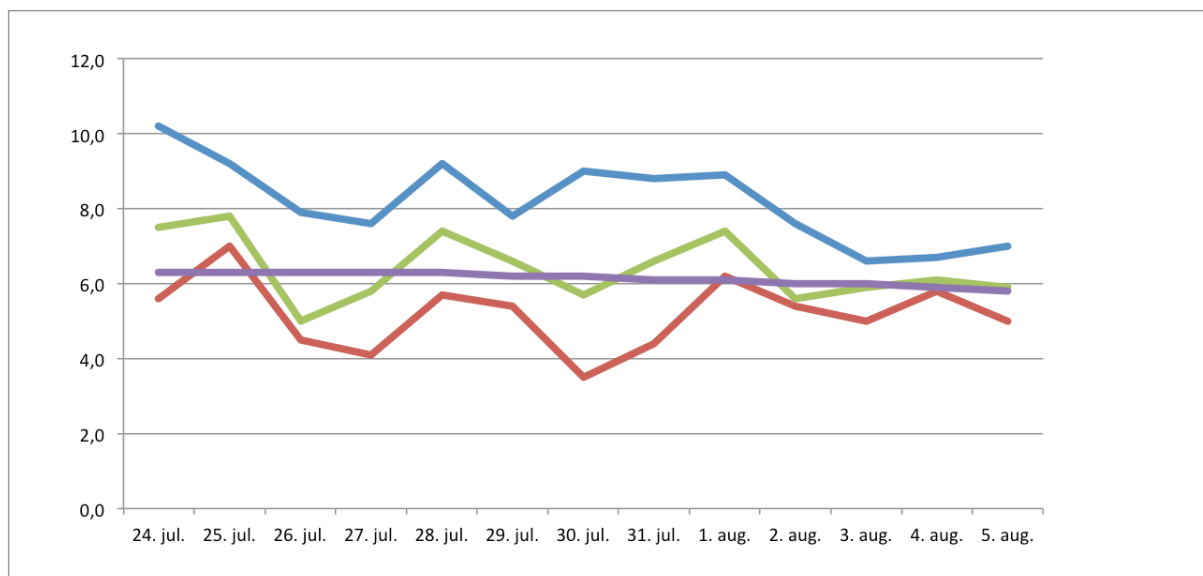


Figur 20: Sammenligning av vannstandsfluktuasjonene i den glasielle elven Dryad, og den periglasielle elven i Indre Fardalen i perioden fra 26. juli til 5. august. Begge elvene har klare døgnvariasjoner, men den glasielle elven er preget av større fluktuasjoner.

Sammenligningen av vannstandsfluktuasjonene i elvene i Fardalen (Figur 20) viser at begge elvene er preget av klare døgnvariasjoner, med en topp som kommer på ettermiddagstid, og en bunn som kommer om natten/tidlig morgen. Breens innvirkning i det glasielle nedbørsfeltet fører imidlertid til at variasjonen er større enn i det periglasielle nedbørsfeltet.

4.2 Meteorologiske faktorer

Meteorologiske faktorer som svingninger i lufttemperatur (Figur 21) og mengde nedbør er viktige komponenter som har innvirkning på den hydrologiske responsen i et nedbørsfelt. Grafen og tabellen under viser hvordan været var under feltarbeidet.



Figur 21: Den målte maksimumstemperatur (blå), minimumstemperatur (rød), middeltemperatur (grønn) og normaltemperatur (lilla) fra værstasjonen på Svalbard lufthavn, i perioden feltarbeidet pågikk (Meteorologisk institutt, 2012).

Dato	Akkumulert nedbør i mm	Skydekke
24.juli.12	4,7	Skyet
25.juli.12	1,1	Skyet
26.juli.12	0,6	Skyet
27.juli.12	1,1	Skyet
28.juli.12	0,8	Skyet
29.juli.12	0	Skyet
30.juli.12	0	Skyet
31.juli.12	0	Delvis skyet
01.aug.12	0	Skyet
02.aug.12	0	Skyet
03.aug.12	5,3	Skyet
04.aug.12	0,8	Skyet
05.aug.12	0	Skyet

Tabell 2: Den målte nedbøren fra værstasjonen på Svalbard lufthavn, og observert skydekke i perioden 24. juli til 05. august. Nedbøren ble målt kl. 07 for de siste 24 timene (Meteorologisk institutt, 2012).

Tabell 2 viser den nedbøren som ble målt av værstasjonen på Svalbard lufthavn i perioden feltarbeidet foregikk. Denne stemmer nokså godt overens med egne observasjoner, bortsett fra den 30. juli. Dette var en dag med litt regn i Fardalen.

5.0 Diskusjon

I det kommende kapittelet vil det diskuteres forandringer som vil skje i arktiske nedbørsfelt, som en følge av forventet klimaforandring. Ettersom datagrunnlaget fra feltarbeidet ikke er av den kvaliteten som ønsket, vil de kommende diskusjonene hovedsakelig ta utgangspunkt i annen forskning som har blitt utført i arktiske områder. Det vil også diskuteres hvorvidt glasiøle og periglasiøle nedbørsfelt vil reagere forskjellig på de samme meteorologiske faktorene. Avslutningsvis vil det diskuteres metode, og hva som kunne gjort annerledes under feltarbeidet, for å sikre et bedre datagrunnlag.

5.1 Dryadbreen – kald eller polytermal?

Flere av de hydrologiske effektene og den hydrologiske responsen er avhengig av breens temperaturregime. De fleste breer på Svalbard er polytermale, hvor større eller mindre deler av breen er kald. Der hvor breen er kald vil temperaturen være under trykksmeltepunktet, noe som fører til at breen beveger seg langsomt, spesielt hvis den er kald i fronten, eller dersom den fryser fast i underlaget på grunn av permafrosten (Dahl & Linge, 2006). Den sakte bevegelsen fører til at mange av breene ikke klarer å ta unna overskuddet samles i akkumulasjonsområdet, og breen bygger seg dermed opp i dette området, samtidig som den smelter tilbake i ablasjonsområdet. Dette fører til en brattere lengdeprofil (Sund, udatert).

Dryadbreen har lite sprekker og en forholdsvis bratt lengdeprofil, noe som viser til at den er lite aktiv. Den har også en kald og ugjennomtrengelig overflate som fører til at vannet akkumulerer på overflaten av breen, i stedet for å trekke ned i breen. Dermed er breen preget av supraglasiøle drenering, hvor utslippene av smeltevann skjer hurtig, ettersom vannet renner av breens overflate (Hodgkins, 2001). Disse faktorene kan støtte at Dryadbreen er en kald bre. En polytermal bre har derimot ofte en termisk struktur som varierer både sesongmessig og mellomårlig. Dette kan føre til en kompleks og skiftende hydrotermisk struktur i breen.

