



Høgskulen  
på Vestlandet

# Hydrologiske målinger i Frudalselvi

**Bönke, Wiktor & Saugen, Synnøve M.**

Kandidatnummer:  
312 & 320

Geologi og geofare  
Institutt for miljø- og naturvitenskap, 6856 Sogndal

Bacheloroppgave  
Veileder: Jacob C. Yde  
Innleveringsdato: 03.06.2020

## **Forord**

Hele prosessen med å gjennomføre denne studien har vært utrolig lærerik. Ved innlevering er det nesten et helt år siden vår første dag i felt. Vi setter stor pris på erfaringene vi har fått fra feltarbeidet og oppgaveskrivingen. Oppgaven markerer slutten på vårt 3 år lange studieløp i geologi og geofare ved Høgskulen på Vestlandet.

Vi vil takke vår veileder Jacob Clement Yde for god hjelp. Hyppige samtaler og grundige tilbakemeldinger har gjort denne oppgaven til en fryd å skrive. I tillegg vil vi takke romkamerat Tor-Eirik Ness Sæther for å ta seg tid til feilsøking av Excel-dokumentet vi hadde store problemer med i starten. Det sparte oss for mange timer arbeid og frustrasjon. Sist vil vi takke familie for god hjelp med korrekturlesing.

## Sammendrag

Hydrologiske målinger ble utført i Frudalselvi i Frudalen, Sogndal kommune fra 25. april til 10. desember 2019. Vannhastighetsmålinger ble foretatt 6. juni, 22. august, 7. og 8. september, her ble det brukt en flügel, OTT C31 Universal Current Meter. Levelloggere, Solinst levellogger, og barologger, Solinst barologger, ble plassert i felt 25. april og hentet inn igjen 10. desember, disse samlet data kontinuerlig. All data etter 12. september er ugyldig, og måleperioden er derfor fra 25. april til 12. september. Vannføring ble regnet ut fra hastighetsmålingene og satt opp mot vannstandsdata, dermed ble det lagd en korrelerende relasjon for vannføring og vannstand, Q-h-relasjon.

Nedbørfeltet til Frudalselvi er 18,72 km<sup>2</sup> stort og består for det meste av bart fjell. Isbre, skog, myr og dyrket mark er også en del av nedbørfeltet. Vannføringen i elven påvirkes av snøsmelting, bresmelting og regn. Det er utført lufttemperaturmålinger fra barologgeren ved feltlokaliteten og hentet nedbørdata fra nærliggende klimastasjoner på Anestølen og Selseng. Dette ble sett på i sammenheng med vannføringen, og brukt for å forklare store vannføringsmønstre.

I løpet av døgnet er det lavest vannføring på morgenen og høyest på ettermiddagen/kvelden, disse variasjonene kommer av variasjon i lufttemperatur og dermed bre- og snøsmelting. Det finnes derimot unntakstilfeller, der høyest vannføring noen dager nås til uvanlige tidspunkter og dette kan forklares med store mengder nedbør.

## **Abstract**

### **Hydrological Measurements in Frudalselvi**

Hydrological measurements performed in Frudalselvi in Frudalen, Sogndal Municipality from 25<sup>th</sup> of April to 10<sup>th</sup> of December 2019. Water velocity measurements were undertaken 6<sup>th</sup> of June, 22<sup>nd</sup> of August, 7<sup>th</sup> and 8<sup>th</sup> of September, here a flügel, OTT C31 Universal Current Meter, was used. Level loggers, Solinst Levellogger and a barometric logger, Solinst Barologger, were placed at the field location the 25<sup>th</sup> of April and collected the 10<sup>th</sup> of December, these gathered data continuous. The discharge,  $Q$ , was estimated from the water velocity measurements and plotted against the water level,  $h$ , thus a correlated relation was made for the discharge and water level, a  $Q$ - $h$ -relation.

The drainage basin of Frudalselvi has an area of 18.72 km<sup>2</sup> and consist mostly of exposed rock. Glaciers, woods, swamps, lakes and croplands are also part of the drainage basin. The discharge of the river is affected by snow melt, glacier melt and rain. Air temperature measurements are done near the field location and precipitation data is gathered from close lying climate stations at Anestølen and Selseng. The precipitation data were compared to the discharge, to explain discharge patterns.

During the day, the discharge is at its lowest in the morning and at its highest in the afternoon/evening, these variations are due to daily variations in air temperature and thus snow and glacier melt. There are, however, exceptions where some days the highest discharge is reached at unusual times, which can be explained by large amounts of precipitation.

## Innholdsfortegnelse

1 Innledning .....	7
2 Studieområde.....	8
2.1 Geografisk plassering.....	8
2.2 Feltlokalitet.....	10
2.3 Vegetasjon og klima .....	11
2.4 Geologi.....	12
2.4.1 Berggrunnsgeologi.....	12
2.4.2 Kwartærgeologi .....	13
2.5 Tidligere undersøkelser.....	14
3 Metode .....	15
3.1 Klimastasjon Anestølen .....	15
3.1.1 Nedbørmåleren i klimastasjonen .....	15
3.1.2 Måling av lufttemperatur.....	15
3.2 Klimastasjon Selseng .....	16
3.3 Utstyr brukt i felt .....	16
3.3.1 OTT C31 Universal Current Meter og OTT Z400 Signal Counter Set.....	16
3.3.2 Solinst levellogger og Solinst barologger .....	17
3.4 Feltarbeid.....	18
3.4.1 Forberedelser ved feltlokalitet .....	18
3.4.2 Vanddybdemålinger .....	19
3.4.3 Vannhastighetsmålinger .....	19
3.5 ArcGIS Online, ArcMap og NEVINA.....	21
3.6 Databehandling.....	21
3.6.1 Kvalitetssjekk av data.....	21
3.6.2 Utregning av vannføring, Q, ved hjelp av Harlacher's metode og Geogebra .....	22
3.6.3 Q-h-relasjon .....	23
3.6.4 Estimering av vannføring .....	25
3.6.5 Døgnvariasjoner i lufttemperatur og vannføring .....	26
3.6.6 Klimadata Anestølen.....	26
3.6.7 Klimadata Selseng.....	27
3.7 Estimering av snøsmelting på Skjærdinganebreen og Frudalsbreen .....	27
3.8 Feilkilder .....	28
4 Resultater .....	31
4.1 Nedbørfelt.....	31
4.1.1 Skjærdinganebreen.....	31
4.1.2 Frudalsbreen .....	31

4.1.3 Snøsmelting .....	32
4.2 Klimastasjon Anestølen .....	34
4.2.1 Nedbør .....	34
4.2.2 Lufttemperatur .....	35
4.3 Klimastasjon Selseng .....	35
4.4 Lufttemperatur Frudalen .....	36
4.5 Q-h – relasjon .....	37
4.6 Estimert vannføring .....	41
4.6.1 Sesongvariasjoner .....	41
4.6.2 Døgnvariasjoner .....	43
5 Diskusjon .....	49
5.1 Snøsmelting .....	49
5.2 Q-h-relasjon .....	50
5.3 Estimert vannføring .....	51
5.3.1 Sesongvariasjoner .....	51
5.3.2 Døgnvariasjoner .....	56
5.4 Elveregime .....	62
5.5 Andre metoder for måling av vannføring .....	62
5.5.1 Dopplerinstrument .....	63
5.5.2 Saltfortynningsmetoden .....	63
5.6 Forslag til videre forskning .....	63
6 Konklusjon .....	66
<i>Referanseliste</i> .....	67
<i>Vedlegg</i> .....	71

## Tabelliste

Tabell 1 - Oversikt over faktorer, kriterier og begrunnelser ved valg av måleprofil. ....	18
Tabell 2 - Arealfordeling i prosent for nedbørfeltet til Frudalselvi.....	31
Tabell 3 - Utregninger av estimert vann tilført Frudalselvi ved snøsmelting [liter] .....	32
Tabell 4 - Utregninger av estimert vann tilført Frudalselvi ved snøsmelting [mm] .....	32
Tabell 5 - Samlet nedbør for hver måned og total mengde nedbør ved Anestølen.....	35
Tabell 6 - Samlet nedbør for hver måned og total mengde nedbør ved Selseng .....	36
Tabell 7 - Viser korrelerende verdier for vannføring og vannstand (Logg 1 og Logg 2) .....	38
Tabell 8 - Oppsummering av gjennomsnittlige verdier for lufttemperatur og vannføring.....	48

## Figurliste

Figur 1 - Oversiktsbilde over studieområde.....	9
Figur 2 - Oversikt over plassering av utstyr og måleprofil i Frudalselvi .....	10
Figur 3 - Elvebunnen ved måleprofil.....	11
Figur 4 - Månedlig gjennomsnitt for nedbør målt ved klimastasjonen på Selseng.....	12
Figur 5 - Berggrunnskart N250 over studieområde.....	13
Figur 6 - Løsmassekart over studieområde.....	14
Figur 7 - OTT C31 Universal Current Meter og OTT Z400 Signal Counter Set.....	17
Figur 8 - Panoramabilde ved måleprofilen .....	19
Figur 9 - Vannhastighetsmålinger blir utført .....	20
Figur 10 - Nedbørfeltet til Frudalselvi.....	33
Figur 11 - Nedbørdata i perioden 25.04.19-12.09.19 ved Anestølen.....	34
Figur 12 - Lufttemperaturdata i perioden 25.04.19-12.09.19 ved Anestølen. ....	35
Figur 13 - Nedbørdata i perioden 25.04.19-12.09.19 ved Selseng .....	36
Figur 14 - Lufttemperaturdata i perioden 25.04.2019-12.09.2019 i Frudalen.....	37
Figur 15 - Viser Q-h-relasjon for Logg 1 .....	39
Figur 16 - Viser Q-h-relasjon for Logg 1, etter å ha fjernet ugyldig data. ....	39
Figur 17 - Viser Q-h-relasjon for Logg 2 .....	40
Figur 18 - Alternative trendlinjer for Q-h-relasjon med en usikkerhet på 10%.....	41
Figur 19 - Estimert vannføring for perioden 25.04.19-12.09.19 (Logg1).....	42
Figur 20 - Estimert vannføring i perioden 25.04.19-12.09.19 (Logg2).....	42
Figur 21 - Estimert vannføring i perioden 25.04.19-12.09.19 (Logg 1 og Logg 2).....	43
Figur 22 - Døgnvariasjoner i lufttemperatur, månedlig gjennomsnitt.....	44
Figur 23 - Døgnvariasjoner i vannføring, månedlig gjennomsnitt.....	45
Figur 24 - Døgnvariasjoner i vannføring, hvert døgn.....	47
Figur 25 - Lufttemperatur (Frudalen) og estimert vannføring. ....	50
Figur 26 - Nedbør (Anestølen) og estimert vannføring.....	52
Figur 27 - Akkumulert nedbør (Anestølen) og spesifikk vannføring.....	53
Figur 28 - Akkumulert nedbør (Selseng) og spesifikk vannføring .....	54
Figur 29 - Døgnvariasjoner i vannføring i juni .....	59
Figur 30 - Døgnvariasjoner i vannføring i august.....	60
Figur 31 - Døgnvariasjoner i vannføring i september .....	61

# 1 Innledning

Elvene eroderer seg gjennom berggrunnen over hele Norge og former landskapet rundt seg (Klæboe, 1962). Mengden vann som føres ned elveløpet varierer, både gjennom sesongen og gjennom et døgn (Klæboe, 1962). Disse endringene kan være uten betydning, men de kan også medføre store konsekvenser. For å forstå elven bedre, er det viktig å finne årsaken bak variasjonene.

Den vestlandske topografien med høye fjell og dype, trange daler med vassdrag bidrar til stor avrenning (Klæboe, 1962). Nedbør, snø- og bresmelting kan føre til at store vannmengder blir ført ned i vassdragene samtidig. Dette gir en økning i vannføring, som kan føre til flom hvis økningen er betydelig, slik at elven stiger over sine bredder (Tollan, 2020). Et fenomen forbundet med flom, særlig i breelver, er jökulhlaup (Nesje, 2018). Fenomenet går ut på at relativt store vannmengder slippes fri i løpet av kort tid som følge av at bredemte innsjøer dreneres (Nesje, 2018). Den årlige, men også den døgnlige variasjonen i vannføring, påvirkes av nedbør, snøsmelting og eventuelt bresmelting.

Denne studien vil se på variasjonene i vannføringen over et døgn og over hele måleperioden generelt. Dette gjøres ved hjelp av hydrologiske målinger utført i Frudalselvi i Frudalen.

Problemstillinger for studien er:

1. Hvordan forandrer vannføringen i Frudalselvi seg i måleperioden april til september?
2. Hvordan blir vannføringen påvirket av nedbør, snø- og bresmelting, og eventuelt jökulhlaup?
3. Hvordan forandres vannføringen i løpet av et døgn ut ifra lufttemperatur, og snø- og bresmelting forbundet med dette?

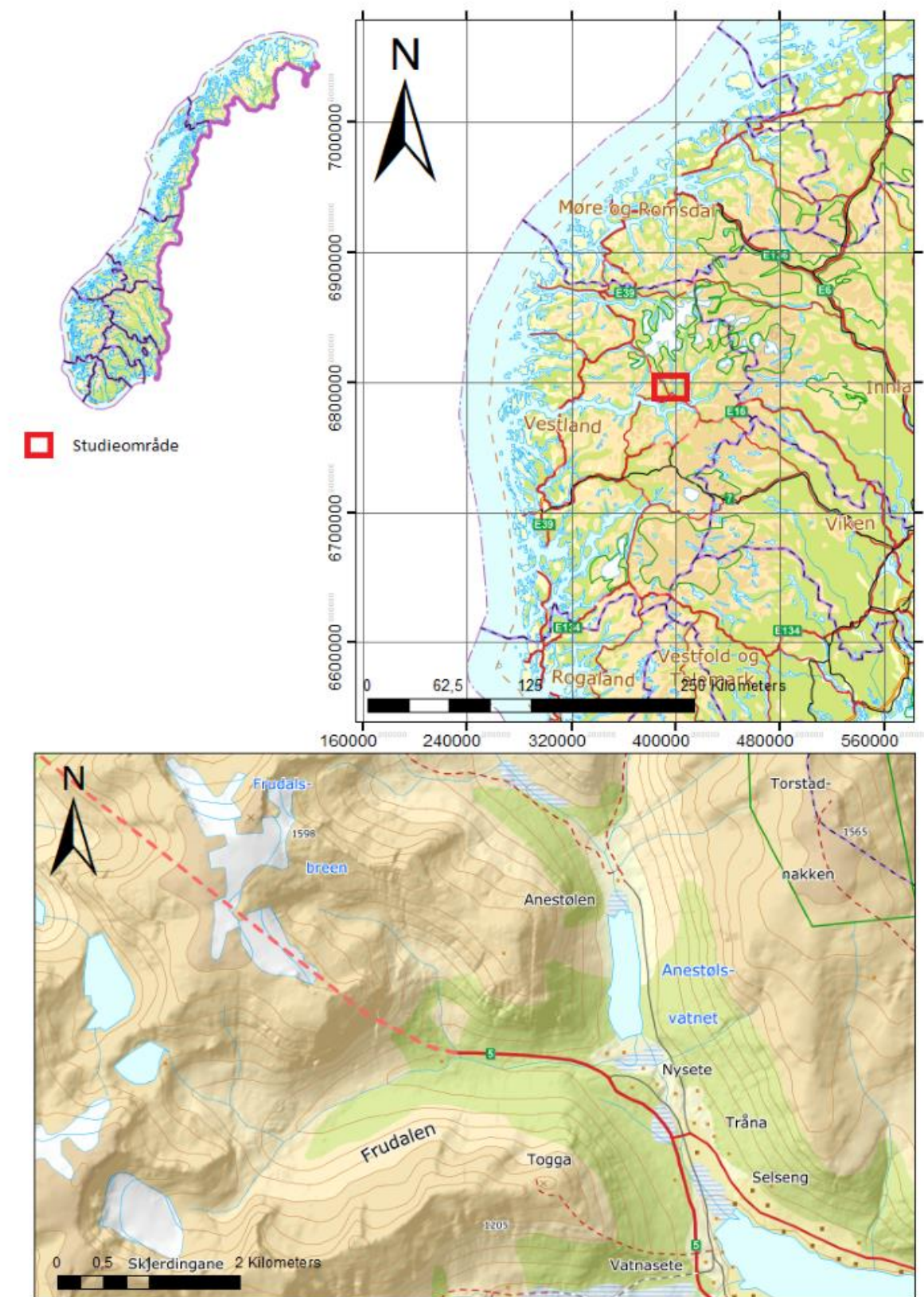


## 2 Studieområde

### 2.1 Geografisk plassering

Frudalen (61,34°N, 6,86°Ø) er en sidedal som ligger på vestlig side, innerst i Sogndalsdalen, omtrent 20 km unna Sogndalsfjøra (Figur 1). Botnaelvi, som renner ut fra Frudalsvatnet (1102 moh.), møter Tungelvi, med opprinnelse i Skjerdinganebreen (1052 moh.), og til sammen danner de Frudalselvi ved 682 høydemeter. Lengre ned i elveløpet (515 moh.) renner Tverrelvi inn i Frudalselvi. Frudalselvi renner videre ned gjennom Frudalen og ut i Anestølsvatnet (441 moh.) nord i Sogndalsdalen.

Frudalen er en glasial erodert dal med bratte dalsider. Den alpine topografien, preget av egger, botner og klipper, skiller seg ut fra resten av Sogndalsdalen, som for det meste har avrundede fjelltopper.



Figur 1 - Oversiktsbilde over studieområde (Geonorge, 2018).

## 2.2 Feltlokalitet

Posisjonen til måleprofilen ligger helt ved utløpet til Frudalselvi (Figur 2), der den renner inn i Anestølsvatnet. Elvens bredde her er omtrent 15 meter. Denne posisjonen ble valgt fordi her er elven veldig rett og har laminær strømning (forklart nærmere i avsnitt 3.4.1). I tillegg var det ikke dypere enn 0,78 meter her ved første dag i felt, dette var praktisk med tanke på å utføre målinger.

Levelloggere og barologger ble plassert oppstrøms i elven (Figur 2). Ingen nye elve- eller bekkeløp renner verken inn eller ut mellom begge målepunktene. Dette er viktig med tanke på at det skal være like mye vann som renner gjennom posisjonen til levelloggerne som posisjonen der vannhastighetsmålinger blir utført.



Figur 2 - Oversikt over plassering av utstyr og måleprofil i Frudalselvi (ArcGIS Online, 2015).

Elvebunnen består av grus, sand og silt, i tillegg til noe organisk materiale, ved måleprofilen (Figur 3). Sedimentene er veldig dårlig sortert og er subangulære til subrundede. Det skal påpekes at sedimentene også er påvirket av breerosjon, og ikke bare elveerosjon.

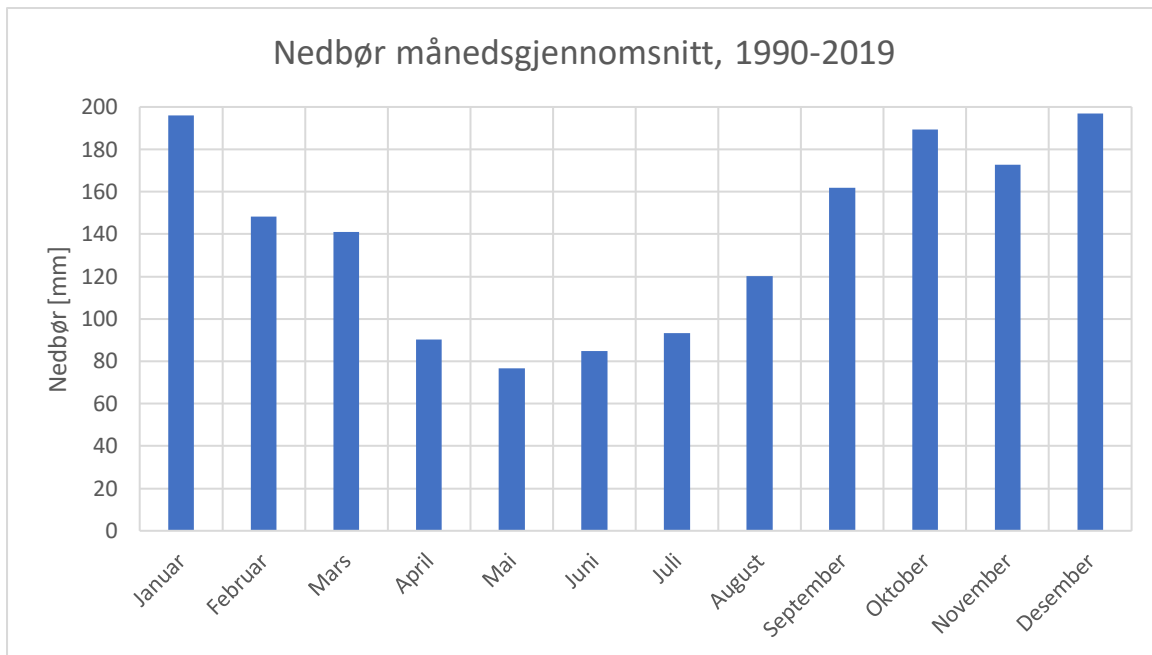


Figur 3 - Elvebunnen ved måleprofil. Veldig dårlig sorterte sedimenter, med kornstørrelser fra silt til grus. Kornene er subangulære til subrundet. Bildet er tatt 18.05.19.