For å finne ut om Dryadbreen er kald eller polytermal må det dermed gjøres studier av den basale isen og bakkepenetrerende radarundersøkelser (BPR). Analyser av de kjemiske denudasjonsratene i den glasiøle elven vil også kunne si noe om breens dreneringssystem, og dermed være med på å avgjøre om det foregår subglasiøle drenering (Sharp, 1991; Tranter,

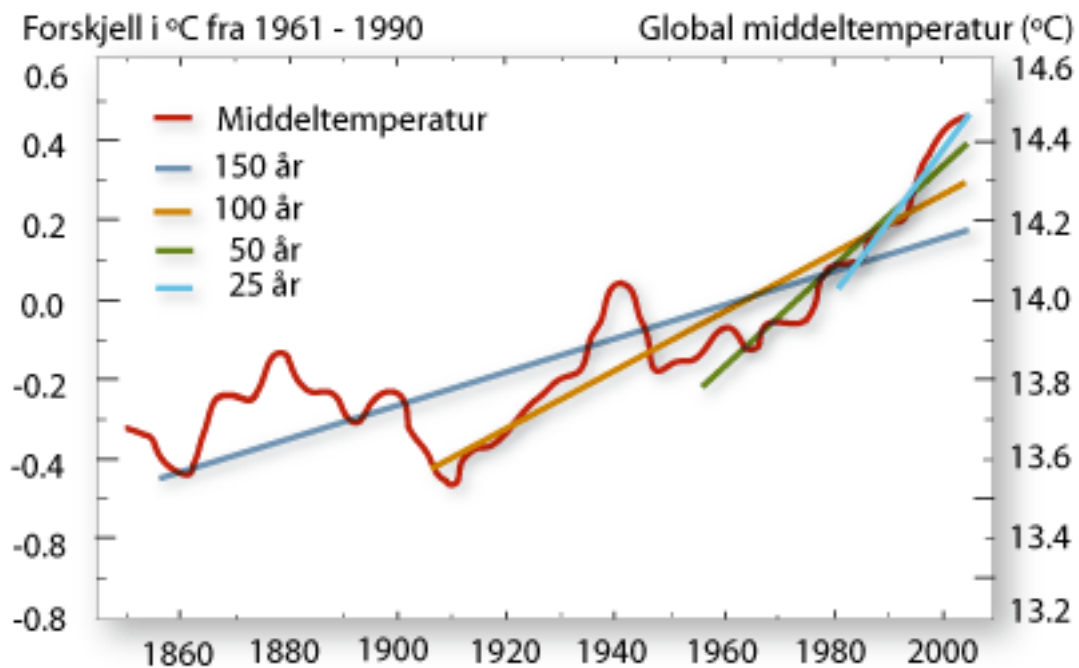
Brown, Hodson, & Gurnell, 1996). Figur 22 viser derimot ingen tegn på subglasiale porter langs brefronten.



Figur 22: Smeltevannet til Dryadbreen renner supraglasialt langs bresiden, og brefronten viser ingen tegn til subglasiale utløp. Det kan dermed tyde på at Dryad er en kald bre. Foto: Wieslaw Ziaja

5.2 Breens påvirkning på vannføringsregimet

Den globale oppvarmingen som har forekommet det siste århundret (Figur 23) er et faktum, uavhengig av om det skyldes menneskets påvirkning eller om det er en del av en naturlig syklus. Det er også klart at områdene i Arktis vil påvirkes mer enn noen andre områder. Hvordan vil et vannføringsregime utvikle seg i et glasialt og et periglasialt nedbørsfelt, som et resultat av klimaforandringene?



Figur 23: FN klimapanelts fremstilling av økningen i den globale middeltemperaturen fra 1860 til 2000. Aksene til høyre viser global middeltemperatur basert på målinger. Aksene til venstre viser temperaturavvik sammenlignet med gjennomsnittet fra 1961-1990. Lineære trender er vist for de siste 25 (lys blå), 50 (grønn), 100 (gul) og 150 (mørk blå) år (Klimaløftet, udatert).

Den globale oppvarmingen har ført til en økning i vannføringen i både glasiøle og periglasiøle arktiske nedbørsfelt (Wagner et al., 2011). Dette er en konsekvens av økt nedbør. Nedbøren kan ha økt med så mye som 8% i løpet av de siste hundre årene (Norsk Polarinstitutt, 2012b). Disse dataene er derimot litt usikre, ettersom det har oppstått usikkerhet rundt målingen av nedbør, og på grunn av manglende data fra store deler av den arktiske regionen. Det er allikevel forventet at det vil bli både varmere og våtere i Arktis i det kommende århundret, og at den årlige nedbøren vil komme til å øke med ca. 20%. På grunn av det varmere klimaet vil mesteparten av denne nedbøren komme som regn (Norsk Polarinstitutt, 2012b).

Vannstandsresultatene fra det glasiøle nedbørsfeltet Dryad (Figur 18) viser at vannstanden er veldig variabel, spesielt fra begynnelsen av feltperioden og frem til 2. august. Etter 2. august ser man tydelig at vannstanden begynner å bli mer stabil. Man kan se på temperaturene (Figur 21) at dette skyldes at det ikke er så store forskjeller mellom maksimumstemperatur og minimumstemperatur lengre, noe som fører til mindre variasjoner i snøsmeltingen.

Dersom man sammenligner disse vannstandsmålingene med vannstandsmålingene gjort i det periglasiøle nedbørsfeltet i indre Fardalen, ser man at toppene i indre Fardalen kommer før toppene i Dryad (Figur 20). Resultatene viser at toppene i indre Fardalen kommer mellom en

til fire timer før toppene i Dryad, noe som viser at det periglasiale nedbørsfeltet i indre Fardalen reagerer raskere enn det glasiiale nedbørsfeltet i løpet av feltperioden. Ettersom nedbørsfeltene i Fardalen var ca. like store og trykksensorene ble plassert nært elvas utløp i begge nedbørsfeltene, er det ikke en av disse faktorene som er med på å forklare den ulike responstiden.



Figur 24: Området foran Dryadbreen viser at smeltevannsavrenningen fra breen samler seg i et slags forgreina elveløp før det renner ut i den glasiiale elven. Foto: Andrea Viseth

Grunnen til at den glasiiale elven har en forsinket respons i forhold til den periglasiale elven kan være fordi avrenningen fra breen samler seg opp i et forgreinet elveløp i et område med mye løsmasser, som gjør at det tar lengre tid før vannet finner veien ut i hovedelveløpet (Figur 24). En annen forklaring er at det glasiiale nedbørsfeltet fremdeles har en stor snøpakke liggende på breen som gjør at vannet bruker lang tid på å perkolere gjennom denne sammenlignet med de spredte snøflekkene i det periglasiale nedbørsfeltet (Figur 5 og 25).