### 2.3 Vegetasjon og klima

På vestlig side av Frudalselvi ligger et sauebeite. Her er det fortrinnsvis bare gress. Langs elvekanten vokser det selje og noe bjørk. På østlig side av elven er det for det meste myrlandskap og lyng. Lenger opp i dalen er det barskog, der gran dominerer. Tregrensen går opp til rundt 800 moh., og i dette området vil avrenningen være lavere enn områder med bart fjell.

Årlig nedbør ligger på 1617 mm, basert på verdier fra 1990-2019, (Meteorologisk Institutt, 2019). Til sammenligning ligger gjennomsnittlig årsnedbør for Norge på 1400 mm (Dannevig & Harstveit, 2020). I perioden oktober-januar faller det mest nedbør, og det er tørrest i perioden april-juli (Figur 4).



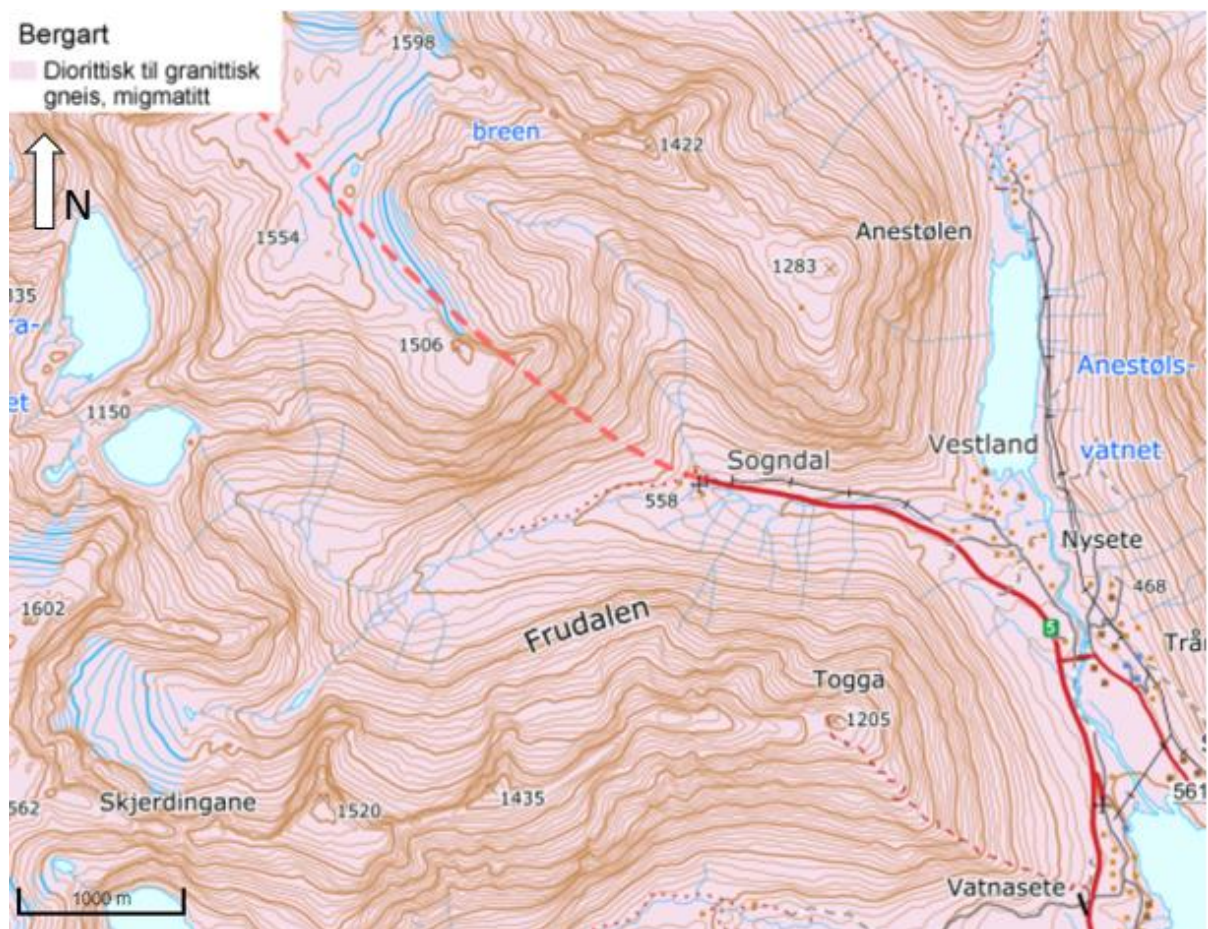
Figur 4 – Månedlig gjennomsnitt for nedbør målt ved klimastasjonen på Selseng i perioden 1990-2019. (Meteorologisk Institutt, 2019)

## 2.4 Geologi

### 2.4.1 Berggrunnsgeologi

Geologien i Sogndal kommune er preget av den kaledonske fjellkjedefoldingen. Nederst i stratigrafien ligger grunnfjellet, dette er dannet i prekambrisk tid (900-1500 millioner år siden). Bergartene som inngår i grunnfjellet, er gneiser og granitter. Over grunnfjellet ligger et skiferlag, dette er preget av bergarter som skifer og fyllitt. Opphavet til disse er marine avsetninger og antas å være fra kambrisk og ordovicisk tid (500-600 millioner år siden). Øverst ligger jotundekket, dette er et skyvedekke som ble skjøvet inn fra nordvestlig retning for om lag 400 millioner år siden under den kaledonske fjellkjedefoldingen. Her finnes mafiske bergarter (anortositt, gabbro, og amfibolitt) og gneiser som er omdannet fra disse. I nordvestlig retning i kommunen, Sogndalsdalen og Leikanger, finnes grunnfjellet. Skyvedekket ligger i sørøst, i Kaupanger-området, og skiferlaget ligger imellom (Bryhni, Anundsen, Aa & Sønstegaard, 1974).

Studieområdet, og nedbørfeltet til Frudalselvi, ligger innenfor grunnfjellet og er preget av diorittisk til granittisk gneis, som stedvis er migmatittisk (Figur 5). Dette er en del av den vestre gneisregionen (Bryhni et al., 1974). Diorittisk/granittisk gneis er harde bergarter med lav permeabilitet, og sammen med områder med bart fjell fører dette til høy avrenning (Magnussen, 2015).

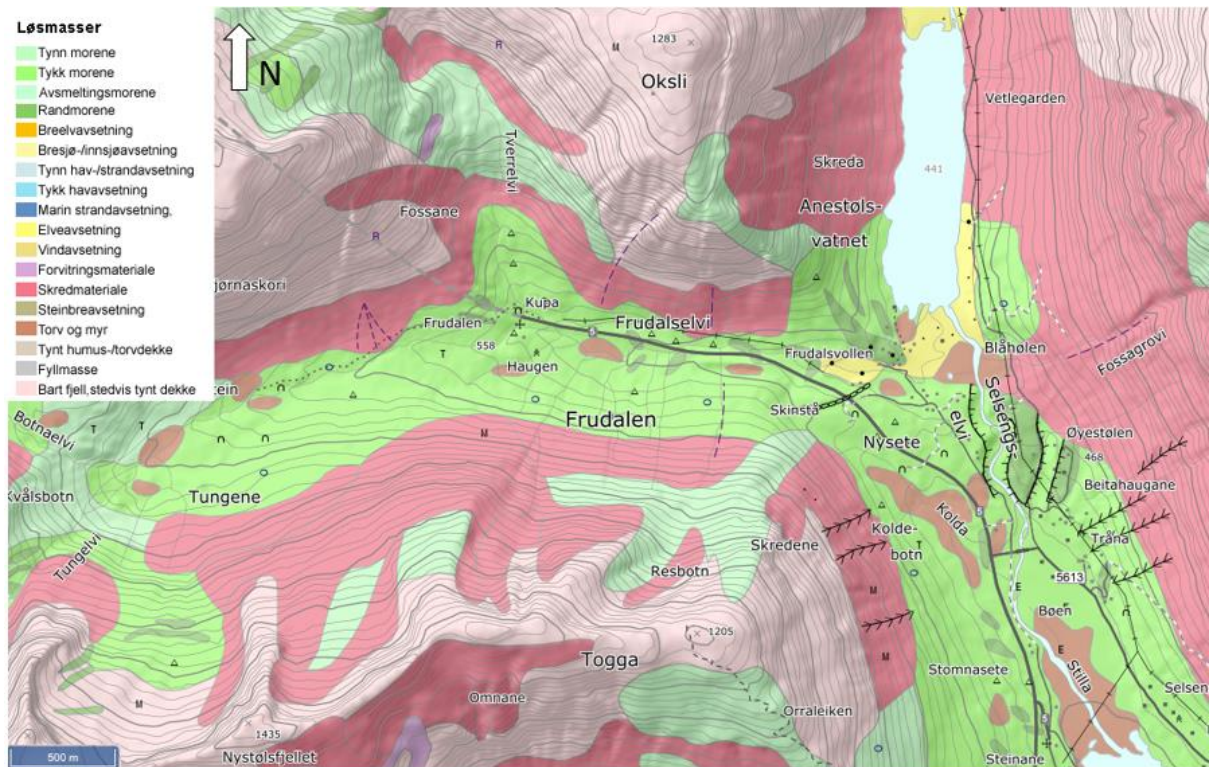


Figur 5 – Berggrunnskart N250 over studieområde (NGU, 2014).

## 2.4.2 Kvartærgeologi

For om lag 10 000 år siden, da breene trakk seg tilbake etter siste istid ble det lagt igjen en tykk endemorene ved Nysete (Figur 6). Brefronten lå da sør for Anestølsvatnet og møtte en bretunge som kom ned gjennom Frudalen. Tykkelsen på morenen indikerer at brefronten har stått stille over en lengre periode, og kan også ha rykket fremover. Anestølsvatnet ble dermed demt opp og sto 18-20 meter høyere enn i dag, og sank ned til dagens nivå etter at moreneavsetningene ble erodert ned av Selsengelvi (Bryhni et al., 1974).

Dalsidene er preget av skredmateriale (Figur 6), i form av talus, etter steinsprang og steinskred som følge av ustabile fjellsider på grunn av trykkavlastning etter at isen trakk seg tilbake.



Figur 6 - Løsmassekart over studieområde (NGU, 2019).

## 2.5 Tidligere undersøkelser

Det har tidligere blitt gjort undersøkelser i området og i nærheten av området. I 2015 ble en bacheloroppgave skrevet om Georadarundersøkelser av Skjerdingsanebreen. Dette innebar beregning av istykkelse, volum og sammenligning av dette med estimerte volumer ved volumarealmetode (Eldegard & Rønningen, 2015). Mest relevant og mest lik denne studien er en bacheloroppgave fra 2019 om hydrologiske målinger i Anestøleselva (Eide & Hatland, 2019).

## **3 Metode**

### **3.1 Klimastasjon Anestølen**

Klimastasjonen på Anestølen, stasjonsnummer: 77.24.0, (61,37°N, 6,91°Ø) ligger 1716 meter i luftlinje fra området hvor vannhastighetsmålingene ble foretatt. Data kan hentes og kopieres rett fra Sildre.nve.no sine nettsider.

Stasjonen ble satt opp i 2011 med formål om å tidlig kunne varsle om flom og løsmasseskred i området, i sammenheng med et ønske om at Norges Vassdrags- og Energidirektorat (NVE) skulle etablere en regional overvåknings- og varslingsjeneste for løsmasseskred på Vestlandet. NVE opprettet stasjonen i samarbeid med Høgskulen på Vestlandet, tidligere Høgskulen i Sogn og Fjordane. Klimastasjonen er i stand til å måle flere nyttige klimaforhold, men mest relevant for denne studien er nedbør og lufttemperatur.

Denne stasjonen måler nedbør hvert tiende minutt og lufttemperatur hvert femtende minutt. Nedbør måles i en bønne, denne bønne må tømmes manuelt når den er full. Bønnen har en kapasitet på 800 mm (Eide & Hatland 2019).

#### **3.1.1 Nedbørmåleren i klimastasjonen**

Nedbørmåleren på Anestølen er av typen OTT Pluvio<sup>2</sup> (Eide & Hatland 2019). Måleren måler intensitet og mengde av nedbør som regn, snø og hagel, basert på vekt. Presisjonen til nedbørmåleren er svært høy på grunn av den presise målebønnen og algoritmer som kompenserer for vind, temperatur på nedbør og fordamping. Produsenten oppgir en feilmargen på 0,1 mm (OTT, 2019a).

#### **3.1.2 Måling av lufttemperatur**

Campbell CS215 Temp & Humidity sensor brukes til måling av lufttemperaturen (Eide & Hatland, 2019). Produsenten angir måleren til å ha et bruksområde på temperaturer fra -40°C til 70°C med en usikkerhet på +/-0,9°C. Ved 25°C er usikkerheten på +/-0,3°C og +/-0,4°C ved 5°C til 40°C (Campbell Scientific, Inc., 2020).



### **3.2 Klimastasjon Selseng**

Klimastasjonen på Selseng, stasjonsnummer: 55730, (61,34°N, 6,93°Ø) har vært i drift siden 1895. Det er en stasjon som registrerer nedbør 1 gang i døgnet, på morgenen, samt snødybde. Stasjonen befinner seg 2047 meter i luftlinje fra området hvor vannhastighetsmålingene i denne studien ble foretatt.

For å få tilgang på klimadata fra Eklima.met.no kreves en registrert bruker. Deretter kan rapporter bestilles – og velges ut ifra stasjon, type data, og tidsperiode. Disse rapportene slettes så etter en uke.

### **3.3 Utstyr brukt i felt**

Utstyr som ble tatt i bruk i felt var målebånd, tommestokk, vadebukser, mobilkamera, 2 stykk trepåler og et skjema for notering av verdier. I tillegg til flügel med tilhørende datamaskin, samt levelloggere og en barologger.

#### **3.3.1 OTT C31 Universal Current Meter og OTT Z400 Signal Counter Set**

Flügel som ble brukt, OTT C31 Universal Current Meter (Figur 7), registrerer antall omdreininger i løpet av tretti sekunder. Flügel nr. 1 ble brukt siden den er best egnet for lave hastigheter. Flügel fungerer på hastigheter fra 0,025-10 m/s og har en feilmargin på 2% (OTT, 2019b).

Montering av OTT C31 er lite komplisert. Den kommer med selve flügeldelen og en metallstang med målestokk. Flügel tres på stangen og skrues på ved ønsket høyde. Ledninger fra flügel kobles til OTT Z400. OTT Z400 Signal Counter Set er en datamaskin operatøren henger rundt nakken (Figur 7). Denne regner om fra antall omdreininger per tretti sekund til hastighet [m/s]. Hastigheten kan leses av en skjerm og må noteres ned fortløpende.



*Figur 7 - Bildet viser OTT C31 Universal Current Meter under vann, og OTT Z400 Signal Counter Set henger rundt nakken til operatøren. Bildet er tatt 07.09.19.*

### **3.3.2 Solinst levellogger og Solinst barologger**

Levelloggerne ble festet i tau og plassert på elvebunnen. Totalt ble to levelloggere brukt, levellogger 1 og levellogger 2 (Logg 1 og Logg 2). Loggerne måler vanntemperaturen og trykket, det vil si trykket til det overliggende vannet og lufttrykket. Apparatet regner så ut

vannstanden på grunnlag av trykket. Levelloggeren registrerer verdier for vannstanden hvert tjuende minutt, der denne verdien er et gjennomsnitt av målinger tatt på tre sekunders intervall i løpet av de tjue minuttene.

Siden levelloggerne både måler vanntrykket og lufttrykket trengs også en barologger. I utgangspunktet er det bare vanntrykket som er av interesse, siden vannstanden beregnes ut ifra dette. Derfor må lufttrykket måles, og trekkes ifra trykkverdiene målt av levelloggerne. Solinst barologger ble benyttet til måling av både lufttrykk og lufttemperatur. Barologgeren måler lufttrykket og lufttemperaturen hvert tjuende minutt.

### 3.4 Feltarbeid

Feltarbeid ble utført 6. juni, 22. august, 7. og 8. september i 2019. Levelloggerne og barologgeren ble plassert i felt 25. april og hentet inn igjen 10. desember samme år.

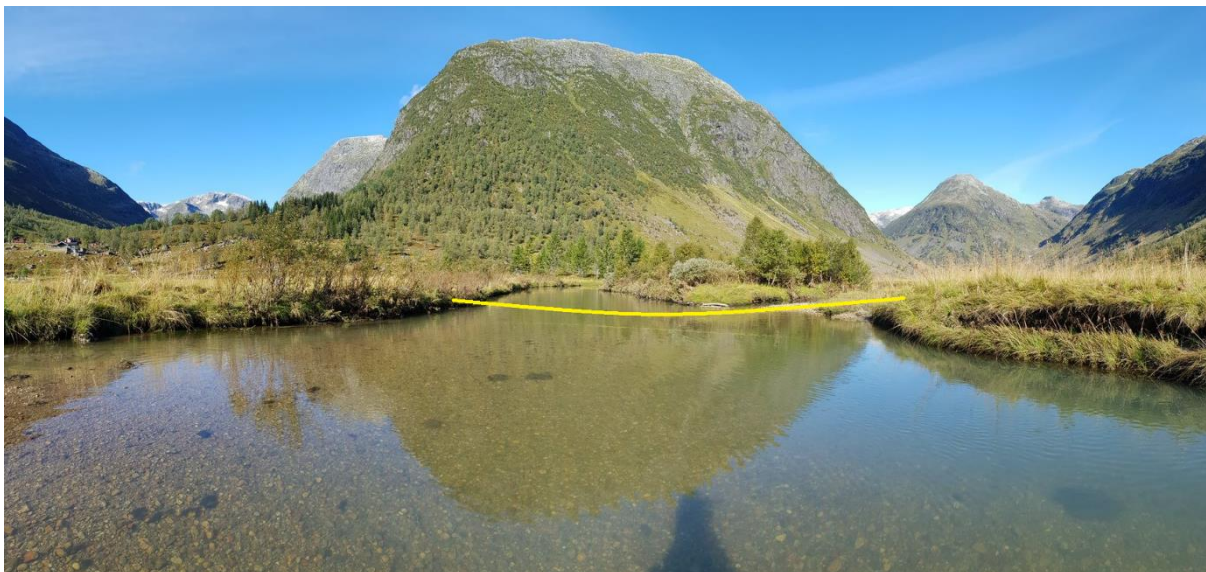
#### 3.4.1 Forberedelser ved feltlokalitet

Kriterier for valg av feltlokalitet/måleprofil er vist i Tabell 1:

Tabell 1 - Oversikt over faktorer, kriterier og begrunnelser ved valg av måleprofil.

Faktor	Kriterium	Begrunnelse
Posisjon	Ingen tilførsel eller utløp av vann fra andre elver/bekker	Lik mengde vann skal renne gjennom levelloggere og måleprofil
Strømning	Unngå turbulent strømning, bølger og bakevjer.	Korrekte hastighetsmålinger
Overflate	Jevn	Korrekte hastighetsmålinger
Strekning	Rett	Korrekt tverrsnitt
Elvekant	Vertikal	Optimalt med tanke på at Q-h-relasjon tar utgangspunkt i en vertikal endring. Elvebredden endrer seg ikke med forhøyet vannstand
Dybde	Lav	Trygg manøvrering

Etter en egnet lokalitet ble funnet (Figur 8), ble det satt opp et kjenningssmerke i form av en trepåle på begge sider av elven for å sikre at målingene ble utført ved akkurat samme punkt hver gang. Mellom disse pålene ble det festet målebånd, som ble tatt ned igjen etter hver måling.



Figur 8 - Panoramabilde ved måleprofilen. Måleprofilen er vist med en gul linje, tegnet ut ifra målebåndet mellom trepålene. Her har elven laminær strømning og en jevn vannoverflate, elvekanten er vertikal og det er ikke for dypt. Dalen til venstre i bildet er Frudalen. Bildet er tatt 07.09.19.

### 3.4.2 Vanndybdemålinger

Vanndybde ble målt bortover profilet med intervaller på en meter. Ved den første målingen ble det brukt en tommestokk. Denne ble satt vertikalt og dybden kunne leses av. Tommestokken var bøyelig og med strøm fra elven ble den lett bøyd, og var derfor dårlig egnet.

Med bakgrunn i misnøyen med tommestokken ble det vurdert andre muligheter for vanndybdemåling. Stangen som flügelen festes på hadde målestokk, i og med at denne ikke bøyes av elvestrømmen ble den foretrukket å bruke til vanndybdemålinger. Denne ble brukt ved alle anledninger med unntak av målinger gjort 6. juni.

### 3.4.3 Vannhastighetsmålinger

Måling av vannhastighet utføres ved samme punkt bortover profilet som der vanndybden ble målt. Målinger blir dermed gjort for hver meter bortover profilet. Ut ifra vanndybden vurderes det hvor mange målinger som skal gjøres i dybden ved hvert punkt. Ved alle dager i felt ble det målt hver tiende centimeter fra bunnen og opp, med unntak av 6. juni. Da ble det målt hver tjuende centimeter siden vannstanden var betydelig høyere denne dagen.

Flügelen plasseres mot strømmen og må holdes vinkelrett på vannoverflaten. Operatøren må holde god avstand til flügelen fordi det dannes en bølge foran operatøren som vil redusere den egentlige hastigheten (Figur 9).



Figur 9 - Vannhastighetsmålinger blir utført. Operatøren holder god avstand til flügelen. Bildet er tatt 22.08.19.

### **3.5 ArcGIS Online, ArcMap og NEVINA**

ArcMap ble brukt for å framstille kartlayoutene. For oversiktskartet ble Topografisk Norgeskart 4, Geocache (Geonorge, 2018) brukt. Kartene som ble brukt i layouten som viser feltlokalitet og layouten med nedbørfeltet er hentet fra ArcGIS Online. I disse figurene ble henholdsvis kartene GeocacheBilder (WMAS\_WGS84) (ArcGIS Online, 2015) og topografisk norgeskart 4 (ArcGIS Online, 2019) brukt som bakgrunnskart. Datumet i alle kartene ble satt til ETRS 1989 med UTM-sone 32N.

Plasseringen til måleprofilen, levelloggerne og barologgeren, samt plasseringen til måleprofilen og klimastasjonene Anestølen og Selseng ble redigert inn på kartene i form av «point features» og «linear features» (punkt og linjer) i ArcMap.

Nedbørfeltet er hentet fra NEVINA og data over elvenettet innenfor nedbørfeltet ble tilsendt på E-post av NVE etter bestilling. Både nedbørfeltet og elvenettet ble lastet inn som shape-filer i ArcMap. En shape-fil består av vektordata som er knyttet til en geografisk posisjon, også kalt geospatial data. Det kan være i form av et punkt, en linje eller en polygon (Esri, 2019). I dette tilfellet var nedbørfeltet en polygon og elvenettet består av linjer. Arealbruk-informasjon er hentet fra NEVINA.

### **3.6 Databehandling**

#### **3.6.1 Kvalitetssjekk av data**

Fra 25. april til 10. desember 2019 er det registrert 16482 verdier for vannstand og tilhørende vanntemperatur per levellogger. For å sikre at disse er gyldige har det blitt utført manuell kvalitetssjekk. Det er gjort først ved å se etter unormale verdier. Her legges det til grunn at unormal data vil være med vanntemperaturer på under 0 grader. Det blir antatt at måleapparatet har en liten feilmargin, så verdier fra  $-0,5-0$  har blitt godkjent. I tillegg vil verdier av vanntemperatur der det plutselig blir en stor økning fjernes, dette fordi to til tre grader endring på tjue minutter skyldes at levelloggeren har ligget på land og derfor målt lufttemperaturen. For å gjøre prosessen enklere ble det lagd et diagram med tid på x-akse og vanntemperatur samt vannstand på y-aksen (Vedlegg 1 og Vedlegg 2). Hvis begge linjene har en drastisk endring langs y-aksen ved samme tidspunkt, eller at data fra Logg 1 og Logg 2 ikke stemmer overens, tyder det på at det har skjedd en feil. For eksempel at en levellogger eller begge levelloggerne har blitt skyldt på land. I tillegg sjekkes vannstanden opp mot den

målte gjennomsnittsvannstanden utført ved målingene av vannhastighet, om verdiene ikke avviker stort er dataene gyldige. Basert på dette vil data som vurderes ugyldig fjernes, og ikke bli med i videre modellering. Dette medfører at all data etter 12. september fjernes. Måleperioden er derfor definert som 25. april til 12. september 2019.

### **3.6.2 Utregning av vannføring, Q, ved hjelp av Harlacher's metode og Geogebra**

Det ble brukt to forskjellige metoder for utregning av vannføring. I den første metoden ble dybden ved et punkt multiplisert med gjennomsnittshastigheten for målingene gjort ved det punktet, dette tilsvarer vannføringen. Dette ble gjort ved hvert målepunkt bortover profilet og deretter plottet i et diagram.

Deretter ble vannføring regnet ut ved hjelp av Harlacher's metode. Det gjøres ved å trekke ut vektorer som representerer vannhastigheten langs en vertikal linje ved et målepunkt. Ytterpunktene her vil danne en polygon, arealet på polygonen plottes som et punkt for vannføring. Dette gjøres for hvert av målepunktene langs profilet.

Fordeler og ulemper ved disse to forskjellige metodene er at gjennomsnittshastighet er en mye mindre tidkrevende prosess en Harlachers, men til gjengjeld vil Harlachers gi mer nøyaktige verdier. Metodene hadde 4,4-15,3% i forskjell, og Harlacher's viste alltid minst vannføring. Med dette til grunn ble det valgt å bruke verdiene utregnet ved Harlacher's metode.

GeoGebra Classic 5 ble brukt for modellering. GeoGebra er en matematisk programvare med flere bruksområder, blant annet geometri og funksjoner. Her ble dataen plottet inn i et diagram som viser elvens bredde langs x-aksen, dybden til elven på negativ y-akse og vannføring på positiv y-akse. Ved å tegne en polygon mellom hvert punkt for vannføring, kan arealet, og da vannføringen langs hele profilet leses av (Vedlegg 3), denne måles i  $\text{m}^3/\text{s}$ . GeoGebra ble valgt da det gjorde utregningen mer effektiv og nøyaktig enn om det skulle blitt gjort manuelt på millimeterpapir. Utregning av vannføring ble gjort for alle de ni målingene gjort ute i felt i perioden juni-september.

### 3.6.3 Q-h-relasjon

Q-h-relasjon ble plottet som punkter på et diagram der vannføring (Q) er på x-aksen og vannstand (h) er på y-aksen. Dette ble gjort for begge levelloggerne. I diagrammene finnes det kun punkter fra de tidspunktene feltmålingene ble gjennomført, siden det kun på disse tidspunktene ble målt vannhastighet og vannstand samtidig slik at vannføringen (Q) ble regnet ut. Ved vannstand lik eller nær 0 er ofte vannføringen også lik eller nær 0, relasjonen har deretter en bratt stigning. Stigningen flater så ut ved middels til høye verdier for Q og h, og relasjonen blir mer lineær, før stigningen flater ytterligere ut. Derfor brukes vanligvis en polynom trendlinje for å framstille Q-h-relasjonen. Noe som skiller Q-h-relasjonen i denne studien fra det vanlige er at målingene ikke strekker seg over hele intervallet, men kun representerer den lineære delen.

Noe annet som også bidrar til at en lineær trendlinje passer bedre er at mesteparten av punktene ligger tett, og kun noen få punkter er spredd lengre ut. Trendlinjen i diagrammene med gyldig data styres i hovedsak av denne ansamlingen av punktene og ytterpunktet.

For Logg 1 ble to punkter slettet, grunnet dårlig data i henhold til vurderingene gjort i 3.6.1. Det ble lagd en ny Q-h-relasjon med de reviderte dataene, slik at ingen enkeltpunkter avviker noe særlig ut fra trendlinjen.

Vanligvis vil en funksjon for Q-h-relasjonen se slik ut:

$$Q = a(h - h_0)^n$$

Funksjonen kalles også Q-h-kurvens grunnformel. Der Q er vannføringen, h er vannstanden og  $h_0$  er vannstanden når vannføringen er 0. Det er lett å tenke at vannstanden er 0 når vannføringen er 0, men det trenger ikke å være tilfellet. Vannet vil bare stå stille for eksempel på grunn av en terskel i elvebunnen lengre nedstrøms. a og n er konstanter. n er stigningstallet til kurven og a er en konstant som bestemmes ved regresjonsanalyse av grafen (Ovesen & Poulsen, 2016).

En viktig merknad er at konstantene, a og n, i Q-h-kurvens grunnformel i en reell situasjon aldri vil være konstante. I virkeligheten vil de variere når de hydrologiske forholdene i elven varierer. Det skjer når sedimenter avsettes eller eroderes ved henholdsvis minket eller økt



vannføring, eller når planteveksten i elven varierer med årstiden. En økt mengde planter vil øke den hydrauliske motstanden som igjen fører til lavere vannhastighet og økt vannstand. Erosjon, avsetning og plantevekst forandrer med andre ord strømmingens geometri. Avsetning og erosjon av sedimenter kan også medføre endringer i  $h_0$  (Ovesen & Poulsen, 2016).

Normalt påvirkes Q-h-relasjonen også av avstanden mellom punktet hvor vannhastighetsmålinger blir utført og det punktet nedstrøms i elven der vannspeilets høydekote er lik høydekoten til måleprofilets bunnpunkt. Dette tas heller ikke hensyn til i Q-h-relasjonen. Denne avstanden avhenger av helningsgradienten til elven og vannstanden (Ovesen & Poulsen, 2016). Det ville i denne studien heller ikke vært aktuelt å ta hensyn til denne avstanden siden målingene er tatt såpass nærme utløpet til elven at det knapt er høydeforskjell mellom punktet hvor målingene er gjennomført og elvens utløp.

Den generelle funksjonen for Q-h-relasjonen i denne studien ble beregnet ved bruk av Microsoft Excel, der funksjonen automatisk genereres for en valgt trendlinje i Q-h-relasjonens diagram. Siden trendlinjen er lineær, har funksjonen en slik form:

$$h = nQ + h_0$$

Funksjonen ble gjort om for å få en funksjon for Q:

$$Q = \frac{h - h_0}{n}$$

Der Q er vannføringen, h er vannstanden,  $h_0$  er vannstanden når vannføringen er 0 og n er en konstant, også kjent som stigningstallet. Konstanten a fra Q-h-kurvens grunnformel er ikke inkludert siden funksjonen er for en lineær trendlinje.

De spesifikke formlene ser slik ut:

$$Q = \frac{h - 0,1898}{0,065}$$

for den reviderte trendlinjen til Logg 1, og

$$Q = \frac{h - 0,2091}{0,0579}$$

for trendlinjen til Logg 2.

### 3.6.4 Estimering av vannføring

Estimering av vannføring er gjort med bakgrunn i Q-h-relasjonen. Blir diagrammet snudd slik at vannstand er på x-aksen og vannføring på y-aksen, vil vannføringen være en funksjon av vannstanden. Dermed kan denne funksjonen brukes til å regne ut estimert vannføring for periodene med gyldig vannstandsdata fra levelloggerne.

En generell funksjon vil se slik ut:

$$Q = nh + Q_0$$

der Q er vannføringen, n er konstant og representerer stigningstallet, h er vannstanden og  $Q_0$  er vannføringen når vannstanden er 0.

Den spesifikke funksjonen ble regnet ut til:

$$Q = 15,271h - 2,8854$$

for Logg 1, revidert og

$$Q = 16,123h - 3,2383$$

for Logg 2.

Disse funksjonene ble satt inn i Excel og deretter ble vannføring regnet ut og satt opp i diagrammer som viser både sesong- og døgnvariasjoner. Framgangsmåten for framstillingen av diagrammene som viser døgnvariasjonene forklares i avsnitt 3.6.5.

For å enkelt kunne sammenlikne nedbørdata fra klimastasjonene med vannføringen i Frudalselvi ble noen flere beregninger gjennomført i Excel. Først ble vannføringen i  $m^3/s$  regnet om til spesifikk vannføring i mm/døgn for å få lik benevnelse på vannførings- og

nedbørdata. Levelloggerne beregner en gjennomsnittlig vannstand hvert tjuende minutt. Som følge av dette blir den beregnede vannføringen også en gjennomsnittsverdi av vannføringen hvert tjuende minutt i  $\text{m}^3/\text{s}$ . Den spesifikke vannføringen i  $\text{m}^3/\text{døgn}$  finnes ved å multiplisere vannføringen med antall sekunder i et døgn og deretter dividere med arealet til nedbørfeltet til elven. Den spesifikke vannføringen har da benevnningen  $\text{m}^3/\text{døgn}$ . Videre multipliseres verdien med 1000 for å få benevnningen  $\text{mm}/\text{døgn}$ . Nedbørdata fra klimastasjonen Selseng kommer allerede i  $\text{mm}/\text{døgn}$  og kan brukes direkte i et diagram med den spesifikke vannføringen. Siden nedbørdata fra klimastasjonen Anestølen derimot måles i  $\text{mm}$  hvert tiende minutt må alle nedbørverdiene hvor hvert døgn adderes slik at benevnningen blir  $\text{mm}/\text{døgn}$ . Et nedbørdøgn regnes normalt fra kl. 08:00 til kl. 08:00 neste dag ifølge norsk sommertid (Miljølære, 2020), mens et vannføringsdøgn regnes fra kl. 00:00 til kl. 00:00 neste dag. Det har blitt tatt utgangspunkt i dette også i denne studien.

### **3.6.5 Døgnvariasjoner i lufttemperatur og vannføring**

Diagrammene som viser døgnvariasjoner i lufttemperatur og vannføring ble lagd i Excel. For å vise døgnvariasjoner i lufttemperatur ble temperaturdata fra Solinst barologger brukt. Dataserien fra barologgeren ble delt opp i de enkelte døgn i måleperioden der hvert døgn har verdier for lufttemperatur fra klokken 00:00 til 23:40, med temperaturverdier hvert tjuende minutt. Deretter ble det regnet ut et gjennomsnitt for lufttemperaturen for hvert klokkeslett for hver måned og for hele måleperioden. Siden måleperioden begynner 25. april og slutter 12. september er gjennomsnittet for april og september basert på færre døgn enn de resterende månedene. Gjennomsnittsverdiene er derfor basert på et tynnere datagrunnlag og kan vise en verdi som avviker fra det virkelige gjennomsnittet for månedene. Framgangsmåten for å lage diagrammene for døgnvariasjonene i vannføring er lik til den for lufttemperatur, bare at data for vannføringen fra Logg 2 ble benyttet. Logg 2 ble foretrukket over Logg 1 med bakgrunn i at Logg 2 har kontinuerlig gyldig data for hele måleperioden. I tillegg ble det for vannføringen lagd et diagram med døgnvariasjoner der hvert enkelt døgn er representert.

### **3.6.6 Klimadata Anestølen**

Klimadata hentet fra stasjonen på Anestølen gir opplysninger om nedbør og lufttemperatur. Nedbør har i utgangspunktet verdier hvert tiende minutt, men det ble funnet noen hull i data

hvor det var mangel på verdier opp mot flere timer. Data ble satt opp i en tabell og ut ifra dette framstilt et diagram i Excel.

Lufttemperaturdata hadde to forskjellige målere og det ble målt temperatur hvert kvarter, men i likhet med nedbørdataen var det også her perioder uten data. Verdiene fra begge målerne ble satt opp i et felles diagram, for å se etter eventuelle avvik. Dersom lufttemperaturen for begge målere stemte overens var sikkerheten for korrekte verdier stor.

### **3.6.7 Klimadata Selseng**

Klimadata hentet fra Selseng kom med et vurderingssystem som viste hvor troverdig dataene var på en skala fra 0-6, der 0 og 1 er «OK» og 6 er «svært usikker». Slik ble prosessen med å luke ut usikker data veldig enkel. Alle nedbørverdier var vurdert til 1.

I motsetning til klimadata fra Anestølen ble verdier her målt en gang per døgn. Derimot viste lufttemperaturverdiene minimums-, middels- og maksimumstemperatur. Lufttemperaturdata fra Selseng viste en temperatur på to grader celsius gjennom hele måleperioden, og må derfor være ugyldig.

Dataene ble lastet ned fra en rapport bestilt fra Eklima og satt opp i et eget Excel-dokument. Diagrammer ble så framstilt ut ifra dette.

## **3.7 Estimering av snøsmelting på Skjærdinganebreen og Frudalsbreen**

Utrekninger ble gjort for å se på hvor mye vann som blir tilført elven, dersom hele snødekket smelter. For å gjøre dette ble det tatt mange antagelser, noen mer realistiske enn andre.

Arealet av Skjærdinganebreen ble funnet i en bacheloroppgave fra 2015. Arealet av den delen av Frudalsbreen som ligger innenfor nedbørfeltet ble regnet ut ved å finne totalt volum for isbre innenfor nedbørfeltet og trekke fra arealet av Skjærdinganebreen. Siden det bare finnes data fra Skjærdinganebreen, utført i mars og april 2015, ble de samme verdiene brukt for Frudalsbreen, med antagelse om at tykkelsen til snødekket på de to breene er relativt likt.

For densiteten av snøen ble det brukt en minimums- og en maksimumsverdi. Disse var henholdsvis  $50 \text{ kg/m}^3$  og  $550 \text{ kg/m}^3$  (Armstrong & Brun, 2008). Snødybden på

Skjerdingsanebreen i mars og april 2015 var på det minste 4 meter og 23 meter på det meste, og i gjennomsnitt 5,5 meter (Eldegard & Rønningen, 2015). Gjennomsnittsverdien ble brukt for å regne ut volum på snødekket.

Med disse antagelsene i bunn ble det deretter regnet ut et volum for snødekket ved å multiplisere gjennomsnittsdybden til snøen med arealet til hver av breene. Massen ble regnet ut ved to forskjellige densiteter. Dermed kunne en verdi for hva snødekket tilsvarte i vann regnes ut.

Siden det ikke er gjort målinger på densitet til snødekket og snødybden på Frudalsbreen, og at målingene av Skjerdingsanebreen er fra 2015, blir dette en veldig hypotetisk situasjon. Dette er gjort for å vise til den høye vannføringen i april, mai og juni, da snøsmelting fortsatt pågår.

I tillegg ble det hentet data om snøsmelting fra NEVINA. Dette ble gjort for å sammenligne med de estimerte verdiene, og dermed avgjøre om disse var realistiske.

### **3.8 Feilkilder**

Dataene har gjennomgått fem manuelle steg før endelig modellering. Fra computeren OTT Z400 Signal Counter Set til å skrive ned på papir, overføre til Excel, transformere dataene i Excel og til slutt skrevet over til GeoGebra. Hvert av disse stegene åpner for menneskelige feil, siden det er mange verdier å holde styr på.

Som nevnt i avsnitt 3.4.2 var det problemer med vanddybdemålingene utført med tommestokk. Derfor vil dybden, og dermed arealet av tverrsnittet, være feil på feltmålingen fra 6. juni. Det er usikkert hvor mye dette har påvirket utregningene, men en feilmargen på 0-6 cm per dybdemåling er realistisk å anta. Dette ble lagt merke til da noen hastighetsmålinger ble regnet ut til å ha blitt utført på en dybde på 1 cm under vannoverflaten. Siden flügelen har en radius på 6 cm og hele flügelen må være under vann for å måle gyldige verdier er ikke det mulig.

På dager med mye vind ville målebåndet som lå over elven blafre i vinden eller ikke ligge helt i ro. Derfor er det en viss usikkerhet om at målinger ble tatt ved nøyaktig samme posisjon. I tillegg burde menneskelige feil av operatøren nevnes. Det er en mulighet for at ikke alle

målinger ble utført helt korrekt med god nok avstand til flügelen, eller at den ikke ble holdt helt vertikalt. Flügelen måler ikke hastigheter under 0,025 m/s. Det var tilfeller der det ble observert en veldig lav hastighet i elven, hastigheten var ikke høy nok til å få flügelen til å gjøre en full omdreining på tretti sekunder, og ble derfor regnet som 0 m/s.

Siden vannhastigheten ble målt hver tiende centimeter fra bunnen og opp, og at det ikke gikk an å måle mer enn 6 cm fra overflaten av vannet, vil avstanden fra vannoverflaten til første hastighetsverdi variere. For eksempel vil en dybde på 40 cm gi hastigheter hver tiende centimeter, og i tillegg være 10 cm fra vannoverflaten til første hastighetsmåling. En dybde på 43 cm vil gi en avstand på 13 cm fra vannoverflaten til første hastighetsmåling. Dette betyr i praksis at dybder med tall fra 1-5 på ener-plassen vil føre med større usikkerheter, hvis det regnes med at hastigheten vil være relativ lik på ti-centimeterintervaller.

Det var problematisk å legge levelloggerne stødig i elven. Elven endrer stadig vannføring og derfor vil forholdene sjeldent være like. Det har ved to anledninger blitt funnet levelloggere på land. Den første gangen var ute i felt 7. september, da ble det observert at Logg 1 hang i buskene over elven. Den andre gangen var da veileder skulle hente inn utstyret 10. desember, og begge levelloggerne var skylt på land. Dette har trolig skjedd ved perioder med høy vannføring, og når elven har gått ned til normalen igjen har levelloggerne blitt liggende igjen. Det vil derfor være begrenset med data fra denne perioden.

Nedbørdata fra Selseng er betydelig mindre nøyaktig enn nedbørdata fra Anestølen. Derfor kan ikke nedbør fra Selseng brukes til detaljerte analyser. Hverken klimastasjonen på Anestølen eller Selseng ligger innenfor nedbørfeltet til Frudalselvi. Dette betyr at det ikke finnes nøyaktig informasjon over hvor mye nedbør som har falt i nedbørfeltet gjennom måleperioden. Derimot gir de en pekepinn på hvor mye nedbør som har falt. Men lokale forskjeller blir ikke tatt til betraktning.

Som regel vil  $Q_0$  være 0. Det er åpenbart ikke mulig å ha en negativ vannføring, slik det ble regnet ut til ut ifra målte verdier. Grunnen til de negative verdiene er den lineære Q-h-relasjonen.

Q-h funksjonen tar bare utgangspunkt i en vertikal endring i vannstanden (h), og ikke en arealendring for tverrsnittet. Dette vil ved flom påvirke resultatet betraktelig. Konsekvensene

av dette er diskutert i 5.2. For å få mer nøyaktige estimeringer burde det derfor også blitt tatt hensyn til arealendringer i elvens profil ved flom, men dette er i praksis vanskelig å ta hensyn til.

Sesongvariasjoner blir vanskelig å se tydelig da det bare er gyldig data fra slutten av april til midten av september. Frudalselvi er en elv og styres av både snø- og bresmelting.

Ablasjonssesongen for isbre er definert til 1. mai – 30. september (Dahl, Nielsen, Vasskog & Koller, 2018). I denne studien analyseres data fra 25. april – 12. september 2019. Dermed er det bare tatt utgangspunkt i variasjoner i ablasjonssesongen. Det er ingen data knyttet til akkumulasjonssesongen. Dersom sesongvariasjoner skulle vært mulig å observere fullt måtte det blitt sett på vannføringen over et helt år, slik at både akkumulasjons- og ablasjonssesongen ble representert.