Figur 25: Oversiktsbilde over Dryadbreen som viser tilstedeværelsen av en snøpakke på breen. Foto: Wieslaw Ziaja

Det kom ikke mye nedbør i løpet av feltperioden, men den 03. august ble det målt rundt 5 mm. nedbør ved klimastasjonen på Svalbard lufthavn (Meteorologisk institutt, 2012). Dette er ikke direkte overførbart til å gjelde i Fardalen, men egne observasjoner viser også at det kom markant mer nedbør denne dagen enn noen av de andre i feltperioden. Lufttemperaturen varierte mellom 5°C og 7°C (Figur 21), dermed kom nedbøren som form av regn, også i høyden. Vannstandsdataene fra både det glasielle og det periglasielle nedbørsfeltet viser ikke noen markant topp på noen av grafene som en følge av denne nedbøren. Avrenningen i et glasielt nedbørsfelt korrelerer bedre med lufttemperatur enn nedbør om sommeren, på grunn av smeltevannets mer dominerende rolle sammenlignet med nedbør. Et ikke-glasielt nedbørsfelt vil derimot korrelere bedre med nedbør. Figur 5 viser at det enda lå spredte snøflekker i det periglasielle nedbørsfeltet, som gjør at dette også fremdeles er mer sensitivt for temperaturendringer, på samme måte som det glasielle nedbørsfeltet. At den økte nedbøren 03. august ikke gir utslag i vannstandsdataene kan også være et resultat av et tørt aktivt lag som trakk til seg nedbøren.

Temporal variasjon i mengden og variabiliteten av vannføringen i et glasielt nedbørsfelt, og dens respons til meteorologisk input, må også forstås i form av sesongbasert smeltevannsmagasinerings. Undersøkelsen gjort av Hodgkins (2001) på den kalde Scott

Turnerbreen over en tidsperiode på 30 dager (20. Juli – 19. August), viste at han kunne dele vannføringsdataene opp i to ulike intervall. Frem til tidlig august var den proglasiale vannføringen høy og variabel, det var lite tegn til daglig syklus, og det var et netto tap av smeltevann fra magasineringen. På bakgrunn av dette argumenterer han for at breers hydrologiske system kun responderer på daglige påvirkninger etter uttømmingen av det magasinerte smeltevannet fra den sesongbaserte snøpakken har skjedd.

Ettersom Dryadbreen også mest sannsynlig er en kald bre, vil den gjerne vise mye av den samme responsen og magasineringen som Scott Turnerbreen. Vannstandsdataene fra Dryad i feltperioden viser klare døgnvariasjoner (Figur 18), dermed kan det være grunn til å tro at Dryadbreen nesten var ferdig med uttømmingen av den sesongbaserte snøpakken, og at vannet kommer fra overflatesmelting.

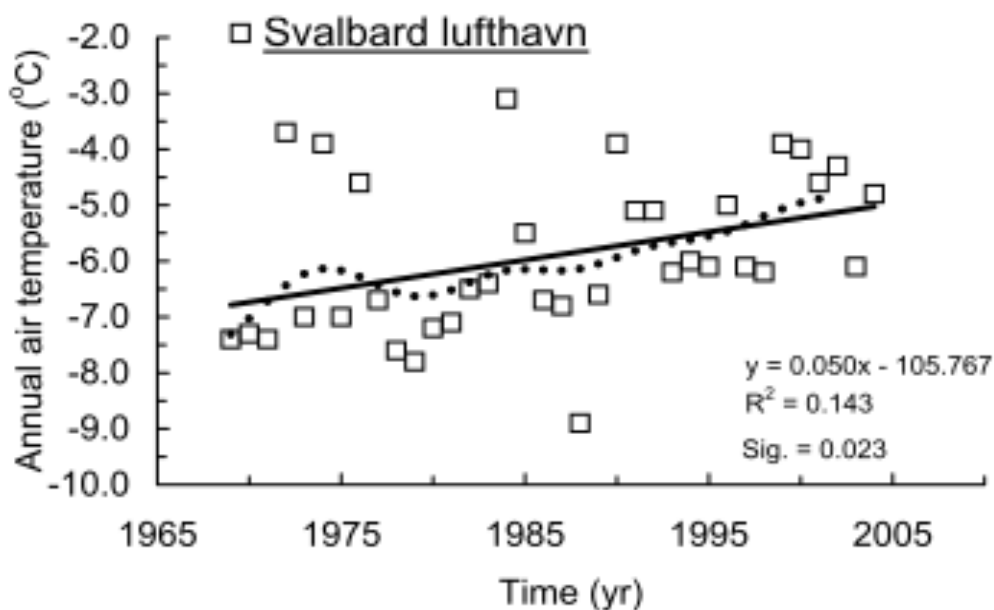
Det har blitt argumentert for at det vil skje en økning i vannføringen i både glasiale og periglasielle elver, som en følge av økt nedbør og varmere temperaturer i Arktis. Sett i et enda lengre tidsperspektiv vil avrenningen i glasielle elver reduseres om sommeren, ettersom tilbaketrekkingen av breene vil føre til et redusert areal hvor det foregår smelting.

Det må påpekes at endringer av systemer gjerne tar lang tid, og henger sammen med hvor raskt breen responderer til endret input. En brefront har en forsinket reaksjon i forhold til klima. Tidsforskjellen uttrykker tiden det tar fra effektene av en endring i breens massebalanse når breens front (Bjerknessenteret, 2009). I henhold til dette vil reaksjonstiden være lenger for større breer enn for mindre. Ettersom Dryadbreen er en relativt liten bre vil denne dermed respondere raskere på klimaforandringer enn større breer. Men reaksjonstiden vil også være lenger for polare breer enn tempererte breer, så ettersom Dryadbreen sannsynligvis er en kald bre vil dette også påvirke breens respons til klimaforandringer. I tillegg til dette vil også brefrontens reaksjonstid påvirkes av blant annet helningen til breunderlaget, breens tykkelse og temperatur (Bjerknessenteret, 2009).

5.3 Betydningen av permafrostendringer

Det varmere klimaet har også ført til smelting av permafrost på Svalbard, og flere områder i Skandinavia (Isaksen et al., 2007). Hvilken innvirkning vil dette ha på hydrologien i nedbørsfeltene?

Vi har sett at simuleringer av globale klimaforandringer viser en økning i årlige, gjennomsnittlige lufttemperaturer i Arktis. Selv om disse klimaspådommene foreslår en sterk oppvarming ved høyere breddegrader, viser data over lufttemperaturer i dette området klare svingninger og stor mellomårlig variabilitet (Figur 26) (Isaksen et al., 2007). Dette gjør at det blir vanskelig å prøve å identifisere langtidstrender.



Figur 26: Tidsserie av årlig gjennomsnitts lufttemperatur for perioden 1965-2004, hentet fra værstasjonen ved Svalbard lufthavn (28 m.o.h). Den tykke linjen viser statistisk signifikans av den lineære trenden, mens den stiplede linjen viser variasjoner på en dekadisk tidsskala (Isaksen et al., 2007).