April og september har mindre data til grunn for månedlig gjennomsnitt. Av den grunn vil hendelser utenfor normalen påvirke gjennomsnittet i større grad enn i de månedene med data for hver dag gjennom måneden.

## 4 Resultater

### 4.1 Nedbørfelt

Nedbørfeltet til Frudalselvi er framstilt i Figur 10. Nedbørfeltet har et areal på 18,72 km<sup>2</sup>. I nedbørfeltet inngår skog, bart fjell, isbre, innsjø, myr og dyrket mark. Arealfordelingen er vist i Tabell 2. Mesteparten av nedbørfeltet består av bart fjell, og som nevnt i avsnitt 2.5 gir dette forhold for god avrenning. Hele Skjerdinganebreen og store deler av Frudalsbreen ligger innenfor nedbørfeltet. 9,6% av nedbørfeltet er uspesifisert og derfor ukjent.

Tabell 2 - Arealfordeling i prosent for nedbørfeltet til Frudalselvi (NVE, 2019a). 9,6% av nedbørfeltet var uspesifisert i NEVINA.

Bart Fjell	Skog	Isbre	Innsjø	Myr	Dyrket mark	Uspesifisert
67,40%	14,39%	6,43%	1,01%	0,98%	0,19%	9,6%

#### 4.1.1 Skjerdinganebreen

Skjerdinganebreen (61,33°N, 6,81°Ø) er en botnbreen med en østlig helning. Breen befinner seg mellom 1060 til 1290 moh. Fra flyfoto fra 2010 ble det beregnet at breen har et areal på 0,48 km<sup>2</sup> (Eldegard & Rønningen, 2015). Foran breen ligger det en innsjø. Det har blitt observert at brefronten trekker seg tilbake og at den proglasiale innsjøen øker i areal. Likevektslinjen ble ifølge flyfoto 16. september 2006 observert på rundt 1140-1160 moh. der det snødekte arealet utgjorde lite av det totale arealet til breen. Andre år har det også blitt observert at breen har vært helt snøfri. Av den grunn kan det være mulig at ablasjonsområdet dekker hele breen (Eldegard & Rønningen, 2015). Under feltarbeid på Skjerdinganebreen i mars og april 2015 ble snølagets høyde på breen beregnet. Gjennomsnittsverdien var 5,5 meter, men høyden varierte mellom 23 og 4 meter. (Eldegard & Rønningen, 2015). Beregninger av breens tykkelse gir en gjennomsnittlig istykkelse på 30,2 meter og en maksimal istykkelse på 81,5 meter. Isens volum ble beregnet til 0,0145 km<sup>3</sup> (Eldegard & Rønningen, 2015).

#### 4.1.2 Frudalsbreen

Frudalsbreen (61,37°N, 6,83°Ø) i Frudalen har et areal på omtrent 1,2 km<sup>2</sup> (estimert fra måleverktøy på Norgeskart), hvorav 0,72 km<sup>2</sup> ligger innenfor nedbørfeltet til Frudalselvi. Frudalsbreen ligger på 1230 moh. til 1580 moh. Breen er i hovedsak en platåbreen med områder der den går ut til en hengebreen i nord-øst og sør-øst, og en dalbreen i nord.



### 4.1.3 Snøsmelting

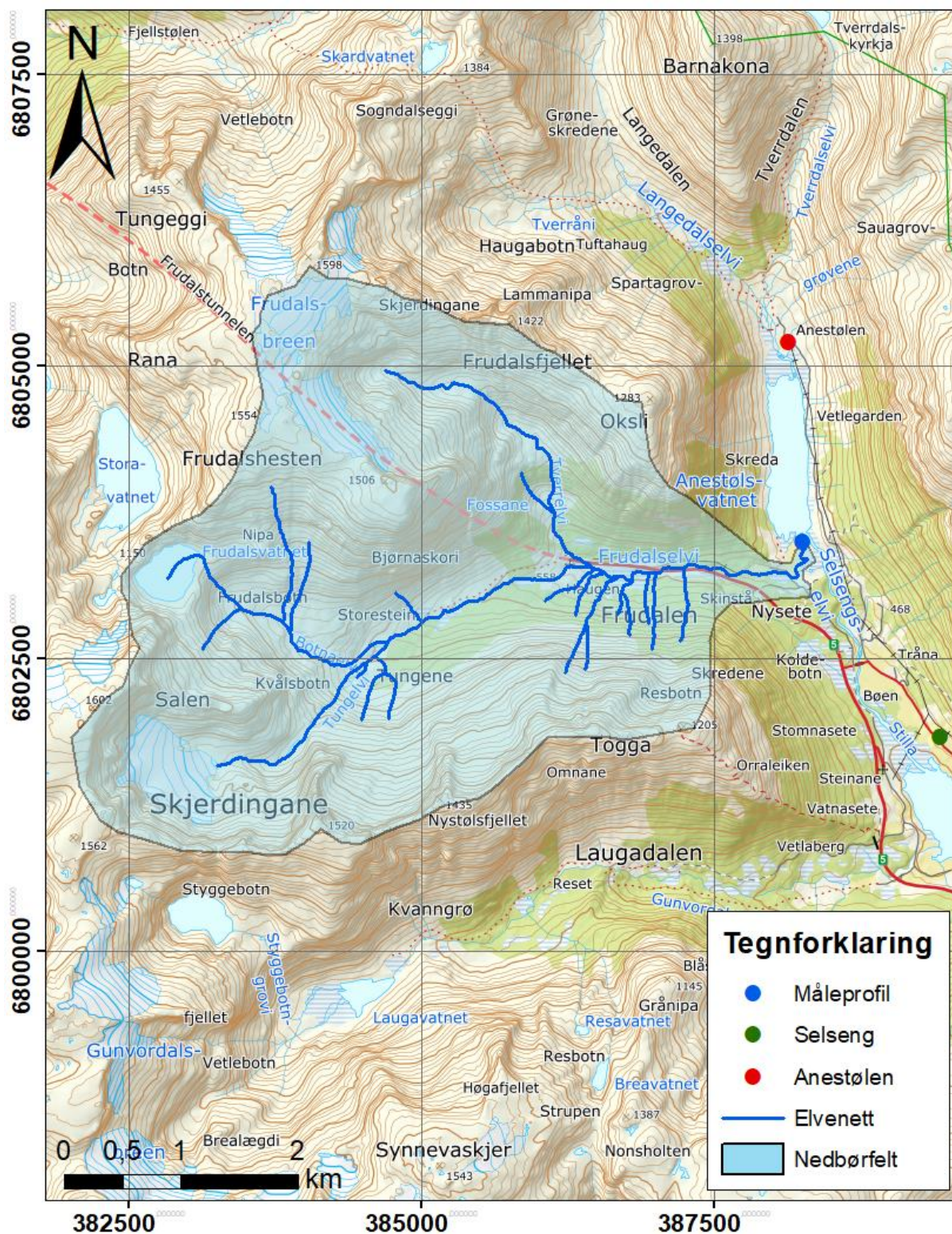
Under antagelse om at den gjennomsnittlige snødybden er 5,5 meter, slik målingene utført i 2015 viser, ville Skjerdinganebreen avgi mellom  $1,34 \times 10^8$  og  $1,46 \times 10^9$  liter smeltevann (Tabell 3). Der minimums- og maksimumsverdi er gitt av forskjellige tettheter av snødekket. Med samme forhold for Frudalsbreen vill dette tilsvare en total mengde vann på  $3,32 \times 10^8$  -  $3,65 \times 10^9$  liter. Dette tilsvarer et 276-3034 mm (Tabell 4) tykt lag smeltevann fordelt på arealet til breene. Regn og snøsmelting for nedbørfeltet til Frudalselvi ligger på 307 mm i mai, og 451 mm i juni (NVE, 2019a); totalt 758 mm.

Tabell 3 - Utrekninger av estimert vann tilført Frudalselvi dersom hele snødekket på breene innenfor nedbørfeltet smeltet. Der min. tar utgangspunkt i en snødensitet på  $50 \text{ kg/m}^3$  og maks. Tar utgangspunkt i en snødensitet på  $550 \text{ kg/m}^3$ . Regnet med en gjennomsnittlig snødybde på 5,5 m.

Liter vann gitt av snøsmelting	Min.	Maks.	Gjennomsnitt
Skjerdinganebreen	$1,34 \times 10^8$	$1,46 \times 10^9$	$8,02 \times 10^8$
Frudalsbreen	$1,98 \times 10^8$	$2,18 \times 10^9$	$1,19 \times 10^9$
Totalt	$3,32 \times 10^8$	$3,65 \times 10^9$	$1,99 \times 10^9$

Tabell 4 - Utrekninger av estimert vann tilført Frudalselvi dersom hele snødekket på breene innenfor nedbørfeltet smeltet, omregnet til mm. Der min. tar utgangspunkt i en snødensitet på  $50 \text{ kg/m}^3$  og maks. Tar utgangspunkt i en snødensitet på  $550 \text{ kg/m}^3$ . Regnet med en gjennomsnittlig snødybde på 5,5 m.

mm vann gitt av snøsmelting	Min.	Maks.	Gjennomsnitt
Totalt	276	3034	1655

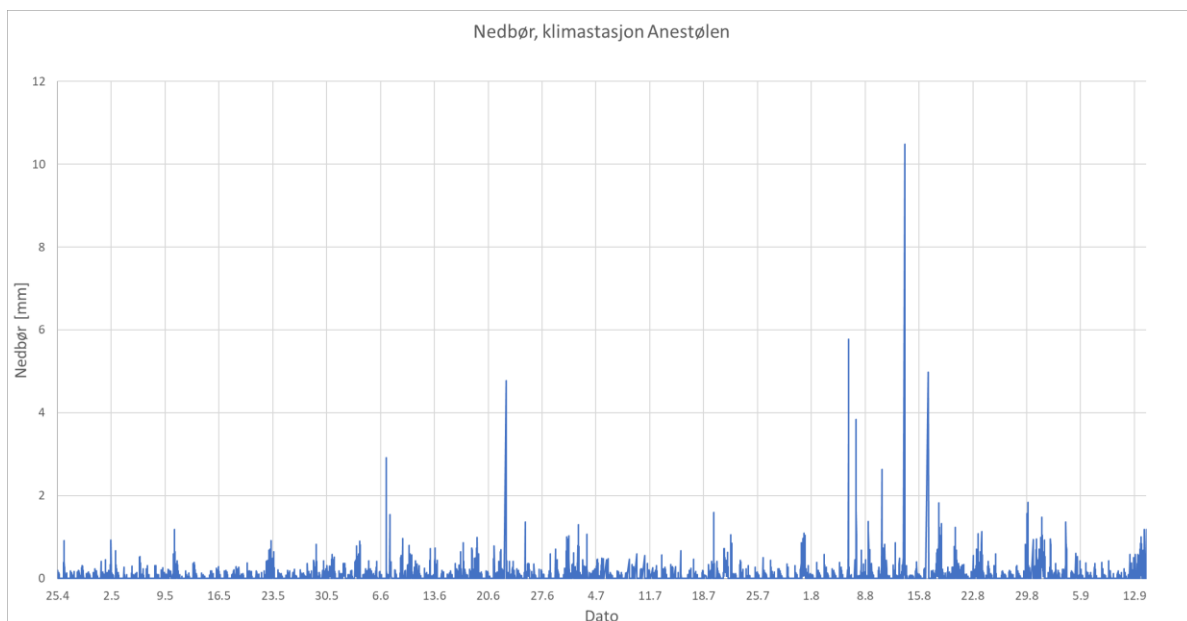


Figur 10 - Nedbørfeltet til Frudalselvi (NVE, 2019a) og elvenettet innenfor nedbørfeltet, samt posisjonen til måleprofilen og klimastasjonene Selseng og Anestølen på topografisk norgeskart 4 (ArcGIS Online, 2019).

## 4.2 Klimastasjon Anestølen

### 4.2.1 Nedbør

Nedbøren på Anestølen måles i intervaller på ti minutter, og disse nedbørmålingene er vist i Figur 11. Figuren viser i grove trekk perioder med relativt lite nedbør, som avbrytes av situasjoner hvor nedbøren er høyere enn vanlig, såkalte nedbørtopper. I periodene med relativt lite nedbør ligger målingene stort sett godt under 1 mm. To større nedbørfattige perioder varer fra 25. april til 6. juni og fra 22 juni til 5. august. Ellers er det flere kortere perioder med lite nedbør avbrutt av flere nedbørtopper. Den første nedbørtoppen er registret 6. juni klokken 17:50 med 2,9 mm og den andre noen dager senere, 22. juni klokken 07:40 med 4,8 mm. De største og fleste nedbørtoppene observeres i perioden fra 5. august til 16. august, der den største nedbørtoppen er på 10,5 mm 13. august klokken 03:10. Deretter holder nedbøren seg under 2 mm per ti minutter.



Figur 11 - Nedbørdata i perioden 25.04.19-12.09.19 målt hvert tiende minutt av klimastasjon Anestølen (NVE, 2019b).

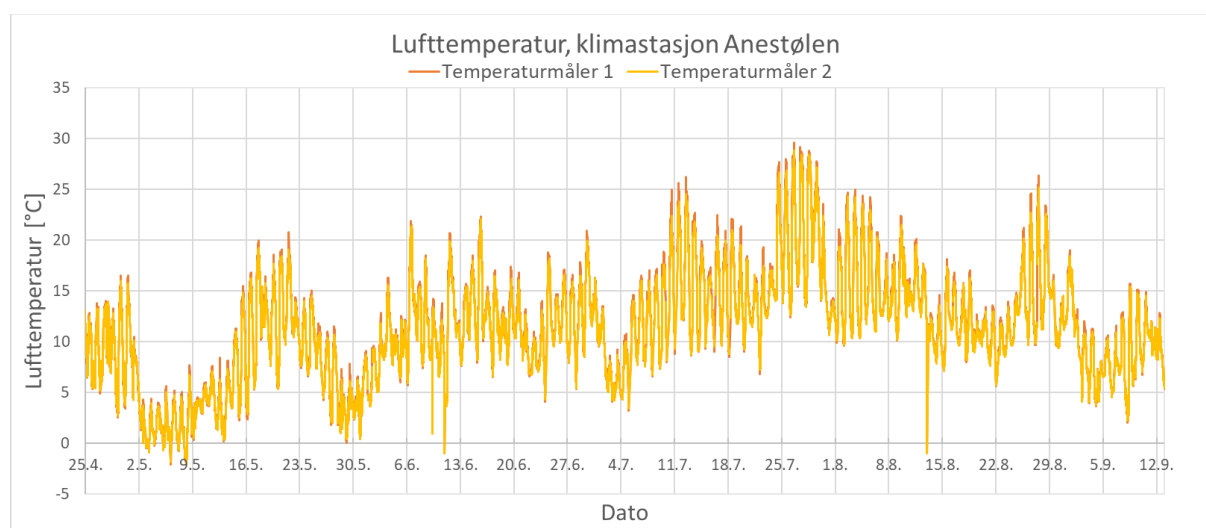
Tabell 5 viser en oversikt over total mengde nedbør per måned i måleperioden og totalt over hele måleperioden. August er måneden med mest nedbør (315,7 mm) og mai er tørrest (137,9 mm), sett på absolutte verdier. I april inngår bare seks dager, og henholdsvis bare tolv i september, derfor er det regnet ut nedbør delt på antall dager med datagrunnlag i måneden. Dette viser at april er måneden med minst nedbør.

Tabell 5 - Samlet nedbør for hver måned og total mengde nedbør på Anestølen i måleperioden 25.04.19-12.09.19, i tillegg til nedbør per døgn i måneden med datagrunnlag. Månedene april og september har henholdsvis kun data fra 25.04.19-30.04.19 og 01.09.19-12.09.19.

Måned	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Totalt
Nedbør [mm]	18,8	137,9	207,5	200,9	315,7	78,1	958,9
Nedbør [mm/døgn]	3,1	4,4	6,9	6,5	10,2	6,5	6,8

## 4.2.2 Lufttemperatur

På Anestølen er det to termometer som måler lufttemperaturen hvert kvarter (Figur 12). Dermed finnes det to lufttemperaturmålinger for hvert tidspunkt. Verdiene for de to termometerne har lite avvik, som ofte ikke er større enn 0,3°C. Temperaturforskjellene kan derfor ganske enkelt forklares med usikkerheten til apparatene beskrevet i avsnitt 3.1.2. Lufttemperaturen når et par ganger negative verdier, men stort sett er den positiv gjennom måleperioden.

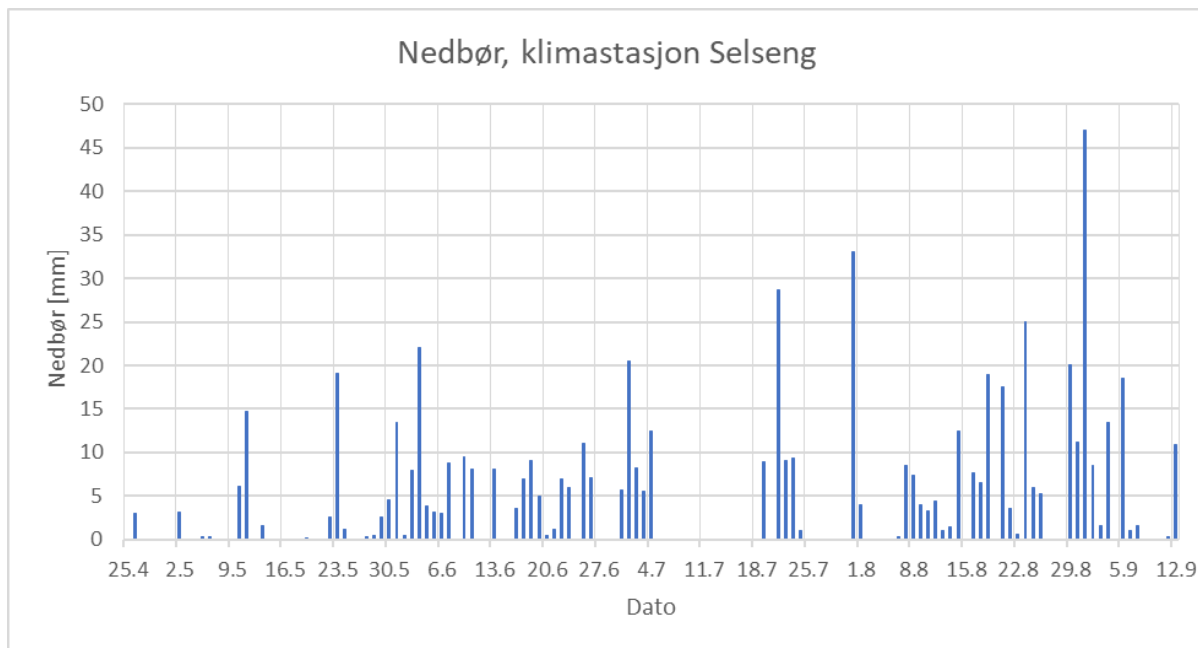


Figur 12 - Lufttemperaturdata målt hvert 15. minutt hentet fra klimastasjon Anestølen for perioden 25.04.19-12.09.19. Diagrammet viser begge termometrene.

## 4.3 Klimastasjon Selseng

Fra klimastasjon Selseng er kun nedbørdata gyldig. Nedbøren måles her en gang i døgnet, nemlig klokken 08:00. Målingen vil da tilsvare all nedbøren som har falt de tjuefire timene i forveien. Nedbørdata fra Selseng er vist i Figur 13. Fra starten av måleperioden 25. april fram til 21. juli overskrider knapt nedbøren 20 mm i døgnet. Stort sett ligger nedbøren også under 10 mm i døgnet. Fra 4. juli til 19. juli er det en periode helt uten nedbør. Deretter kommer to nedbørtopper, den første 21. juli med 28,7 mm nedbør i døgnet og den andre 31.

juli med 33 mm nedbør i døgnet. Mellom og etter disse er det registrert svært lite nedbør fram til 6. august. Fra og med 7. august ses en trend i data der nedbørverdiene øker fram mot 31. august hvor det faller 47,1 mm nedbør dette døgnet. Deretter faller det igjen mindre nedbør.



Figur 13 - Nedbørdata i perioden 25.04.19-12.09.19 målt klokken 08:00 hvert døgnet av klimastasjon Selseng.

Tabell 6 viser en oversikt over total mengde nedbør per måned i måleperioden og totalt over hele måleperioden. August er måneden med mest nedbør (216,1 mm) og mai er tørrest (70,4 mm), sett på absolutte verdier. Sett på nedbør per døgnet er april måneden med minst nedbør.