For værstasjonen ved Svalbard lufthavn er forskjellen mellom høyeste og laveste månedlige middeltemperatur i Desember til Mars rundt 25°C. I tillegg kan årlig lufttemperatur i et eller to år avvike med 5°- 6°C (Isaksen et al., 2007). Begge disse funnene viser store mellomårlige svingninger i lufttemperaturen. For å kunne si noe om en eventuell trend, og gi spådommer

om fremtiden, er det derfor nødvendig å isolere all støy i lufttemperaturmålingene, slik at tydelige trender kan skinne gjennom.

Det nære forholdet mellom permafrost og klima rapportert av Isaksen et al. (2007) tyder på at de geotermiske målingene som ble gjort på tre forskjellige lokaliteter kan være sterke indikatorer for klimaforandring både på Svalbard og i Skandinavia. Oppvarmingsratene av permafrostoverflaten ligger i dag på rundt 0,4°– 0,7°C per tiår, og disse er mest sannsynlig assosiert med den overflateoppvarmingen som har skjedd de siste tiårene.

Hvilke konsekvenser vil tining av permafrosten ha på hydrologien i arktiske områder? I følge Hanssen-Bauer (2002) indikerer nedskalerte lufttemperaturscenarioer for Svalbard en oppvarming på rundt 1°C per tiår om vinteren, og rundt 0,3°C per tiår om sommeren, fra 1961 til 2050. Dette vil føre til en oppvarming av den kalde, kontinuerlige permafrosten i Arktis gjennom smelteperioden, og et tykkere aktivt lag.

Forskning gjort i elva Yangtze, Kina, indikerer at denne elven mottar mindre vann, som en følge av et varmere klima (Qiu, 2012). Flere andre elvesystemer i de vestre delene av Kina har opplevd en økt vannføring som en følge av breenes tilbaketrekking og økt nedbør, men i elva Yangtze har mengden vann som blir tilført systemet redusert med 15% over de siste fire tiårene. Og dette er til tross for at det også har forekommet en økning i glasialt smeltevann og økt nedbør på 15%, over den samme tidsperioden (Qiu, 2012).

Den reduserte avrenningen til Yangtze er ledsaget av utbredte forandringer i permafrosten. Det har skjedd en degradering av permafrosten på 10% over det siste tiåret på Tibetplatået, som er kilden til Yangtze elva. Samtidig med dette har også området med alpine våtmarker blitt redusert med hele 37%, og alpine enger med et høyt vegetasjonsdekke har blitt redusert med 16% (Qiu, 2012).

De kinesiske forskerne fant ut at dybden på det aktive laget er avgjørende for vannpassasjen. Avrenningen økte dersom det aktive laget var mindre enn 60 cm dypt, mens den ble redusert dersom det tinte laget gikk enda dypere. Årsakene til dette er usikre, men forskerne mistenker at når mer av permafrosten tiner, vil det tykkere aktive laget reagere som en svamp og trekke til seg det vannet som ellers ville ha funnet veien til elven. Det andre alternativet er at mer av vannet kanskje trekker seg langt ned i bakken, slik at overflatevannføringen blir redusert (Qiu,

2012). Tykkelsen på det aktive laget er påvirket av både lufttemperaturer og vegetasjonsdekket. De kinesiske forskerne fant ut at nesten dobbelt så mye varme kommer gjennom i alpine enger med alvorlig degradert permafrost, sammenlignet med friske enger (Qiu, 2012).

Denne kinesiske forskningen er enda på et tidlig stadium, og hydrologi i permafrostområder er et tema som er veldig komplisert. Det kan likevel se ut til at hydrologien til Tibetplatået responderer annerledes på den globale oppvarmingen enn hva den arktiske hydrologien gjør. Mens permafrost degraderingen på Tibetplatået har resultert i at landet har blitt tørrere og mer utsatt for ørkenspredning, har en permafrost degradering i sentrale Alaska, for eksempel, ført til en ekspansjon av våtmarksområder (Qiu, 2012).

Våtmarksområder kan imidlertid tørke ut også i Arktis, dersom permafrosten ikke lenger er en barriere for overflatevannet. Når bakken er frossen vil smeltevannet om våren renne på overflaten. I en frostfri bakke vil de hydrologiske forholdene endres, og kapasiteten til å holde på jordfuktighet vil øke og smeltevannet vil dreneres ned i bakken, som grunnvann. Etersom permafrosten blir tynnere vil dermed koblinger mellom grunnvann og overflatevann bli viktigere (Norsk Polarinstitut, udatert).

Et annet interessant felt innenfor hydrologi i permafrostområder er koblinger mellom polytermale breers og permafrostens hydrologiske system. Undersøkelsene utført av Moorman (2005) ved breen 'Stagnation' illustrerer disse sammenkoblingsmulighetene. Også Hodgkins (1997) har tidligere foreslått at egenskaper ved en polytermal bre kan gjøre det mulig å bevare eldre dreneringssystemer, som ble til ved tidligere klimatiske forhold. På bakgrunn av kjennetegn i forskjellige huler som ble undersøkt av Moorman (2005), var det tydelig at tidligere englasial aktivitet hadde spilt en viktig rolle i utviklingen av kanaler, ikke bare i breen, men også i iskjernemorenene som ble liggende igjen etter breen hadde trukket seg tilbake. Dette er mulig fordi med en gang isen er separert fra hoveddelen av breen, og begravd i morenen, så blir den isolert av sedimentdekket. Denne isoleringen gjør at isen nær overflaten vil kjøles, og dermed vil hastigheten av iskryp bremses (Moorman, 2005).

De tre dominerende forholdene som kontrollerer bevaringen av kanaler inne i begravd is er: 1) kanalenes dybde under overflaten; 2) permafrostens temperatur og 3) tiden som har gått siden isen ble begravd. Veien vannet tar gjennom det englasiale hydrologiske systemet, og bevaring

av dette, er i stor grad er en funksjon av de komplekse termiske og hydrologiske forholdene i polytermale breer, og den omliggende permafrosten.

5.4 Endringer i kjemisk denudasjon

Å beregne raten av kjemisk denudasjon er viktig ettersom det blant annet har blitt postulert at kjemisk denudasjon i glasiøle nedbørsfelt kan ha muligheten til å forstyrre atmosfærisk CO₂ konsentrasjoner (Gibbs & Kump, 1994).

I områder med polytermale og kalde breer vil ofte kald englasial is føre til at smeltevannet i breen ikke kan penetrere ned til det subglasiøle miljøet (Hodson et al., 2000). Interaksjonen mellom vannet og berggrunnen blir dermed begrenset. Det er derimot mulig at dreneringssystemet og det termiske regimet i en polytermal bre kan føre til kjemisk forvitring ved breens underlag, og dersom det er en tilstedeværelse av kald is nær brekantene som vil vanskeliggjøre dreneringen av den subglasiøle avrenningen til det proglasiøle området, vil dette derimot forlenge kontakttiden mellom vannet og berggrunnen (Hodson et al., 2000).

At variabiliteten i en bres termiske regime fører til en variabilitet i den kjemiske forvitringen som finner sted ved breens underlag er til dels støttet av forskning ved noen av Svalbards breer. Den laveste kationiske denudasjonsraten er observert ved Scott Turnerbreen, selv om den ligger på en berggrunn av skifer. Dette er fordi breen er fullstendig kald (Hodgkins, Tranter, & Dowdeswell, 1997). Ratene av kjemisk forvitring er også lave ved Austre Brøggerbreen, hvor utbredelsen av kald is hindrer subglasiøle drenering (Hodson et al., 2000). Det blir derimot ikke observert høye rater av kjemisk forvitring i verken Erikbreen eller Finsterwalderbreen, hvor det har blitt påpekt en tilstedeværelse av varm basal is (Ødegård, Hagen, & Hamran, 1996; Ødegård et al., 1992), og et subglasiøle dreneringsnettverk (Vatne, Etzelmüller, Sollid, & Ødegård, 1995; Wadham, Hodson, Tranter, & Dowdeswell, 1998).

Hodson et al. (2000) kommer dermed frem til at når det gjelder breene på Vest-Spitsbergen, så er det termiske regimets kontroll på raten av kjemisk forvitring ubetydelig, eller maskert av en sterkere variabilitet i andre faktorer som berggrunnstype eller spesifikk vannføring. Dette er dermed i samsvar med det Lafreniere og Sharp (2005) kom frem til.

Ettersom begge nedbørsfeltene i Fardalen består av sedimentære bergarter er det hovedsakelig effektiviteten til dreneringsnettverket, og dermed kontakttiden mellom vannet og berggrunnen, som er bestemmende for konsentrasjonen av oppløst materiale i de to nedbørsfeltene. Som undersøkelsene viser, vil sannsynligvis denudasjonsraten i nedbørsfeltene være lik, dersom den spesifikke vannføringen er lik, og gitt at vannet fra breen er i kontakt med berggrunnsmateriale (Lafreniere & Sharp, 2005). Dersom Dryadbreen derimot viser seg å være en kald bre slik det blir argumentert for, kan det forventes at den kjemiske denudasjonsraten vil være høyere i det periglasiale nedbørsfeltet.

De lave ratene av oppløst materiale på Svalbard er dermed et resultat av en lav årlig spesifikk vannføring (Hodson et al., 2000). Et varmere klima som fører til høyere spesifikk vannføring kan også føre til høyere rater av oppløst materiale, både i glasiale og periglasiale nedbørsfelt. Det at smeltende breers termiske regime kan bli kaldere fører derimot til at dreneringen går fra å være subglasial til å bli supraglasial, og dette vil føre til en reduksjon i den kjemiske forvitringen.

Det skal nevnes at det også er en mangel på data av kjemiske flukser i nedbørsfelt på Svalbard. Dataene fra den kalde Scott Turnerbreen (Hodgkins et al., 1997) og Finsterwalderbreen, som i hovedsak har en varm base (Wadham, Hodson, Tranter, & Dowdeswell, 1996) er derimot gode og detaljerte. En gjennomgang gjort av Hodson et al. (2000) viser at størstedelen av de hydrologiske målingene som er blitt gjort i nedbørsfelt på Vest-Spitsbergen, er blitt utført i løpet av juni-august. I tillegg har måleperioden i noen av nedbørsfeltene vært mindre enn en måned. Scottbreen og Werenskioldbreen er de eneste nedbørsfeltene på hele Svalbard der det har blitt samlet inn data om flukser av oppløst stoff i september (Krawczyk et al., 2003). Datainnsamlingen burde foregått over lengre tidsperioder, og ikke bare i løpet av noen få uker i ablasjonssesongen. Hydrologisk måling som er blitt gjennomført i nedbørsfeltet til Bayelva indikerer at det er mulig at det er avrenning her helt fra mai til november (Pettersson, 2002), mens forskning gjort i nedbørsfeltet til Werenskioldbreen har kommet frem til at den hydrologiske aktive perioden her kan vare i minst 198 dager (Krawczyk et al., 2003). De korte måleperiodene kan føre til at det blir gjort underestimeringer av flukser av oppløst materiale.

5.5 Endringer i vanntemperaturen

Vanntemperaturer har en sterk innvirkning på både fysiske, kjemiske og biologiske forhold, og en forståelse av denne dynamikken i arktiske elver blir dermed viktig, selv om forskningen også her er begrenset.

Elvers termiske regime er svært dynamisk, både i romlig skala og tidsskala (Arscott, Tockner, & Ward, 2001), og det er kontrollert av ulike faktorer som atmosfæriske forhold, topografi og vannføring (Caissie, 2006). Også vannkilden er av viktig betydning. Varmere og sterkere døgnvariasjoner i vanntemperatureregimer er påvist i periglasiale nedbørsfelt, hvor vannkilden hovedsakelig er smeltevann fra sesongmessige snøpakker og grunnvann, mens vanntemperaturer i glasiale nedbørsfelt er kaldere og mer termisk stabile (Blaen et al., 2012). De varme vanntemperaturene i periglasiale elver indikerer at vannet har et lengre opphold i grunne alluviale soner, noe som gjør at dette vannet har et større potensial for å bli utsatt for atmosfærisk påvirkning, enn hva vann i glasiale elver ofte har (Blaen et al., 2012).

Det er en sterk korrelasjon mellom vannsøyletemperatur og vannføring i glasiale nedbørsfelt, ettersom disse faktorene er sterkt påvirket av stråling og lufttemperatur (Chikita, Kaminaga, Kudo, Wada, & Kim, 2010). På bakgrunn av dette er det mulig at en økning i vannføring kan lede til en økning i vanntemperaturen. Ettersom vi har sett at smelting av breer vil føre til økt vannføring, kan det dermed også resultere i høyere vanntemperaturer i glasiale elver. Men her vil også temperaturregimet til breene spille en rolle. Smeltende, mindre breer vil bli kaldere, og dermed gi en input av kaldt smeltevann. Etter hvert som vannkilden går fra å være smeltevann fra bre til smeltevann fra snøpakker og grunnvann, vil derimot vanntemperaturen bli varmere.

Generelt har de arktiske elvene lavere vanntemperaturer enn de alpine elvene, på grunn av mindre solstråling, og de kalde lufttemperaturene som er en følge av de høye breddegradene. Fremtiden ser derimot ut til å kunne bringe varmere og mer variable vanntemperaturer i både glasiale og periglasiale nedbørsfelt i Arktis, ettersom kilden i større grad vil være snøpakker og grunnvann (Milner, Brown, & Hannah, 2009), og lufttemperaturene vil stige.

5.6 Hva kunne blitt gjort annerledes?

Etter endt feltarbeid og ved starten av analyseringen av datamaterialet ble det klart at det var flere ting som skulle blitt gjort annerledes for å ha sikret et bedre datagrunnlag. Det å skulle estimere vannføring i en elv er en krevende og nøysom prosess, og selv om saltfortynningsmetoden er en måte å gjøre det på, kan det diskuteres om det var den beste måten i vår situasjon.