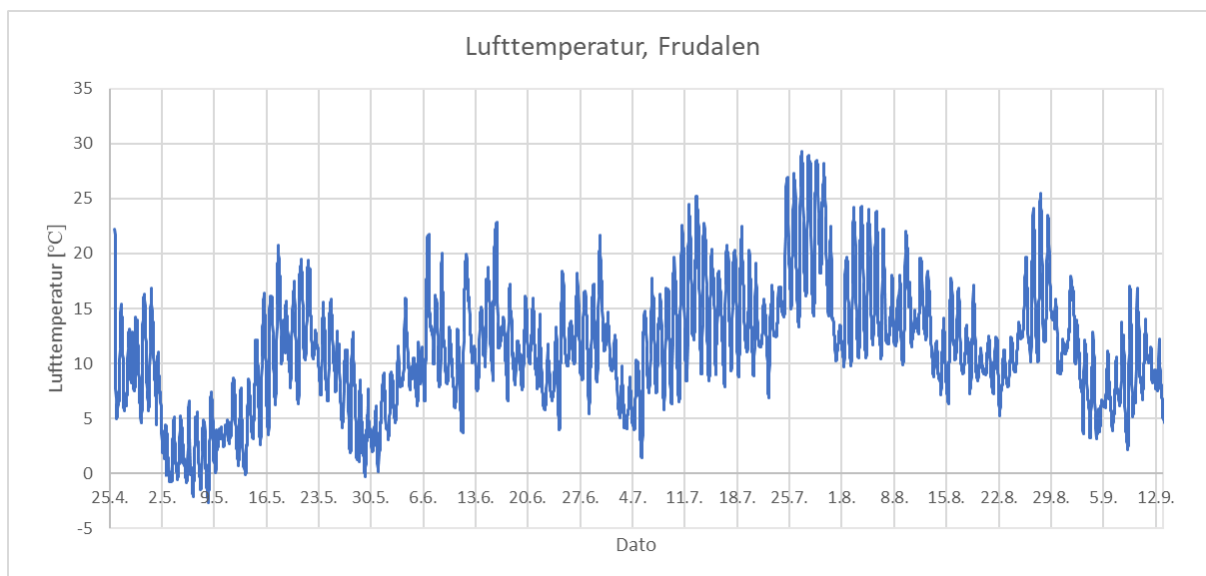
Tabell 6 - Samlet nedbør for hver måned og total mengde nedbør på Selseng i måleperioden 25.04.19-12.09.19, i tillegg til nedbør per døgnet i måneden med datagrunnlag. Månedene april og september har henholdsvis kun data fra 25.04.19-30.04.19 og 01.09.19-12.09.19.

Måned	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Totalt
Nedbør [mm]	3,0	70,4	137,4	136,6	216,1	55,9	619,4
Nedbør [mm/døgnet]	0,5	2,3	4,6	4,4	7,0	4,6	4,4

#### 4.4 Lufttemperatur Frudalen

Solinst barologger ble i utgangspunktet brukt til å korrigere vannstanden i Frudalselvi for lufttrykket, men også for å måle lufttemperaturen i måleperioden nær feltlokaliteten.

Lufttemperaturen målt med barologgeren (Figur 14) viser i stor grad lik lufttemperatur til den målt på Anestølen. Begge målerne viser også de samme trendene i temperaturforandring gjennom måleperioden, med unntak av noen små lokale forskjeller.



Figur 14 - Lufttemperaturdata målt hvert tjuende minutt av barologgeren i nærheten av posisjonen der de hydrologiske målingene ble foretatt. Lufttemperaturen for perioden 25.04.2019-12.09.2019 er vist.

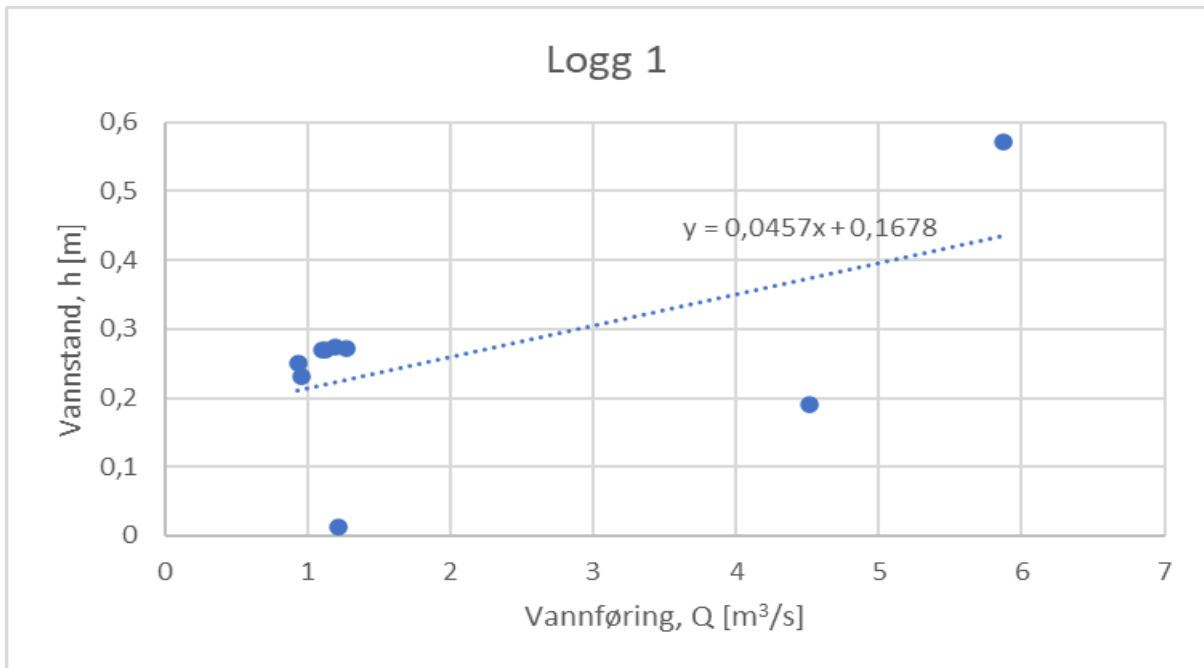
#### 4.5 Q-h – relasjon

Tabell 7 viser de korrelerende verdiene for vannføring og vannstand. Vannføringen og vannstanden er generelt høyere under de to første målingene, enn målingene tatt deretter. Vannstandsmålingene til Logg 1 og Logg 2 er relativt like og varierer som regel med 1-3 cm i periodene med gyldig data. Vannstanden målt med levelloggerne varierer opp til 10 cm fra gjennomsnittsvannstanden målt langs måleprofilen nedstrøms i Frudalselvi. Verdier som skiller seg ut, er vannstandsmålingene fra Logg 1, 22. august og 7. september med start klokken 12:09. Det er kjennskap til at Logg 1 til disse tider har ligget på land og målt ugyldige verdier.

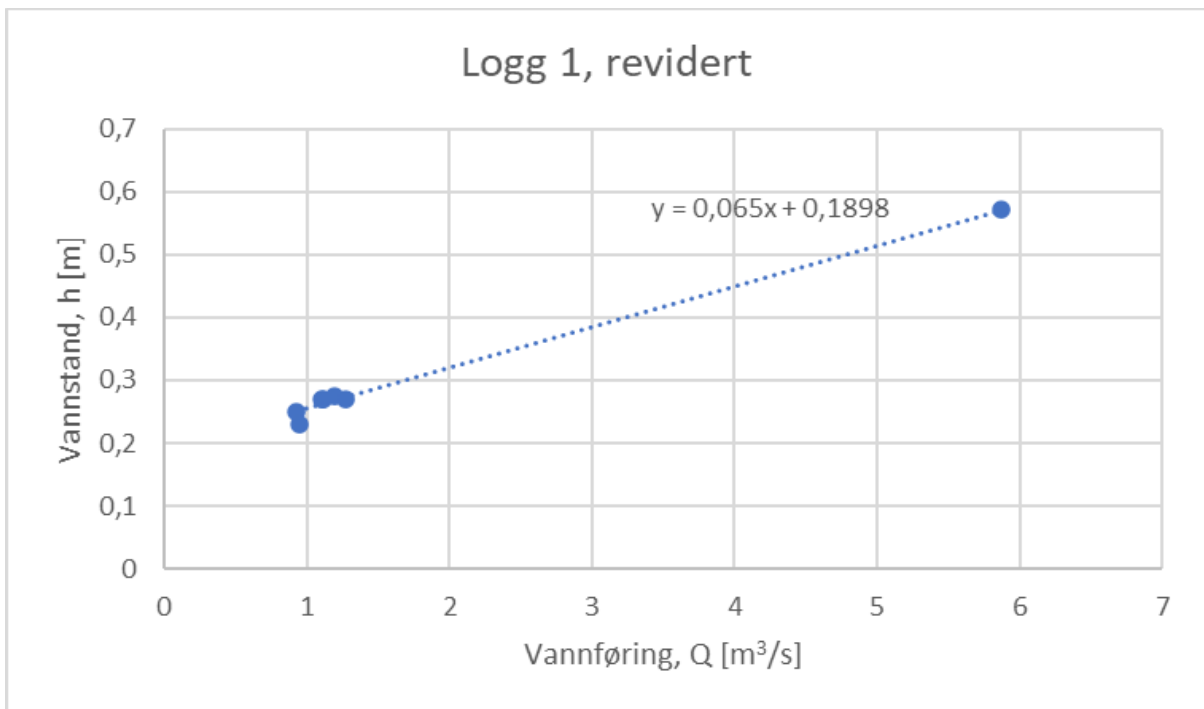
Tabell 7 - Viser korrelerende verdier for vannføring og vannstand (Logg 1 og Logg 2). Klokkeslett, start og klokkeslett, slutt er tidspunkt for når operatøren gikk i elven og startet målinger og når målingene var ferdige. Målt vannstand er vannstand ved måleprofilen.

Dato	Klokkeslett, start	Klokkeslett, slutt	Målt vannstand, gjennomsnitt [m]	Vannføring, Q [m <sup>3</sup> /s]	Logg 1 [m]	Logg 2 [m]
06.06.2019	17:15	18:10	0,67	5,87	0,57	0,58
22.08.2019	13:30	14:23	0,49	4,51	0,19	0,43
07.09.2019	12:09	12:45	0,37	1,22	0,01	0,23
07.09.2019	15:00	15:36	0,37	1,20	0,27	0,30
07.09.2019	17:00	17:36	0,37	1,27	0,27	0,29
07.09.2019	19:00	19:28	0,37	1,10	0,27	0,29
07.09.2019	21:00	21:29	0,36	1,12	0,27	0,29
08.09.2019	08:00	08:24	0,34	0,93	0,25	0,27
08.09.2019	12:00	12:26	0,34	0,95	0,23	0,25

Q-h-relasjonen til Logg 1, ikke-revidert (Figur 15) gir en lavere verdi for vannstanden (h) i forhold til vannføringen (Q) til å starte med enn Q-h-relasjonen til Logg 1, revidert (Figur 16). Også stigningen til trendlinjen til Logg 1 er lavere enn til den reviderte. Grunnen til dette er de to ugyldige punktene som i Figur 15 viser lavest verdi for h. Begge punktene er med på å gi trendlinjen en lavere verdi for h i forhold til Q, fordi verdiene er så unormalt lave. I tillegg gir punktet som viser en Q mellom 4 og 5 m<sup>3</sup>/s trendlinjen en lavere vinkel til horisontalen og dermed en lavere stigning. Dette kan observeres ved å se på stigningstallet og konstantleddet til funksjonen av Q-h-relasjonene i Figur 15 og Figur 16.



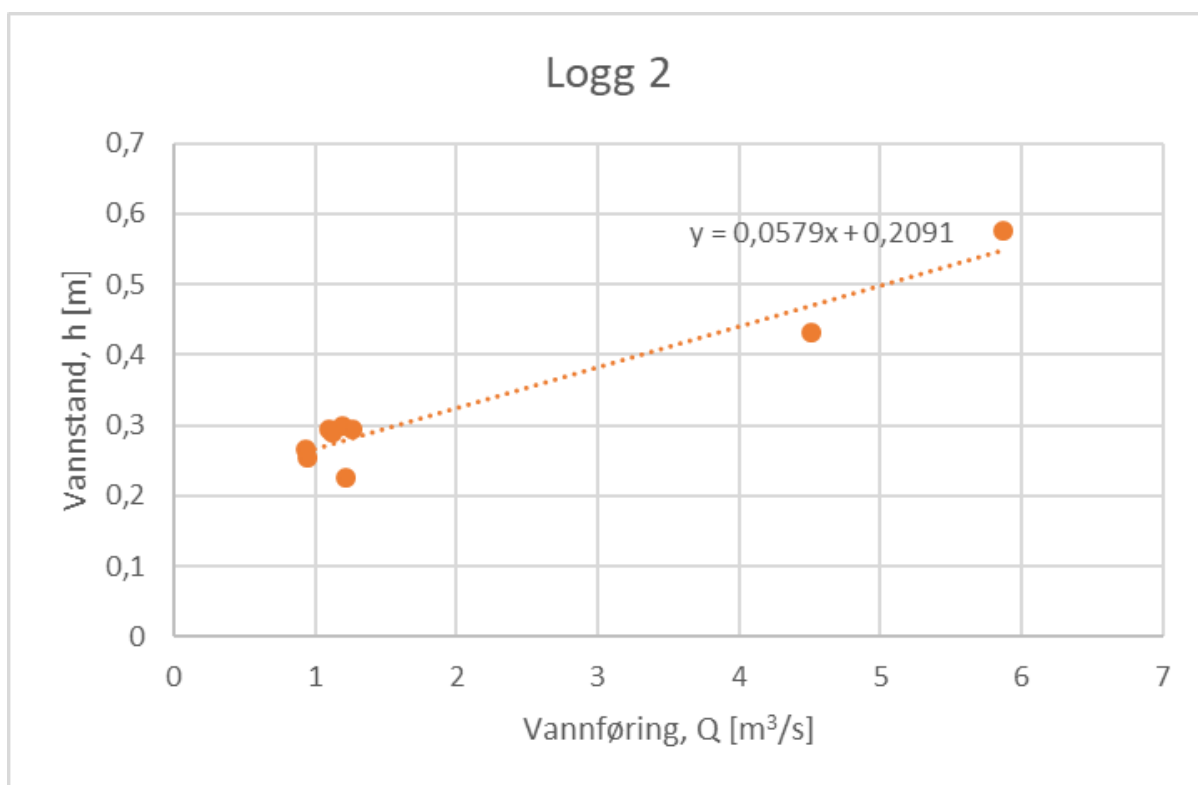
Figur 15 - Viser Q-h-relasjon for Logg 1, der Q er på x-aksen og h er på y-aksen.



Figur 16 - Viser Q-h-relasjon for Logg 1, etter å ha fjernet ugyldig data. Q er på x-aksen og h er på y-aksen.

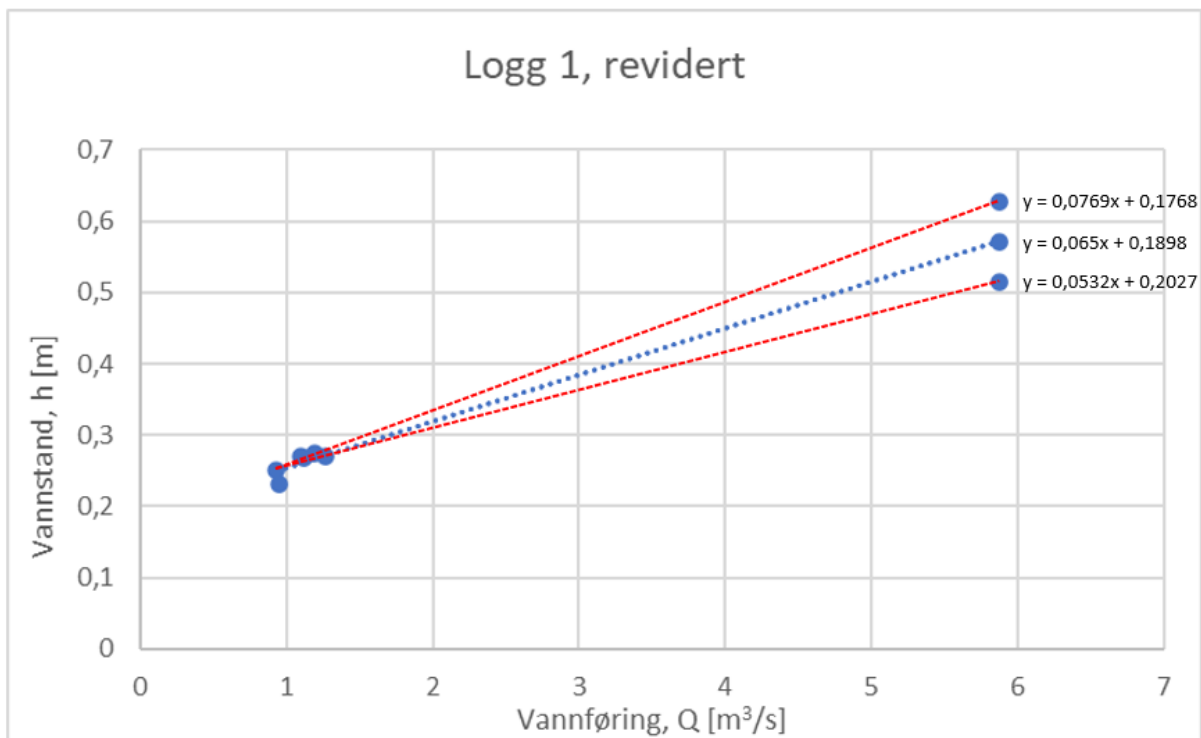
I motsetning til Logg 1 har alle punktene for Logg 2 (Figur 17) realistiske verdier. Q-h-relasjonen i Figur 17 vil ha et mer solid grunnlag for å være korrekt enn Q-h-relasjonen i Figur 16 siden den er basert på flere målinger. Men det er verdt å merke at trendlinjen i Figur 16 og 17 er veldig like, noe som er synlig ut ifra diagrammene og funksjonen av Q-h-relasjonene i Figur 16 og 17.





Figur 17 - Viser Q-h-relasjon for Logg 2, der Q er på x-aksen og h er på y-aksen.

Figur 15, 16 og 17 viser at fem av punktene ligger svært tett til hverandre og representerer omtrent den samme verdien for Q og h, og ellers er det få punkter med andre verdier. Det beste eksempelet på dette er Q-h-relasjonen for den reviderte versjonen av Logg 1 hvor det utenom disse fem punktene kun er ett punkt som representerer en betydelig annen verdi for Q og h. Med andre ord er datagrunnlaget for Q-h-relasjonen ved en høyere vannføring svært tynt og relasjonen blir veldig avhengig av dette punktet. Siden det ved lavere vannstand finnes flere punkt for Q-h-relasjonen er sikkerheten relativt stor for at punktene stemmer, men ved det ene punktet som representerer en høyere vannstand må en viss usikkerhet i vannstandens høyde tas i betraktning. Den virkelige usikkerheten er ukjent, men antas å være 10%, om ikke høyere, (ikke minst fordi en bøyelig tommestokk ble brukt for å gjennomføre målingene denne dagen) når vannføringen holdes konstant. Fordi vannstanden i det nevnte punktet er 57 cm, vil en usikkerhet på 10% tilsvare et avvik der vannstanden er opp til 5,7 cm høyere eller lavere. Usikkerheten vil medføre en vesentlig endring i Q-h-relasjonens trendlinje. Dette visualiseres i Figur 18 der det er lagt til alternative trendlinjer for den reviderte versjonen av Logg 1 som viser feilmarginen til Q-h-relasjonen dersom usikkerheten for vannstanden ved punktet med høyest vannstand er 10%.

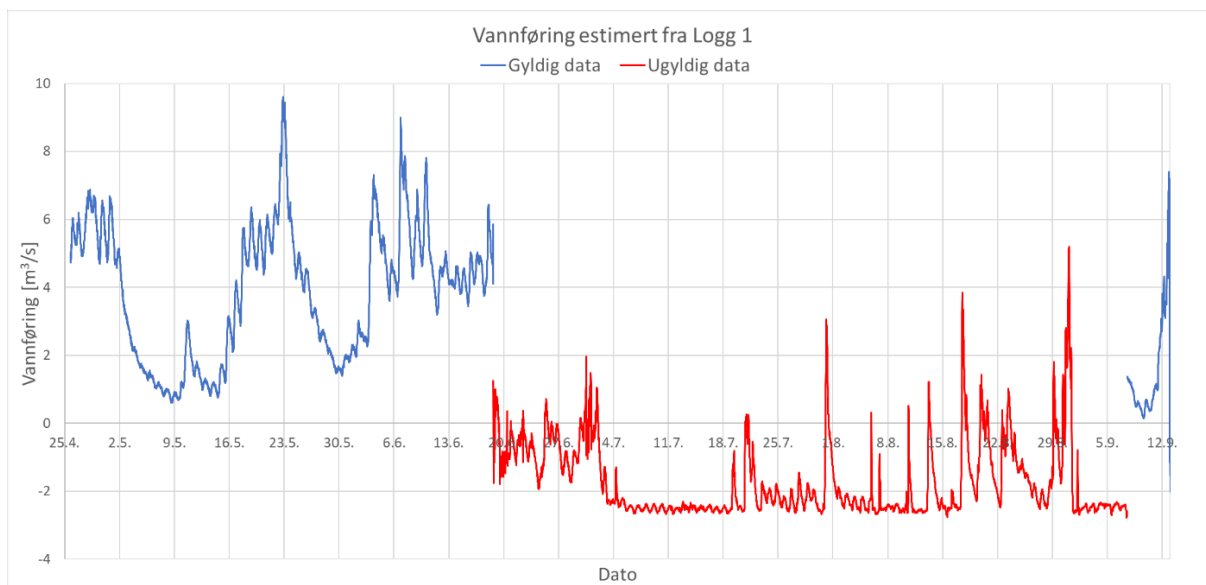


Figur 18 - Alternative trendlinjer (røde, stiplede linjer) for Q-h-relasjonen til den reviderte versjonen av Logg 1 dersom det er antatt at h har en usikkerhet på 10% ved punktet med høyest vannføring, dersom vannføringen er lik. De tilhørende funksjonene av hver trendlinje er lagt til.