Et faktum er at det ble gjort alt for få saltmålinger. Hovedårsaken til dette er at en mengde på nærmere 20 kg salt er mye å frakte med seg sammen med mye annet utstyr også, men det var likevel ikke nok. Et bedre valg ville vært å bruke fargestoff. I de små elvene i Fardalen hadde det vært nok å hatt med seg rundt 1l. fargestoff, og dette hadde resultert i mange målinger. Dersom vi skulle brukt fargestoff måtte vi derimot hatt med oss enda et måleinstrument.

Tverrsnittet i elvene ble ikke målt, noe det burde blitt. Vannstands- og vannføringsmålingene som blir gjort i en elv er veldig avhengig av tverrsnittet i elva. Dersom en elv er bred og grunn, vil en eventuell økning i vannføringen ikke nødvendigvis gi et godt utslag i vannstanden. Og omvendt, dersom en elv er smal, vil gjerne en liten økning i vannføring gi store utslag på vannstanden. På bakgrunn av dette er det risikabelt å bruke vannstandsdataene, og man kan ikke stole på dem 100%. De gir likevel indikasjoner på vannstandsvariasjoner i et område hvor det ikke har blitt utført målinger før, og ettersom tverrsnittet i elvene var nokså likt er det mulig å bruke målingene til å sammenligne nedbørsfeltene. Det er på bakgrunn av dette at vannstandsdataene allikevel blir brukt.

Sensorene kunne med fordel også ha blitt plassert annerledes. Spesielt i den periglasiale elven. Her ble trykksensoren plassert på et ugunstig område i elven, med en del turbulens. I et område med turbulens vil det forekomme en del luftbobler, som kan forstyrre trykksensoren og målerverdiene. For å forhindre dette burde det ha blitt laget en kunstig kulp, slik at trykksensoren ikke blir lurt av vannhastigheten. Lokasjonen i den glasiale elven var derimot bedre, her ble sensorene plassert ut i en slags naturlig kulp, litt avskjermet av en stor stein, slik at det ikke var noe problem med turbulens i dette området.

6.0 Konklusjon

Globale klimaforandringer vil føre til endrede hydrologiske forhold i arktiske nedbørsfelt. Å ha innsikt og kunnskap om hvilke effekter som kan forventes er viktig for å kunne gjennomføre tiltak for å forhindre negative effekter, og beskytte det sårbare miljøet i Arktis. I tillegg er det viktig ettersom de selvforsterkende prosessene i Arktis vil kunne påvirke resten av det globale klimaet i en enda større grad. Forskning på Svalbard er dessverre fremdeles mangelfullt, og det kreves et enda større fokus på klimaets innvirkning på både fysiske, kjemiske, hydrologiske og biologiske prosesser i Arktis.

Langtidstrendene tilsier at klimaet i Arktis vil bli både varmere og våtere. Dette vil føre til mindre utbredelse av snødekke, en redusering av breenes massebalanse og smelting av permafrost. Økt nedbør og smelting av breer vil føre til økt vannføring både i glasiøle og periglasiøle nedbørsfelt. Etter hvert som tilbaketrekkingen av breene fører til et redusert areal hvor det foregår smelting, vil vannføringen i det glasiøle nedbørsfeltet derimot bli mindre igjen.

Tining av permafrost vil også føre til endrede hydrologiske effekter. Først vil det resultere i et tykkere aktivt lag, som en følge av varmere bakketemperaturer. Videre vil våtmarksområder i Arktis kunne tørke ut som en følge av at permafrosten ikke lenger fungerer som en barriere for overflatevannet. En forståelse for hvordan en tinende permafrost vil påvirke hydrologien i periglasiøle områder blir dermed viktig, men kunnskapen på dette området har dessverre lidd som en følge av at breer har mottatt mye mer interesse og oppmerksomhet. Mer utbredt forskning i periglasiøle områder er dermed ønsket.

Elvene på Svalbard har lave rater av oppløst materiale, sammenlignet med kontinentale og maritime tempererte breer. Rater av oppløst materiale i et glasiølt nedbørsfelt er til dels avhengig av breens termiske regime, ettersom dette er bestemmende for dreneringsnettverket, men de viktigste faktorene er imidlertid berggrunnstype og spesifikk vannføring. Dette vil da også være tilfellet i periglasiøle nedbørsfelt. Et varmere klima som fører til høyere spesifikk vannføring vil dermed også føre til høyere rater av oppløst materiale.

Vanntemperaturer i glasiiale og periglasiiale elver er forventet å bli varmere og mer variable i fremtiden. Dette er en følge av høyere lufttemperaturer og høyere vannføring, i tillegg til det faktum at kilden i større grad vil gå over til å være smeltevann fra snøpakker og grunnvann, i stedet for smeltevann fra bre.

7.0 Forslag til videre arbeid

- På grunn av et utilstrekkelig datagrunnlag vil det være nødvendig å gjøre en ny innsamling av hydrologiske data i Fardalen. For å kunne regne ut vannføring vil det være nødvendig å gjennomføre flere saltmålinger, eventuelt kan man bruke et annet sporstoff. Det anbefales å utvide feltperioden, for å kunne se tydeligere på temporære endringer.
- Det ble satt opp en konduktivitetsmåler i den glasiiale elven, men for å kunne sammenligne konduktiviteten i de to elvene vil det være nødvendig å sette opp en konduktivitetsmåler også i den periglasiale elven. Det ble også satt opp et turbidimeter i den glasiiale elven, men dette ble slått ut, sannsynligvis på grunn av en for høy konsentrasjon av sedimenter i elven. Dette turbidimeteret burde heller blitt plassert i den periglasiale elven.
- Analyser av konduktiviteten i den glasiiale elven kan gi et bedre innblikk i om Dryadbreen er kald eller polytermal, ettersom konduktiviteten kan fortelle noe om vannets rute gjennom nedbørsfeltet.