## 4.6 Estimert vannføring

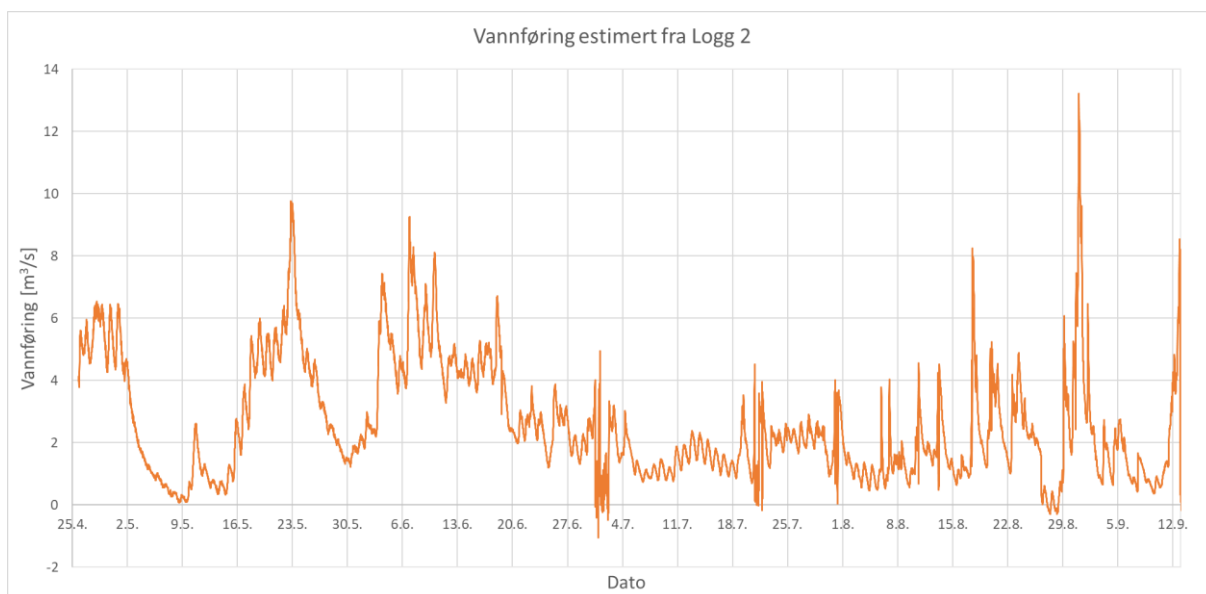
### 4.6.1 Sesongvariasjoner

Logg 1 har målt ugyldig data over vannstanden i Frudalselvi i en lang periode i løpet av måleperioden. Dette var fra 18. juni til 7. september. Vannstanden ble i denne perioden målt til verdier som er mye lavere enn den egentlige vannstanden, siden levelloggeren lå på land (Figur 19). Som følge av dette er den estimerte vannføringen for Frudalselvi også ugyldig i den samme perioden. Dette er bestemt på bakgrunn av kriteriene for ugyldig data beskrevet i avsnitt 3.6.1. Vannføringen er mye lavere enn den skulle være, til og med stort sett negativ. Selv om levelloggeren har ligget på land har den registrert flomhendelser eller situasjoner med høy vannstand vist som topper med raske endringer i vannføringen.



Figur 19 - Estimert vannføring for perioden 25.04.19-12.09.19, basert på data fra Logg 1. Der det røde partiet viser vannføring estimert fra ugyldig data. Høye vannføringer har fortsatt blitt registrert i perioden med ugyldig data.

Logg 2 har målt gyldig vannstand i løpet av hele måleperioden, vannføringen estimert av dette vises i Figur 20.

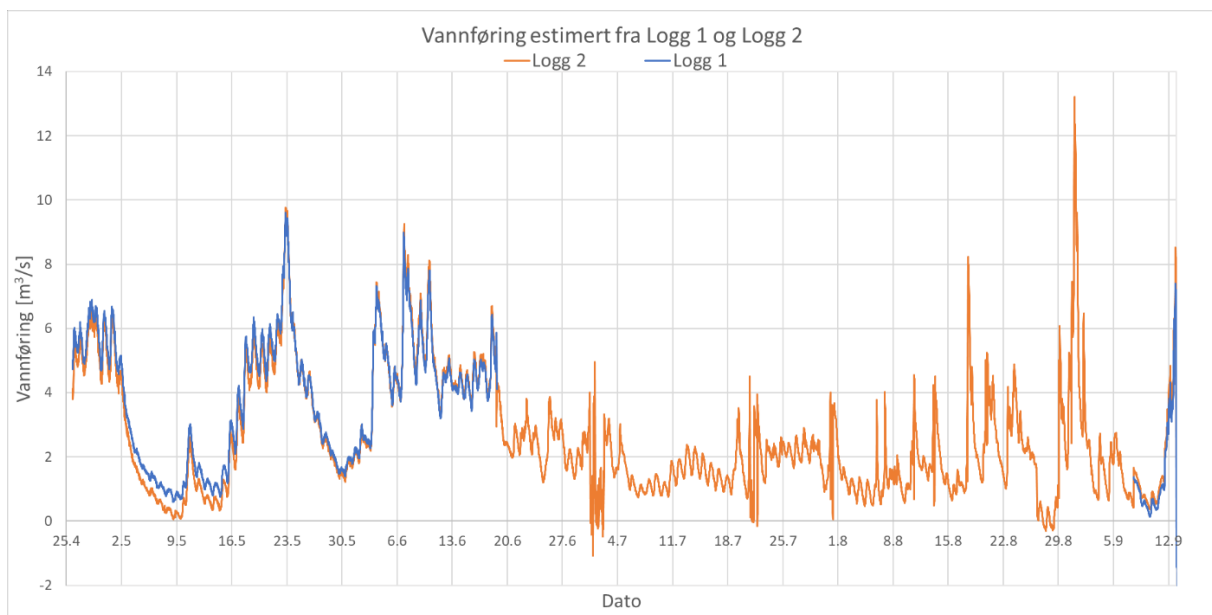


Figur 20 - Estimert vannføring i perioden 25.04.19-12.09.19. Basert på data fra Logg 2.

I periodene hvor det er gyldig data for begge levelloggerne stemmer grafene for estimert vannføring stort sett overens (Figur 21), bortsett fra en periode fra rundt 2. til 10. mai. I perioden fra starten av målingene 25. april til 11. juni er det store svingninger i vannføringens variasjoner og den er generelt høyere enn i perioden 12. juni til 16. august, hvor vannstanden

er relativt lav og varierer mindre. I siste delen av måleperioden fra 17. august til 12. september ses de største og hurtigste variasjonene i vannføring.

De små periodiske svingningene i grafen (Figur 21) representerer døgnvariasjonen. Disse små svingningene ligger innad i større svingninger som kan ha forskjellige årsaker til grunn. Dette blir gått nærmere inn på i avsnitt 5.3.1. I den første perioden (25. april til 11. juni) og den andre perioden (12. juni til 16. august) skjer deler av de større variasjonene langsommere enn i den siste perioden (17. august til 12. september) hvor vannføringen stort sett har store og raske variasjoner. Og i den første perioden er disse variasjonene større enn i den andre. De høyeste vannføringsverdiene over hele måleperioden nås 23. mai klokken 02:20 (9,76 m<sup>3</sup>/s), 6. juni klokken 21:20 (9,24 m<sup>3</sup>/s), 17. august klokken 12:20 (8,23 m<sup>3</sup>/s), 31. august klokken 01:40 (13,22 m<sup>3</sup>/s) og 12. september klokken 21:00 (8,53 m<sup>3</sup>/s). I Figur 21 har vannføringen på noen tidspunkt negative verdier, noe som ikke er mulig. Dette diskuteres nærmere i avsnitt 5.3.1.



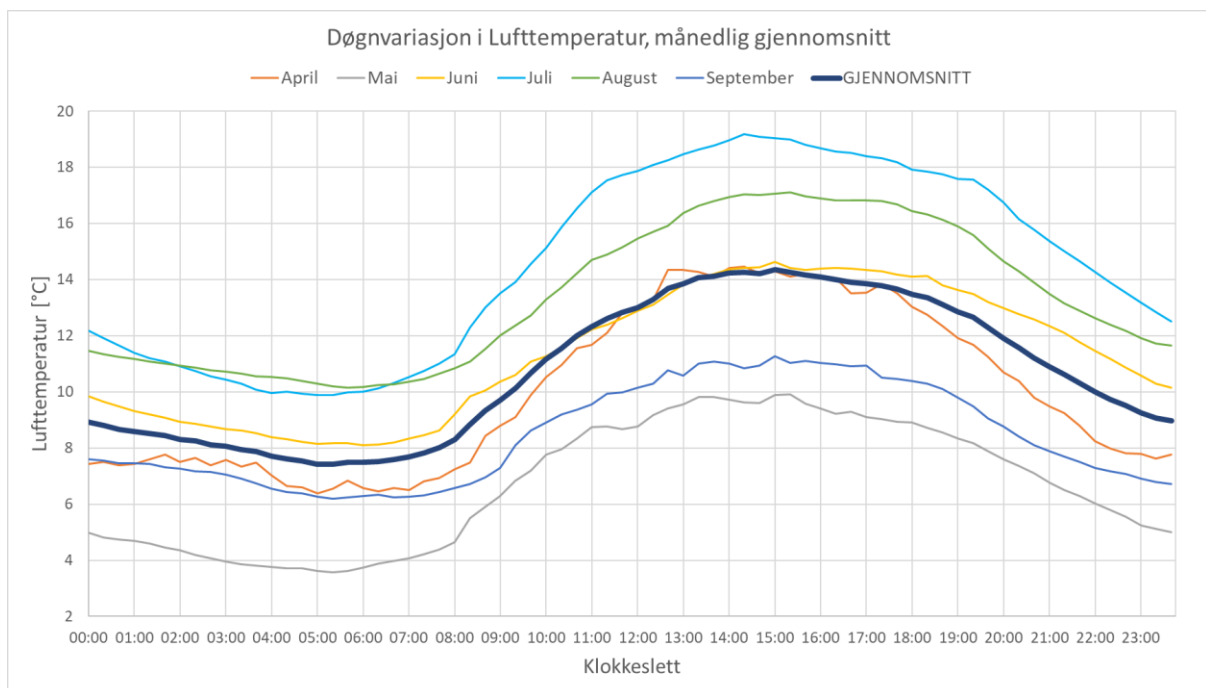
Figur 21 - Estimert vannføring i perioden 25.04.19-12.09.19. Basert på data Logg 1 og Logg 2.

#### 4.6.2 Døgnvariasjoner

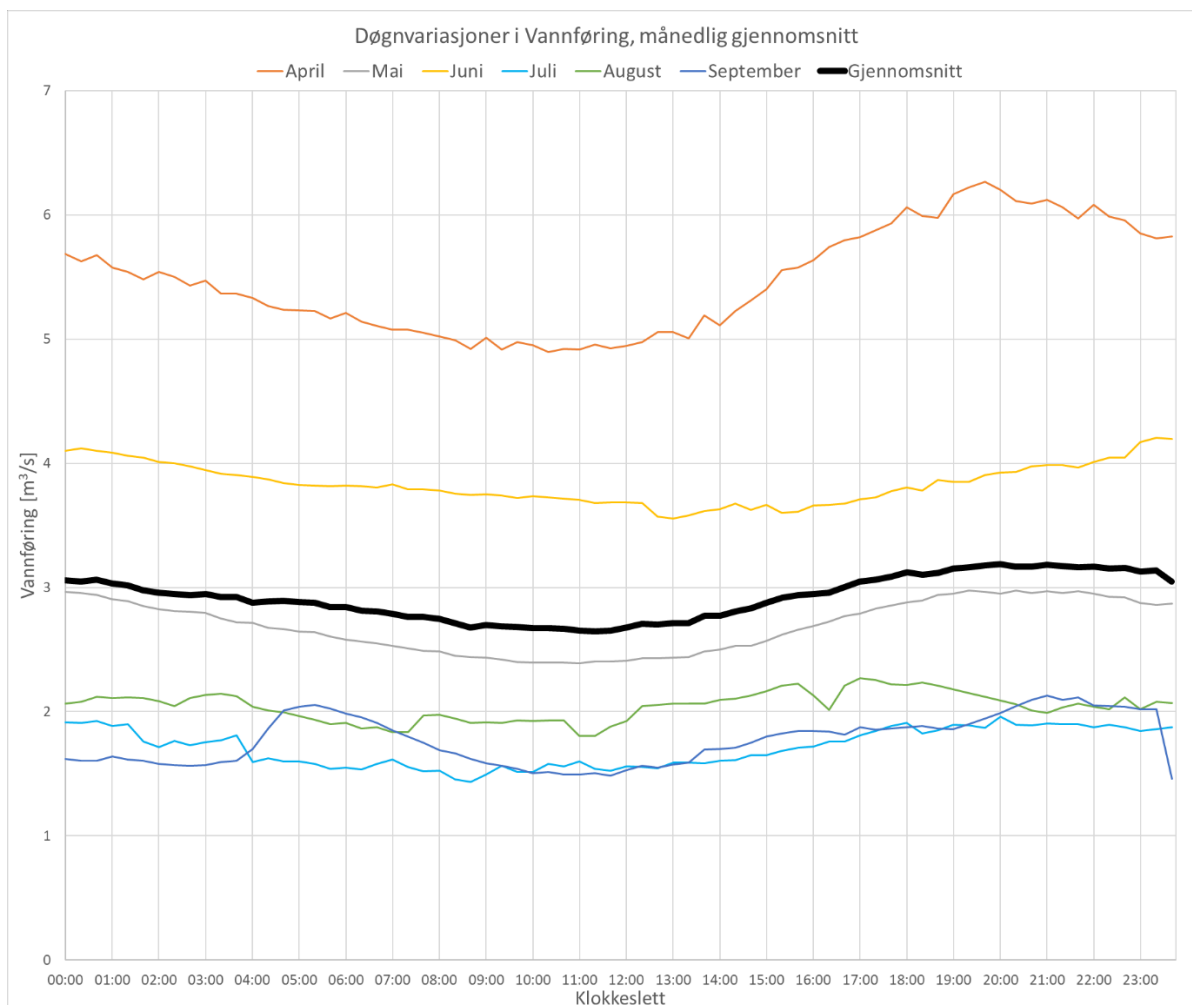
I dette avsnittet presenteres døgnvariasjonene som er synlige som mindre svingninger som inngår i de større sesongbaserte svingningene. Disse er synlige på alle figurer som viser sesongvariasjonene i vannføring og er omtalt i avsnitt 4.6.1. I dette avsnittet er

lufttemperaturen og vannføringen som beskrives et gjennomsnitt av døgnvariasjoner per måned.

Figur 22 viser at de laveste lufttemperaturene nås tidlig på morgenen, mellom klokken 05:20 og 07:20. De høyeste lufttemperaturene nås på ettermiddagen, mellom klokken 14:20 og 15:20. Lavest og høyest vannføring (Figur 23) nås henholdsvis alltid noen timer etter lavest og høyest lufttemperatur, men tidsforskjellen varierer en del. Den laveste vannføringen nås mellom klokken 08:40 og 13:00. Dette gir en responstid mellom lavest lufttemperatur og lavest vannføring som varierer mellom 3 timer og 20 minutter til 6 timer og 40 minutter. Den høyeste vannføringen nås mellom klokken 17:00 og 23:20. Responstiden mellom høyest lufttemperatur og høyest vannføring varierer mellom 1 time og 40 minutter og 8 timer og 20 minutter. I gjennomsnitt for hele måleperioden nås lavest gjennomsnittlig lufttemperatur per måned klokken 05:20 og lavest vannføring klokken 11:40. Det gir en responstid på 6 timer og 20 minutter. Høyest lufttemperatur nås klokken 15:00 og høyest vannføring nås klokken 20:00. Det gir en responstid på 5 timer.



Figur 22 - Døgnvariasjoner der hver linje representerer den estimerte månedlige gjennomsnittslufttemperaturen gjennom et døgn. Og den tykke, svarte linjen representerer det estimerte gjennomsnittet for døgnvariasjonen i lufttemperaturen i perioden 25.04.19-12.09.19. På grunn av måleperiodens inndeling er gjennomsnittet for april kun basert på dagene 25.04.19-30.04.19 og gjennomsnittet for september er kun basert på dagene 01.09.19-12.09.19.



Figur 23 - Døgnvariasjoner der hver linje representerer den estimerte månedlige gjennomsnittsvannføringen gjennom et døgn. Og den tykke linjen representerer det estimerte gjennomsnittet for døgnvariasjonen i vannføringen i perioden 25.04.19-12.09.19. På grunn av måleperiodens inndeling er gjennomsnittet for april kun basert på dagene 25.04.19-30.04.19 og gjennomsnittet for september er kun basert på dagene 01.09.19-12.09.19.

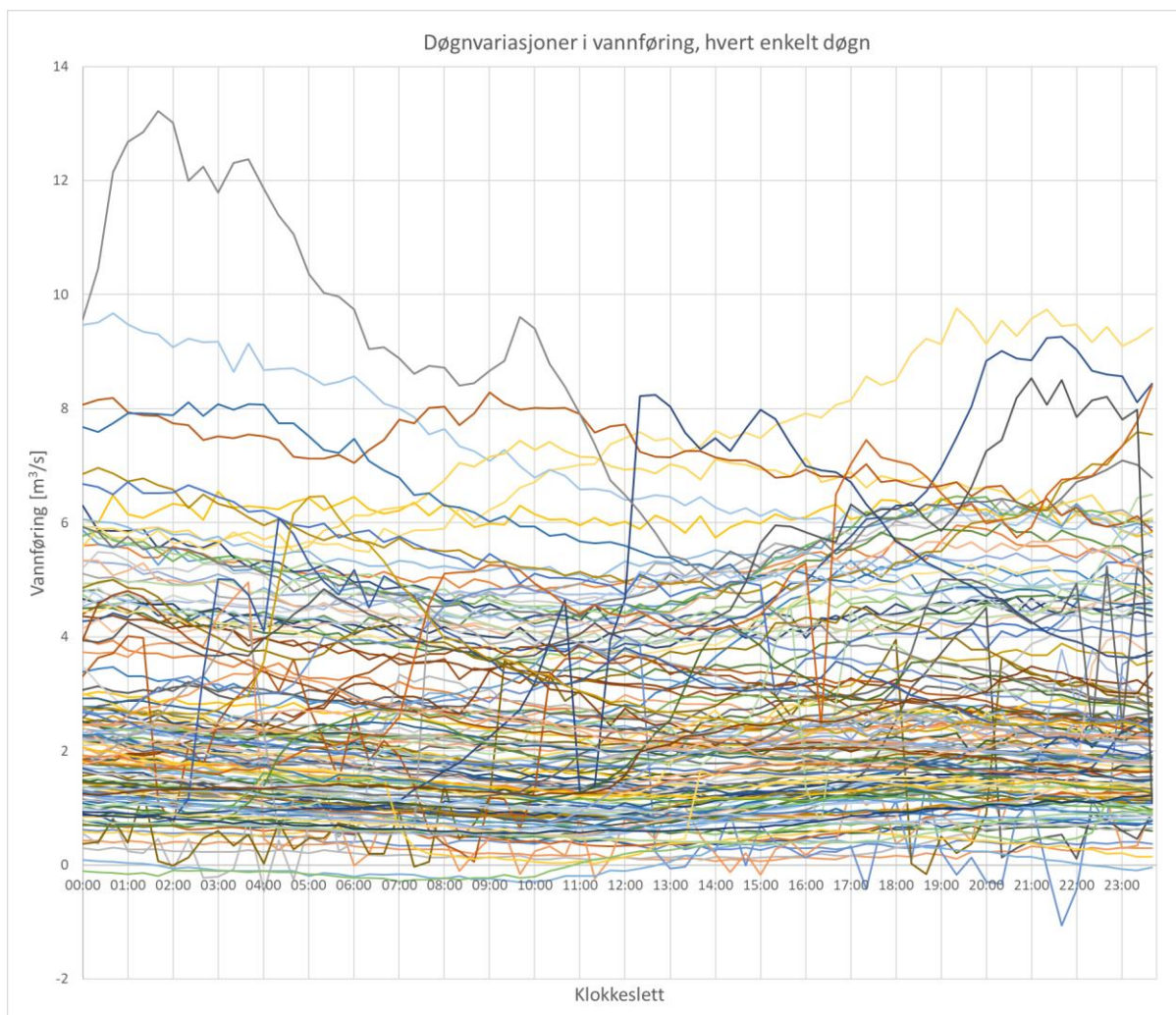
Elvens responstid på lufttemperaturen varierer mer i tiden det tar fra høyest lufttemperatur er nådd til høyest vannføring er nådd, enn tiden det tar fra lavest lufttemperatur er nådd til lavest vannføring er nådd. Responstiden fra lavest lufttemperatur til lavest vannføring har på det meste ett avvik på 3 timer og 20 minutter, mens responstiden fra høyest lufttemperatur til høyest vannføring på det meste har et avvik på 6 timer og 40 minutt. Dette skyldes den unormalt lange responstiden i juni på 8 timer og 20 minutt og den uvanlig korte responstiden i august på 1 time og 40 minutt. I juni nås maksimalvannføring i gjennomsnitt ikke før klokken 23:20 og i august nås den allerede klokken 17:00. Vanligvis blir den nådd mellom klokken 19:40 og 21:00.