Litteratur

- ACIA. (2005). *Arctic Climate Impact Assessment*: Cambridge University Press.
- Anisimov, O. A., & Nelson, F. E. (1996). Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change. *Global and Planetary Change*, 14(1), 59-72.
- Arcscott, D. B., Tockner, K., & Ward, J. (2001). Thermal heterogeneity along a braided floodplain river (Tagliamento River, northeastern Italy). *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 58(12), 2359-2373.
- Baker, V., & Twidale, C. (1991). The reenchantment of geomorphology. *Geomorphology*, 4(2), 73-100.
- Bartoszewski, S., Gluza, A., Siwek, K., & Zagórski, P. (2009). Temperature and rainfall control of outflow from the Scott Glacier catchment (Svalbard) in the summers of 2005 and 2006. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 63(2), 107-114. doi: 10.1080/00291950902907785
- Bjerknessenteret. (2009). Breen som klimaindikator Retrieved 03.03.13, from <http://www.bjerknes.uib.no/filer/1373.pdf>
- Blaen, P. J., Hannah, D. M., Brown, L. E., & Milner, A. M. (2012). Water temperature dynamics in High Arctic river basins. *Hydrological Processes*, n/a-n/a. doi: 10.1002/hyp.9431
- Bluth, G. J., & Kump, L. R. (1994). Lithologic and climatologic controls of river chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(10), 2341-2359.
- Braithwaite, R. J., & Zhang, Y. (1999). Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(4), 489-496.
- Brittain, J. E., Gíslason, G. M., Ponomarev, V. I., Bogen, J., Brørs, S., Jensen, A. J., . . . Stenina, A. S. (2009). Chapter 9 - Arctic Rivers *Rivers of Europe* (pp. 337-379). London: Academic Press.
- Burn, C. (1998). The active layer: two contrasting definitions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(4), 411-416.
- Caissie, D. (2006). The thermal regime of rivers: a review. *Freshwater Biology*, 51(8), 1389-1406.
- Chikita, K. A., Kaminaga, R., Kudo, I., Wada, T., & Kim, Y. (2010). Parameters determining water temperature of a proglacial stream: The Phelan Creek and the Gulkana Glacier, Alaska. *River Research and Applications*, 26(8), 995-1004.
- Copard, Y., Amiotte-Suchet, P., & Di-Giovanni, C. (2007). Storage and release of fossil organic carbon related to weathering of sedimentary rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1), 345-357.
- Dahl, S. O., & Linge, H. (2006). Kald is, varm is og klima. *NORKLIMA*.
- Dallmann, W. K. (udatert). Svalbards geologi Retrieved 09.11.12, from <http://www.npolar.no/no/forskning/tema/geologi/arktis/index.html>
- Day, T. J. (1977). Observed mixing lengths in mountain streams. *Journal of Hydrology*, 35(1), 125-136.
- eKlima. (2012). eKlima Retrieved 09.11.12, from http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL

- Førland, E., Hanssen-Bauer, I., & Nordli, P. (1997). Climate statistics and longterm series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen. *Det Norske Meteorologiske Institutt Klima Report*, 21, 97.
- Gibbs, M. T., & Kump, L. R. (1994). Global chemical erosion during the last glacial maximum and the present: Sensitivity to changes in lithology and hydrology. *Paleoceanography*, 9(4), 529-543.
- Goodrich, L. (1982). The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian Geotechnical Journal*, 19(4), 421-432.
- Gurnell, A., Clark, M., & Hill, C. (1992). Analysis and interpretation of patterns within and between hydroclimatological time series in an Alpine glacier basin. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17(8), 821-839.
- Gurnell, A., Hodson, A., Clark, M., Bogen, J., Hagen, J., & Tranter, M. (1994). Water and sediment discharge from glacier basins: an Arctic and Alpine comparison. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 224, 325-334.
- Hagen, J. O., & Lefauconnier, B. (1995). Reconstructed runoff from the high Arctic basin Bayelva based on mass-balance measurements. *Nordic hydrology*, 26(4-5), 285-296.
- Hanssen-Bauer, I. (2002). Temperature and precipitation in Svalbard 1912-2050: measurements and scenarios. *Polar Record*, 38(206), 225-232.
- Harris, C., Haeberli, W., Vonder Mühl, D., & King, L. (2001). Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 3-11.
- Hilton, R. G., Galy, A., Hovius, N., Horng, M.-J., & Chen, H. (2011). Efficient transport of fossil organic carbon to the ocean by steep mountain rivers: An orogenic carbon sequestration mechanism. *Geology*, 39(1), 71-74.
- Hindshaw, R. S. (2011). Weathering at 78 Nord Retrieved 08.11.12, 2012, from <http://www.weathering78n.org>
- Hjelle, A. (1993). *Svalbards geologi* (Vol. 6). Tromsø: Norsk Polarinstitutt.
- Hodgkins, R. (1997). Glacier hydrology in Svalbard, Norwegian high arctic. *Quaternary Science Reviews*, 16(9), 957-973.
- Hodgkins, R. (2001). Seasonal evolution of meltwater generation, storage and discharge at a non-temperate glacier in Svalbard. [Article]. *Hydrological Processes*, 15(3), 441-460. doi: 10.1002/hyp.160
- Hodgkins, R., Tranter, M., & Dowdeswell, J. (1997). Solute provenance, transport and denudation in a High Arctic glacierized catchment. *Hydrological Processes*, 11(14), 1813-1832.
- Hodson, A., Tranter, M., & Vatne, G. (2000). Contemporary rates of chemical denudation and atmospheric CO₂ sequestration in glacier basins: an Arctic perspective. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(13), 1447-1471.
- Holland, M. M., & Bitz, C. M. (2003). Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, 21(3), 221-232.
- Hudson, R., & Fraser, J. (2005). The Mass Balance (or Dry Injection) Method. *Watershed Management Bulletin*, 9.
- Humlum, O. (2006, 03.01.06). Modeling Energy Balance, Surface Temperatures, Active Layer Depth and Permafrost Thickness around Longyeardalen, Svalbard Retrieved 04.04.13, from http://www.unis.no/35_staff/staff_webpages/geology/ole_humlum/Modelling.htm

- Humlum, O., Instanes, A., & Sollid, J. L. (2003). Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges. *Polar Research*, 22(2), 191-215.
- Ingólfsson, Ó. (udatert). Outline of the Physical Geography and Geology of Svalbard Retrieved 16.02.13, from https://notendur.hi.is/oi/svalbard_geology.htm
- Isaksen, K., Holmlund, P., Sollid, J. L., & Harris, C. (2001). Three deep Alpine - permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 13-25.
- Isaksen, K., Muhll, D. V., Gubler, H., Kohl, T., & Sollid, J. L. (2000). Ground surface-temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonhaugen, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 31(1), 287-294.
- Isaksen, K., Sollid, J. L., Holmlund, P., & Harris, C. (2007). Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2), F02S04. doi: 10.1029/2006jf000522
- Kartverket. (udatert). Norgeskart Retrieved 09.11.12
- Killingtveit, A., Pettersson, L. E., & Sand, K. (2003). Water balance investigations in Svalbard. [Article]. *Polar Research*, 22(2), 161-174. doi: 10.1111/j.1751-8369.2003.tb00105.x
- Klimaløftet. (udatert). Temperaturøkning Retrieved 04.04.13, from <http://www.klimaloftet.no/Klima-i-dag/Klodens-tilstand/Temperaturøkning/?position=>
- Krawczyk, W. E., Lefauconnier, B., & Pettersson, L. E. (2003). Chemical denudation rates in the Bayelva Catchment, Svalbard, in the Fall of 2000. [Article; Proceedings Paper]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28(28-32), 1257-1271. doi: 10.1016/j.pce.2003.08.054
- Lafreniere, M., & Sharp, M. (2003). Wavelet analysis of inter - annual variability in the runoff regimes of glacial and nival stream catchments, Bow Lake, Alberta. *Hydrological Processes*, 17(6), 1093-1118.
- Lafreniere, M., & Sharp, M. (2005). A comparison of solute fluxes and sources from glacial and non-glacial catchments over contrasting melt seasons. [Article]. *Hydrological Processes*, 19(15), 2991-3012. doi: 10.1002/hyp.5812
- Meteorologisk institutt. (2012). Været som var: Longyearbyen (Svalbard) Retrieved 10.10.12, from <http://www.yr.no/sted/Norge/Svalbard/Longyearbyen/statistikk.html>
- Milner, A. M., Brown, L. E., & Hannah, D. M. (2009). Hydroecological response of river systems to shrinking glaciers. *Hydrological Processes*, 23(1), 62-77.
- Moorman, B. J. (2005). Glacier-permafrost hydrological interconnectivity: Stagnation Glacier, Bylot Island, Canada. *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*, 242, 63-74.
- Myrabø, S. (1984). En forenkling av vannføringsmåling med den relative saltfortynningsmetoden. In K. Nordseth (Ed.), *Samarbeidsutvalget i hydrologi* (Vol. 5). Oslo: Universitetet i Oslo.
- N.E.R.C. Institute of Hydrology, N.E.R.C. Institute of Terrestrial Ecology, Finnish Meteorological Institute, Finnish Environmental Institute, SINTEF-NHL, & Institute of Geography, U. o. C. (1999). Final Report LAPP: Land Arctic Physical Processes
- NorACIA. (2010). Klimaendringer i norsk Arktis - konsekvenser for livet i nord. *Rapportserie 136*.