April er måneden med høyest vannføring, mens lufttemperaturen er ganske lik snittverdien for hele måleperioden. I gjennomsnitt har mai den laveste lufttemperaturen gjennom døgnet og vannføringen er betydelig lavere enn i april. I juni øker både lufttemperaturen og

vannføringen igjen. Lufttemperaturen fortsetter å øke i juli. Juli er den varmeste måneden mens vannføringen er veldig lav. Lufttemperaturen i august er lavere enn i juli, men vannføringen er litt høyere. Lufttemperaturen blir betydelig lavere i september og ligger mellom lufttemperaturene i april og mai, og vannføringen er litt lavere enn i august.

I månedene april og mai er sammenhengen mellom døgnvariasjonen i lufttemperatur og vannføring mye større enn i resten av måleperioden. I disse månedene øker og minker døgnvariasjonen i vannføring når døgnvariasjonen i lufttemperatur øker og minker (naturligvis med noen timer forsinkelse). I tillegg til at grafene er jevne. I resten av måleperioden er ikke denne sammenhengen så tydelig. I juni er svingningene i døgnvariasjonen i vannføringen relativt tydelige, men de skiller seg ut fra grafene i april og mai ved at den maksimale og minimale vannføringen blir nådd relativt seint på døgnet. Grafene til juli, august og september er i forhold til de andre grafene mer ujevne, men i juli er sammenhengen mellom døgnvariasjonen i lufttemperatur og vannføring relativt god. I august og september derimot følger vannføringen til noen tidspunkter ikke det typiske mønsteret i døgnvariasjonene forårsaket av snø- og bresmelting. Gjennomsnittet for døgnvariasjonene i vannføring for hele måleperioden viser en variasjon som er slik den forventes av en elv påvirket primært av snø- og bresmelting.

Figur 24 viser at de enkelte døgnvariasjonene gjennom måleperioden kan være svært forskjellige. Flesteparten av døgnvariasjonene viser relativt lite døgnlig variasjon i vannføringen, samtidig er vannføringen relativt lav. Derimot varierer vannføringen svært mye noen døgn. Andre døgn er vannføringen relativt høy hele døgnet, med lite variasjon.



Figur 24 - Døgnvariasjon i estimer vannføring. Hver linje representerer et enkelt døgn fra perioden 25.04.19-12.09.19.

En oversikt over når lufttemperatur og vannføring er på sitt laveste og høyeste i løpet av døgnet er vist i Tabell 8, i tillegg til tidsforskjellen mellom disse (responstid) og differansen mellom laveste og høyeste vannføring og det samme for lufttemperatur. April er måneden med kraftigst svingninger i vannføring, det vises ved at differansen mellom lavest og høyest vannføring er størst her (1,37 m<sup>3</sup>/s), det er også den måneden som generelt sett har høyest vannføring. Minst variasjon er det i august, da er det bare 0,46 m<sup>3</sup>/s i forskjell.



Tabell 8 - Oppsummering av gjennomsnittlige minimum- og maksimumsverdier for lufttemperatur og vannføring i døgnvariasjonen i månedene april, mai, juni, juli, august, september og gjennom hele måleperioden. Samt klokkeslettet disse inntreffer og responstiden mellom minimumsverdi for lufttemperatur og vannføring, og maksimumsverdi for lufttemperatur og vannføring. I tillegg vises differansen mellom minimums- og maksimumslufttemperaturen og minimums- og maksimumsvannstanden. På grunn av måleperiodens inndeling er gjennomsnittet for april kun basert på dagene fra 25.04.19-30.04.19 og gjennomsnittet for september er kun basert på dagene fra 01.09.19-12.09.19.

	<b>Klokkeslett</b>	<b>Min.</b>	<b>Klokkeslett</b>	<b>Maks.</b>	<b>Differanse</b>
	<b>Min.</b>		<b>Maks.</b>		<b>Min./Maks.</b>
<b>April</b>					
Lufttemperatur	06:20	6,4 °C	14:20	14,5 °C	8,1 °C
Vannføring	10:20	4,89 m <sup>3</sup> /s	19:40	6,27 m <sup>3</sup> /s	1,37 m <sup>3</sup> /s
Responstid	4t		5t 20min		
<b>Mai</b>					
Lufttemperatur	05:40	3,6 °C	15:20	9,9 °C	6,3 °C
Vannføring	11:00	2,39 m <sup>3</sup> /s	20:20	2,98 m <sup>3</sup> /s	0,59 m <sup>3</sup> /s
Responstid	4t 20min		5t		
<b>Juni</b>					
Lufttemperatur	06:20	8,1 °C	15:00	14,6 °C	6,5 °C
Vannføring	13:00	3,55	23:20	4,21 m <sup>3</sup> /s	0,65 m <sup>3</sup> /s
Responstid	6t 40min		8t 20 min		
<b>Juli</b>					
Lufttemperatur	05:20	9,9 °C	14:20	19,2 °C	9,3 °C
Vannføring	08:40	1,44 m <sup>3</sup> /s	20:00	1,92 m <sup>3</sup> /s	0,52 m <sup>3</sup> /s
Responstid	3t 20min		5t 40min		
<b>August</b>					
Lufttemperatur	05:40	10,1 °C	15:20	17,1 °C	7,0 °C
Vannføring	11:20	1,81 m <sup>3</sup> /s	17:00	2,27 m <sup>3</sup> /s	0,46 m <sup>3</sup> /s
Responstid	5t 20min		1t 40min		
<b>September</b>					
Lufttemperatur	07:20	6,3 °C	15:00	11,3 °C	5,0 °C
Vannføring	11:40	1,48 m <sup>3</sup> /s	21:00	2,13 m <sup>3</sup> /s	0,65 m <sup>3</sup> /s
Responstid	4t 20min		6t		
<b>GJENNOMSNIITT</b>					
Lufttemperatur	05:20	7,4 °C	15:00	14,4 °C	6,9 °C
Vannføring	11:40	2,65 m <sup>3</sup> /s	20:00	3,19 m <sup>3</sup> /s	0,53 m <sup>3</sup> /s
Responstid	6t 20min		5t		

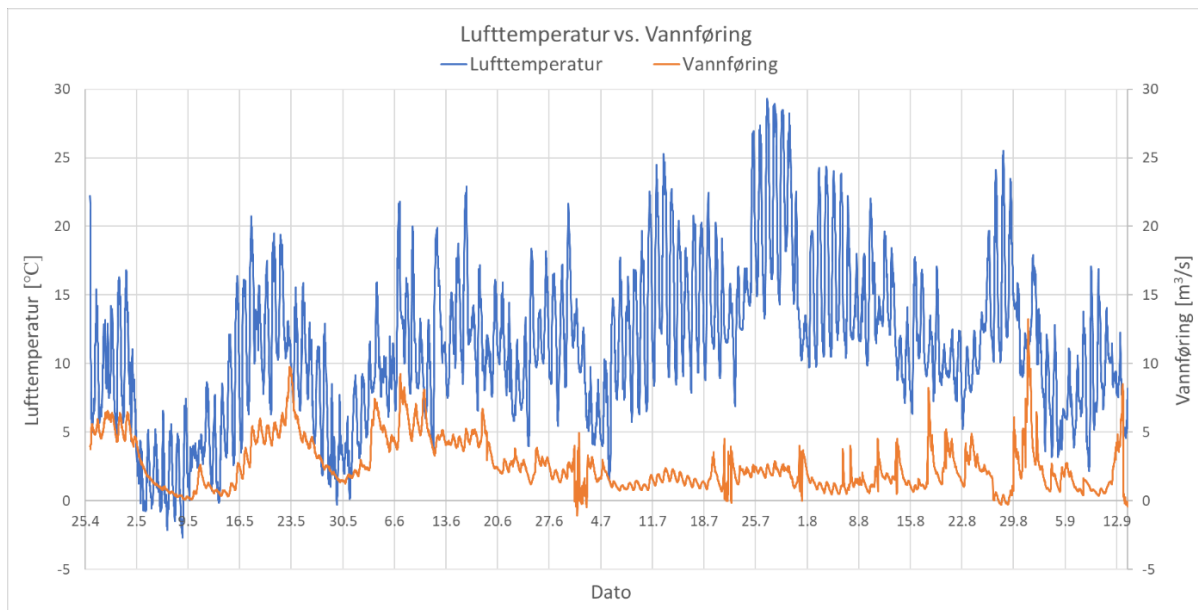
## 5 Diskusjon

### 5.1 Snøsmelting

Frudalsbreen ligger omtrent 400 meter høyere enn Skjerdinganebreen. Noe som kan bety at snødekket her er noe tykkere enn på Skjerdinganebreen. Ved utregningene er det antatt at hele snødekket smelter. Som tidligere nevnt i avsnitt 4.1.1 er det observert at hele snødekket på Skjerdinganebreen har smeltet ved flere anledninger. Derfor vil antagelsen stemme for Skjerdinganebreen. For Frudalsbreen derimot, er det ikke sikkert at hele snødekket smelter i løpet av ablasjonssesongen da Frudalsbreen ligger topografisk sett høyere.

Densiteten har et stort spenn der  $50 \text{ kg/m}^3$  er mer kompatibel med nysnø, mens opp mot høyere densiteter er det forventet å finne snø som har ligget litt lengre og gjennomgått mer metamorfose. Når snøsmelting har begynt, og det er innhold av fritt vann i snøen, er en densitet mellom  $300\text{-}600 \text{ kg/m}^3$  sannsynlig (Wold, 1992). Derfor er det rimelig å anta at verdiene opp mot maksimumdensitet er mer korrekte enn verdier nært minimum.

Ved høyder på rundt 1200 moh. kan snøen ligge helt til slutten av juni (Wold, 1992). Vannføringen i Frudalselvi sammenliknet med lufttemperaturen i Frudalen (Figur 25) viser at de to parameterne korrelerer i perioden fra sen april til tidlig juni, dette tyder på at snøsmelting er en viktig faktor for påvirkning av vannføringen. Ved høye lufttemperaturer vil det være mer snøsmelting, som igjen fører til høyere vannføring. Dette tyder på at all snøen har smeltet innen 11. juni, fordi lufttemperaturen deretter ikke er en like viktig faktor for vannføringen. Dette vil bli nærmere diskutert i 5.3.1.



Figur 25 - Lufttemperatur målt med barologgeren nær posisjonen der de hydrologiske målingene ble foretatt er plottet mot estimert vannføring i Frudalselvi for måleperioden 25.04.2019-12.09.2019. Både lufttemperatur og vannføring er målt med tjue minutters mellomrom.

Det skal i tillegg nevnes at det ikke er tatt høyde for det sesongbaserte snødekket utenom breene. I realiteten vil det derfor være mye mer snøsmeltevann som tilføres elven, dersom estimeringene er korrekte.

Verdiene for regn og snøsmelting hentet fra NEVINA ligger innenfor de estimerte verdiene for snøsmelting i denne studien. Fra NEVINA er det både regnet med regn og snøsmelting over hele nedbørfeltet, mens de estimerte verdiene bare gjelder for snødekket over breene. Det er derfor sannsynlig at den estimerte verdien vil være lengre mot det nedre sjiktet. Selv om det over er nevnt at det er rimelig å anta at verdier for maksimumsdensitet er mer korrekte, trenger ikke dette å være en motsigelse. Her kan det være andre faktorer som har spilt inn og gitt høye verdier. For eksempel at det regnes med et tykkere snødekke enn det egentlig er, samtidig som det er antatt at hele snødekket har smeltet. Dette trenger dermed ikke å være en riktig antagelse, selv om Skjerdinganebreen til tider har vært observert snøfri.

## 5.2 Q-h-relasjon

Q-h-relasjonene avviker fra normalen ved særlig lave og høye vannføringsverdier. Dette er på grunn av at Q-h-relasjonene er lineære og ikke polynome, tidligere forklart i avsnitt 3.6.3. I stedet for at vannstanden går mot 0 når vannføringen går mot 0 slik den gjør når Q-h-relasjonen er polynom, går vannstanden for relasjonen til Frudalselvi mot 0,19 meter (Logg 1)

og mot 0,20 meter (Logg 2) når vannføringen går mot 0. Dette vises ved å se på konstantleddet (det siste leddet) for likningene til Q-h-relasjonene. Feilen ved denne Q-h-relasjonen er at Frudalselvi i virkeligheten også fører vann ved lavere vannstander. Vannføringen blir da negativ. Videre medfører dette problemer i estimeringen av vannføringen. Ved høye verdier for vannføringen vil den lineære Q-h-relasjonen også vise en høyere vannstand enn det den polynome linjen vil gjøre.

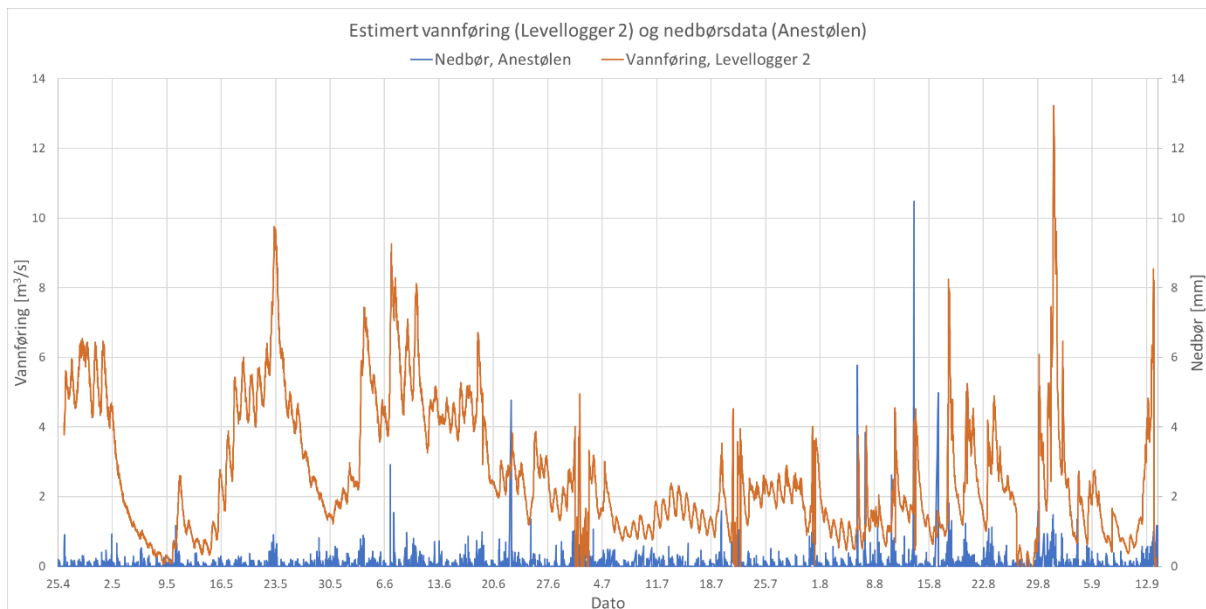
Q-h-relasjonen underestimerer vannføringen i stor grad ved høy vannstand og særlig ved flom. Når elven går over sine bredder øker bredden til elveløpet betydelig og vannføringen øker med en høyere rate ved økt vannstand, enn når vannet føres innenfor elveløpet. Q-h-relasjonens kurve burde heller flate mer ut under slike omstendigheter, men Q-h-relasjonen til Frudalselvi fortsetter lineært. En polynom trendlinje vil være en bedre tilpasning, selv om den heller ikke vil være korrekt ved flom.

### **5.3 Estimert vannføring**

#### **5.3.1 Sesongvariasjoner**

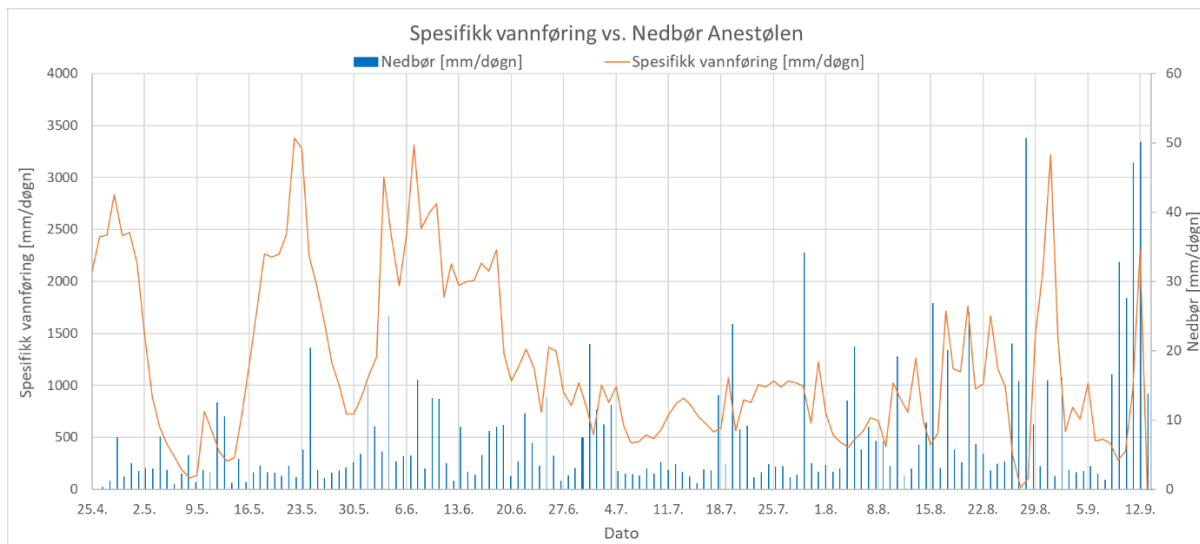
I avsnitt 4.6.1 ble det nevnt at vannføringen i perioden 25.april til 11.juni hadde større variasjoner og at den ofte var større enn i sommermånedene etterpå. Figur 25 viser en sammenheng mellom lufttemperaturen og vannføringen i den nevnte perioden. Vannføringen i Frudalselvi øker og minker med henholdsvis høye og lave lufttemperaturer. Sammenhengen kan forklares ved snøsmelting. I månedene april, mai og juni ligger det fortsatt snø i nedbørfeltet til Frudalselvi og vannføringen i elven påvirkes mye av snøsmeltingen. For lufttemperaturer over 0°C vil snøsmeltingen øke ved høyere lufttemperaturer og dermed øker også vannføringen. På samme måte vil vannføringen minke når snøsmeltingen minker ved lavere lufttemperaturer. Ved lufttemperaturer under 0°C vil snøen naturligvis ikke smelte. 9. mai er vannføringen nær 0 som følge av lave lufttemperaturer på dagtid og netter med negative lufttemperaturer. Etter at snøsmeltesesongen er over faller den delen av vannføringen som skyldes snøsmeltingen bort og vannføringen blir naturligvis mindre. På grunn av vannføring fra bresmelting kan i noen perioder en mindre tydelig sammenheng mellom lufttemperaturen og vannføringen gjenkjennes, nemlig fra 5. til 20. juli og 25. til 29 juli.

Ved å sette opp vannføringen til Frudalselvi mot nedbøren på Anestølen (målt hvert tiende minutt) i samme diagram (Figur 26), kommer det fram at nedbøren og vannføringen har lite sammenheng. I midten av august observeres det at vannføringen når et høydepunkt kort tid etter en nedbørtopp og økt verdi i nedbør. I tillegg er det perioder juli med lite nedbør der vannføringen også er lav.



Figur 26 - Nedbør fra klimastasjon Anestølen målt hvert tiende minutt plottet mot vannføring i Frudalselvi målt hvert tjuende minutt for måleperioden 25.04.2019-12.09.2019. Vannføringen stammer fra data til Logg 2.

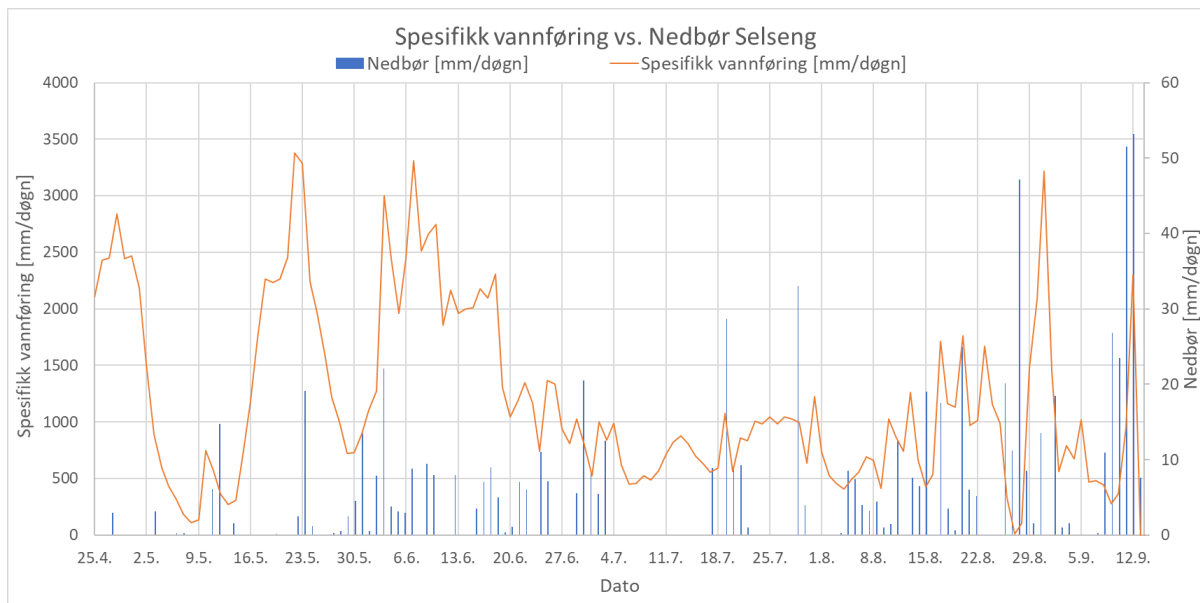
Figur 26 og Figur 27 viser begge vannføringen i Frudalselvi plottet mot nedbørdata fra klimastasjonen på Anestølen, men en vesentlig forskjell er at i Figur 27 er nedbør per døgn brukt i stedet for nedbør målt hvert tiende minutt (Figur 26). Når nedbørdata visualiseres for hvert tiende minutt i diagrammet er verdiene mange og små, og det blir vanskelig å oppfatte alle nedbørverdiene. Dette gir inntrykk av at det har kommet mindre nedbør enn det i virkeligheten har. Fordelen med å bruke akkumulert nedbør per døgn er at diagrammet da inneholder færre og større verdier. Dette gir en bedre visualisering av nedbøren i forhold til vannføringen, særlig i måleperiodens siste del fra 12. August til måleperiodens slutt. Et godt eksempel er den 31. august der vannføringen er svært høy. Figur 26 gir inntrykk av at det har kommet svært lite nedbør, og vannføringen kan ikke riktig forklares ut ifra nedbøren vist i figuren. I Figur 27 derimot hvor alt nedbør den 31. August er regnet sammen, vises sammenhengen mellom vannføring og nedbør svært godt. En annen forskjell som bidrar til den bedre visualiseringen er at den spesifikke vannføringen er brukt i Figur 27 slik at vannføringen og nedbøren får samme benevnelse.