- Norsk Polarinstitutt. (2012a). Forskning på isbreer Retrieved 09.11.12, from <http://www.npolar.no/no/forskning/tema/isbreer.html>
- Norsk Polarinstitutt. (2012b, 21.09.12). Klima i Arktis Retrieved 21.01.13, from <http://www.miljostatus.no/Tema/Polaromradene/Arktis/Klima/-A>
- Norsk Polarinstitutt. (udatert-a). Svalbardkartet Retrieved 09.11.12, from <http://svalbardkartet.npolar.no/Viewer.html?Viewer=Svalbardkartet>
- Norsk Polarinstitutt. (udatert-b). TopoSvalbard Retrieved 09.11.12, from <http://toposvalbard.npolar.no>
- Norsk Polarinstitutt. (udatert). Miljø og klima i Arktis Retrieved 03.03.13, from <http://www.npolar.no/no/arktis/miljo-og-klima/index.html>
- Pettersson, L.-E. (2002). *Runoff in Svalbard*. Paper presented at the The Changing Physical Environment. Proceedings from the Sixth Ny-Ålesund International Scientific Seminar, Orbek JB, Holmen K, Neuber R, et al.(eds). Norsk Polarinstitutt: Tromsø.
- Power, G., & Power, M. (1995). Ecotones and fluvial regimes in arctic lotic environments. *Hydrobiologia*, 303(1-3), 111-124.
- Qiu, J. (2012). Thawing permafrost reduces river runoff Retrieved 03.04.13, from <http://www.nature.com/news/thawing-permafrost-reduces-river-runoff-1.9749>
- Repp, K. (1988). The hydrology of Bayelva, Spitsbergen. *Nordic hydrology*, 19(4), 259-268.
- Rhoads, B. L. (2005). Process/Form. In N. Castree, C. J. Rogers & C. E. Thorn (Eds.), *Questioning Geography*. Oxford: Blackwell publishing.
- Rhoads, B. L., & Thorn, C. E. (1993). Geomorphology as science: the role of theory. *Geomorphology*, 6(4), 287-307.
- Rhoads, B. L., & Thorn, C. E. (1996). *2 Observation in Geomorphology*. Paper presented at the The scientific nature of geomorphology: proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology, held 27-29 September, 1996.
- Romanovsky, V., & Osterkamp, T. (1995). Interannual variations of the thermal regime of the active layer and near - surface permafrost in northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6(4), 313-335.
- Sharp, M. (1991). *Hydrological inferences from meltwater quality data: the unfulfilled potential*. Paper presented at the Proc. BHS 3rd National Hydrological Symposium.
- Sjøkartverk, N. (1990). Den norske los-Arctic pilot, Farvannsbeskrivelse, sailing directions, travellers' guide, Svalbard-Jan Mayen. *Norwegian Hydrographic Service and Norwegian Polar Institute, Stavanger, Norway*.
- Sund, M. (udatert). Breer på Svalbard Retrieved 07.04.13, from http://www.svalbardglaciers.org/breer_pa_svalbard.html
- Sundquist, E. T., & Visser, K. (2003). 8.09 - The Geologic History of the Carbon Cycle. In D. H. Editors-in-Chief: Heinrich & K. T. Karl (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (pp. 425-472). Oxford: Pergamon.
- Tranter, M., Brown, G. H., Hodson, A. J., & Gurnell, A. M. (1996). Hydrochemistry as an indicator of subglacial drainage system structure: a comparison of alpine and sub - polar environments. *Hydrological Processes*, 10(4), 541-556.
- Vatne, G., Etzelmüller, B., Sollid, J., & Ødegard, R. (1995). Hydrology of a polythermal glacier, Erikbreen, Northern Spitsbergen. *Nordic hydrology*, 26(3), 169-190.
- Wadham, J., Hodson, A., Tranter, M., & Dowdeswell, J. (1996). The rate of chemical weathering beneath a quiescent, surge-type, polythermal-based glacier, southern Spitsbergen, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 24, 27-31.

- Wadham, J., Hodson, A., Tranter, M., & Dowdeswell, J. (1998). The hydrochemistry of meltwaters draining a polythermal - based, high Arctic glacier, south Svalbard: I. The ablation season. *Hydrological Processes*, 12(12), 1825-1849.
- Wagner, A., Lohmann, G., & Prange, M. (2011). Arctic river discharge trends since 7 ka BP. *Global and Planetary Change*, 79(1-2), 48-60.
- Ziaja, W. (2005). Response of the Nordenskiöld Land (Spitsbergen) glaciers Grumantbreen, Habergbreen and Dryadbreen to the climate warming after the Little Ice Age. *Annals of Glaciology*, 42(1), 189-194. doi: 10.3189/172756405781812673
- Ziaja, W., & Pipala, R. (2007). Glacial recession 2001–2006 and its landscape effects in the Lindströmfjellet– Håbergnuten mountain ridge, Nordenskiöld Land, Spitsbergen. *Pol. Polar Res*, 28(4), 237-247.
- Ødegård, R. S., Hagen, J., & Hamran, S.-E. (1996). Comparison of radio-echo sounding (30-1000 MHz) and high-resolution borehole-temperature measurements at Finsterwalderbreen, southern Spitsbergen, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 24, 262-267.
- Ødegård, R. S., Hamran, S. E., Bø, P., Etzelmuller, B., Vatne, G., & Sollid, J. L. (1992). Thermal regime of a valley glacier, Erikbreen, northern Spitsbergen. *Polar Research*, 11(2), 69-79.