Figur 27 - Nedbør fra klimastasjonen Anestølen regnet om til nedbør per døgn er plottet mot Spesifikk vannføring i Frudalselvi per døgn for måleperioden 25.04.2019-12.09.2019. Vannføringen stammer fra data til Logg 2.

Sammenliknes nedbøren per døgn på klimastasjonen Selseng med den spesifikke vannføringen per døgn i Frudalselvi (Figur 28), kan mye av vannføringen forklares av nedbør. Nedbørsmønsteret på Selseng og Anestølen har mange likheter, særlig i den siste delen av måleperioden fra og med 12. August, der nedbørtoppene passer godt overens. Sammenhengen i spesifikk vannføring og nedbør for både Anestølen og Selseng er best synlig etter at vannføringen fra snøsmeltingen faller bort 11. juni siden vannføringen i Frudalselvi blir lavere.

I løpet av juli er vannføringen i Frudalselvi til tider høyere enn hva nedbøren alene kan stå for. Dette passer godt med observasjonen gjort tidligere om at variasjonen i vannføring i starten av måleperioden passer godt sammen med variasjonen i lufttemperatur, og at elven stort sett fører smeltevann fra isbre.



Figur 28 - Nedbør fra klimastasjonen Selseng målt per døgn er plottet mot Spesifikk vannføring i Frudalselvi per døgn for måleperioden 25.04.2019-12.09.2019. Vannføringen stammer fra data til Logg 2.

Den første delen av måleperioden fra 25. april til 11. juni nevnt i avsnitt 4.6.1 var vannføringen preget mye av snøsmelting. Dette er også synlig i Figur 27 og 28 siden vannføringen stort sett er mye høyere enn forventet når kun nedbørens påvirkning på vannføringen tas i betraktning.

Figur 27 og 28 vil til en viss grad vise forskjellige verdier som kan skyldes lokale nedbørforskjeller mellom Anestølen og Selseng. Noen vesentlige forskjeller er at nedbørtoppene har litt forskjellige verdier, i tillegg viser Anestølen nedbør jevnt over måleperioden, mens Selseng har flere perioder uten nedbør. Disse verdiene avviker sannsynligvis også fra nedbøren som falt i nedbørfeltet til Frudalselvi.

En del av målet ved å undersøke vannføringen i Frudalselvi var å finne tegn til dreneringer i form av jökuhllaup. Ifølge lokalbefolkningen kan det til tider skje raske og plutselige endringer i vannføringen i Frudalselvi der den øker kraftig og avtar i løpet av noen timer eller døgn, uten at det har vært noe betydelig nedbør i forkant. Det sies også at vannmengdene skal komme fra Frudalen. En logisk forklaring på de raske forandringene i vannføringen vil derfor være jökuhllaup med tanke på Frudalsbreen. Ingen av resultatene i denne studien har vist tegn til jökuhllaup, fordi vannføringen gjennom hele måleperioden kan forklares som et resultat av nedbør, snøsmelting eller bresmelting.

Et såkalt jökulhlaup er et fenomen der bredemte innsjøer eller vannmasser raskt drenerer. Vannet kan enten være demt opp av is-, sediment- eller fjellbarrierer og dette kan skje subglasialt (under breen), supraglasialt (oppe på breen), englasialt (inni breen) eller proglasialt (foran breen) (Benn & Evans, 2010). Jökulhlaup i forbindelse med Frudalsbreen kommer antagelig fra vannmasser som er demt englasialt eller subglasialt, siden det ifølge bilder fra NVE Atlas ikke finnes innsjøer på eller rundt breen. Vannmasser demt englasialt er nok så små og samles opp i blokkerte ganger eller mouliner. Ansamlingen av vann subglasialt er mulig når breen er temperert. Vannet samles i et område med lavt hydraulisk potensiale omringet av høyere potensiale (Benn & Evans, 2010). I Norge er breene tempererte (Liestøl, Hagen & Nesje, 2018), dermed også Frudalsbreen.

Den estimerte vannføringen fra vannstanden målt av Logg 2 inneholder negative verdier. Når vannføringen får negative verdier vil det praktisk sett bety at vannet i elven strømmer oppstrøms og vannhastigheten er negativ. Men vannføringen i Frudalselvi er beregnet med bare positive vannhastigheter. Av den grunn skyldes de negative verdiene for vannføringen den lineære Q-h-relasjonen. Dette vises på funksjonen som ble brukt til utregning av vannføringen når vannføringen (Q) er 0:

Logg 2:

$$Q = 16,123h - 3,2383$$

$$0 = 16,123h - 3,2383$$

$$h = \frac{3,2383}{16,123} \approx 0,2$$

Det vil si at vannstanden ifølge funksjonen for vannføringen regnet ut med verdier fra Logg 2 er 0,20 meter når vannføringen er 0. Bli vannstanden i Frudalselvi lavere enn denne verdien, blir den estimerte vannføringen negativ. I tilfellene der negative verdier for vannføringen inntreffer, har dette skjedd. Hvis Logg 1 i den samme perioden hadde hatt gyldige verdier ville et lignende problem oppstå. Forskjellen er at vannføringen er 0 når vannstanden er 0,19 meter, og ikke 0,20 meter.

Logg 1:

$$Q = 15,271h - 2,8854$$

$$0 = 15,271h - 2,8854$$



$$h = \frac{2,8854}{15,271} \approx 0,19$$

### 5.3.2 Døgnvariasjoner

Vannføringen i elver som Frudalselvi påvirkes av flere faktorer. I fokus i denne studien står nedbør, snø- og bresmelting, men uansett er det viktig å nevne at elvene også får tilførsel av grunnvann. Disse faktorene påvirker naturligvis både elvens sesong- og døgnvariasjoner. Vannføring som resultat av snø- og bresmelting følger et mønster mens vannføringen som resultat av nedbør er mer tilfeldig i likhet med nedbørsmønstret (Benn & Evans, 2010).

Døgnvariasjonene i vannføringen forårsaket av snø- og bresmelting påvirkes av døgnlige lufttemperatursvingninger (Benn & Evans, 2010). Bresmeltingen som styres av breens smeltebalanse påvirkes i virkeligheten av mer komplekse faktorer som omfatter ekstern påvirkning på breen og interne prosesser som forgår i breen som bestemmer den totale energien tilgjengelig for smelting av breen (Benn & Evans, 2010). Men for å kunne ta disse faktorene med i betraktning er det behov for detaljert meteorologisk data. Faktorene som påvirker smeltebalansen mest er kortbølget og langbølget stråling som stort sett er avhengig av lufttemperaturen (Benn & Evans, 2010). Siden hensikten i dette avsnittet ikke er å regne ut bresmeltingen, men bare forklare døgnvariasjonene i vannføringen i Frudalselvi. Forklares bresmeltingen, for å gjøre det simpelt, som resultat av luftens temperatursvingninger. Fra breen når sin maksimale smeltrate tar det noen timer før elven når sin maksimale vannføring. Responstiden avhenger av avstanden vannet må tilbakelegge og effektiviteten til breens dreneringssystem. I løpet av smeltesesongen kommer variasjonen i vannføringen i tillegg til en minimumvannføring. Dette er en kontinuerlig vannføring som alltid vil være til stede under smeltesesongen, og kan stamme fra blant annet subglasialt smeltevann, smeltevann fra snø, firn og grunnvann. Minimumsvannføringen vil holde seg relativt konstant, men den kan variere over et lengre tidsperspektiv (Benn & Evans, 2010).

Døgnvariasjonene i vannføringen i Frudalselvi påvirkes altså av tre komponenter som varierer over et døgn og gjennom måleperioden, nemlig nedbør, snø- og bresmelting. I tillegg til en relativt konstant grunnvannføring. Døgnvariasjonene i vannføring vil gjennom måleperioden forandres som følge av at mengden vann tilført Frudalselvi fra de forskjellige komponentene forandres. Snø- og bresmelting avhenger i hovedsak av lufttemperaturen. Dermed kan deler

av døgnvariasjonene i vannføring i Frudalselvi forklares ved hjelp av døgnvariasjoner i lufttemperaturen og hvordan disse forandres gjennom måleperioden.

Vannføringen som stammer fra bresmelting er relativt konstant, og alltid til stede gjennom måleperioden. I månedene april, mai og juni er vannføringen betydelig høyere enn i de andre månedene. I april og mai er mønsteret i vannføringens døgnvariasjoner der høyest og lavest vannføring henholdsvis kommer noen timer etter høyest og lavest lufttemperatur tydeligst. I juni derimot nås den døgnlige maksimale vannføringen på et uvanlig sent tidspunkt, den døgnlige minimale vannføringen nås også senere enn normalt. Det tyder på at nedbør forårsaker dette, og blir nærmere diskutert senere. Ellers passer alt godt med at snøsmelting i disse månedene står for mye av vannføringen og det gjenspeiler seg i sammenlikningen av lufttemperaturen og vannføringen i avsnitt 4.6.2. I begynnelsen av april er vannføringen svært høy, mens lufttemperaturen er blant månedene med det laveste gjennomsnittet. Den høye vannføringen kan forklares med at mesteparten av snøen akkumulert i nedbørfeltet til Frudalselvi over vinteren fortsatt ligger der. Når lufttemperaturen i april for første gang etter vinteren begynner å øke kraftig, smelter snøen kraftig. Mye snøsmelting vil forsterke døgnvariasjonen i vannføring. Dette passer bra med at april er måneden med størst døgnvariasjon i vannføring gjennom måleperioden. I mai minker den gjennomsnittlige lufttemperaturen og vannføringen over døgnet. Her er det en sammenheng som direkte kan forklares med lufttemperaturforskjellen. I juni øker lufttemperaturen igjen og overstiger så vidt lufttemperaturen i april, men vannføringen i juni er betydelig lavere enn i april. Et viktig punkt som bestemmer snøsmeltingen bortsett fra lufttemperaturen er hvor mye snø som er tilgjengelig for smelting. Naturligvis vil mest snø være tilgjengelig i begynnelsen av smeltesesongen, altså i april. Ettersom snøen smelter, minker den totale snømengden. At vannføringen minker fra april til mai skyldes av både lavere lufttemperatur og at den totale mengden snø har minket. Når lufttemperaturen igjen øker i juni øker snøsmeltingen, men vannføringen blir ikke så høy som i april fordi den totale snømengden tilgjengelig for smelting er mye mindre. I tillegg faller vannføringen fra snøsmelting i 2019 bort 11. juni.

Bresmeltingens utvikling gjennom måleperioden vil ikke være lik snøsmeltingen.

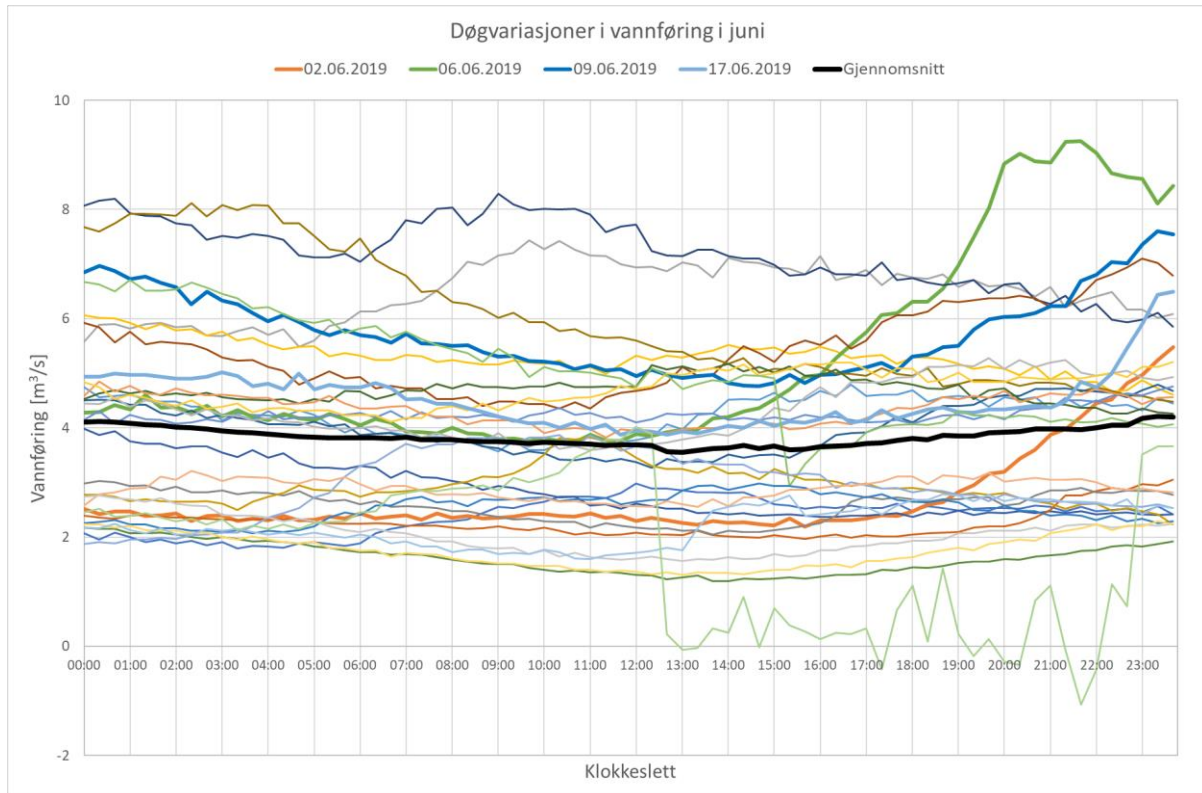
Bresmeltingen vil fra april til mai minke fordi lufttemperaturen minker, men den vil øke fra mai til juni og være på sitt høyeste i juli siden lufttemperaturen da er høyest. Bresmeltingen avtar så med lufttemperaturen gjennom august og september. Men disse forandringene vil

ikke være særlig store siden en så liten del av vannføringen kommer fra isbre til å begynne med.

I løpet av måleperioden har det blitt registrert mye nedbør fordelt på de forskjellige månedene. Døgnvariasjonene i vannføring i Frudalselvi blir noen måneder mer påvirket av nedbør enn andre. Månedene som i en betydelig grad blir preget av nedbør og som viser tegn til dette i døgnvariasjonene er juni, juli, august og september. I juni er vannføringen fortsatt påvirket av snøsmelting, men det antas at all snøen er smeltet innen 11. juni, i hvert fall snøen som ikke ligger på en av breene. Vannføringen påvirkes i juli, august og september ikke lengre av snøsmelting, og hvis, kun i ubetydelig liten grad. Vannføringen i disse månedene er mye lavere enn tidligere i måleperioden og den påvirkes hovedsakelig av bresmelting og nedbør. Som vist i sesongvariasjonene påvirkes store deler av vannføringen i juli av bresmelting. Den gjennomsnittlige døgnvariasjonen for vannføringen i juli er ganske ujevn fordi vannføringen noen dager er påvirket av nedbør, men den laveste og høyeste vannføringen nås på tidspunkt som passer godt med lufttemperaturens døgnvariasjoner og bresmeltingen forbundet med dette. Den lave vannføringen vil gjøre påvirkning av nedbør mer synlig, og dette innebærer at vannføringens døgnvariasjon ikke lenger følger et klart mønster som passer med døgnvariasjonene i lufttemperatur, slik den ville gjort om den stort sett var påvirket av snø- og bresmelting. I tillegg er ikke svingningene som går fra lav til høy vannføring så tydelige.

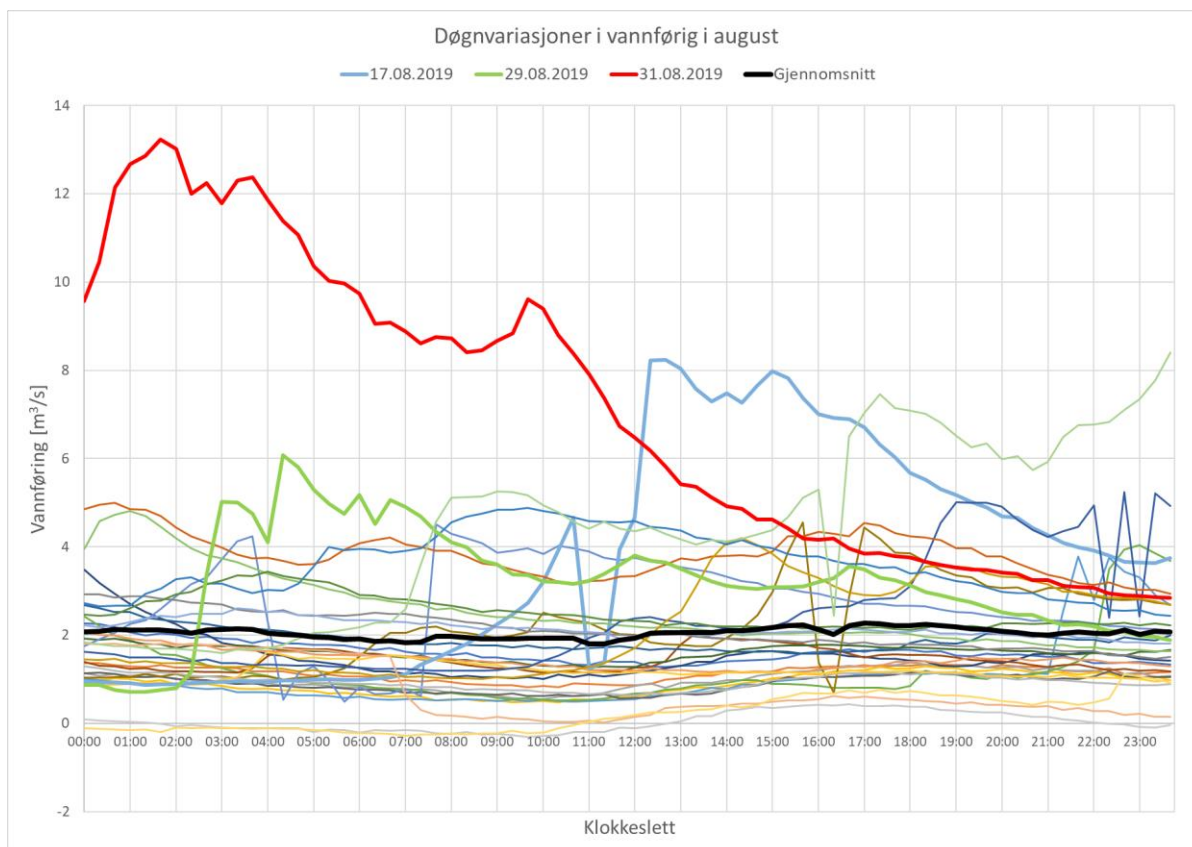
Fra resultatene til vannføringens døgnvariasjoner i Frudalselvi finnes det flere eksempler der vannføringen ikke kan forklares ved hjelp av lufttemperaturens døgnvariasjoner, men av nedbør. I juni er vannføringens responstid på den høyeste døgnlige lufttemperaturen veldig lang sammenliknet med de andre månedene. I realiteten er ikke dette tilfellet, det er kun nedbøren som gir elven en større vannføring på et senere tidspunkt som overdøyer vannføringen fra snø- og bresmelting. Inkludert er et diagram som viser døgnvariasjonene i vannføring for hvert døgn i juni (Figur 29). Vannføringen i juni er i gjennomsnitt på sitt høyeste klokken 23:20. Vannføringen er som følge av dette høy på slutten og på begynnelsen av døgnet. Igjen har dette en innvirkning på at den laveste vannføringen i døgnet ikke blir nådd før klokken 13:00. Denne tendensen er synlig også på døgnvariasjonene til de enkelte døgn i juni, noen døgn mer tydelig enn andre. Det er tydeligst 2., 6., 9. og 17. juni. Ved nærmere analyse av nedbørdata målt med et intervall på 10 minutter fra Anestølen, kan vannføringstoppene disse dagene knyttes til nedbør. Siden det nemlig er registrert nedbør fra

2. juni klokken 15:20 til 3. juni klokken 01:40 (16,6 mm), fra 6. juni klokken 17:30 til 18:50 (6,6 mm), fra 9. juni klokken 16:00 til 10. juni klokken 01:20 (9,9 mm) og fra 17. juni klokken 19:20 til 22:00 (5,0 mm).



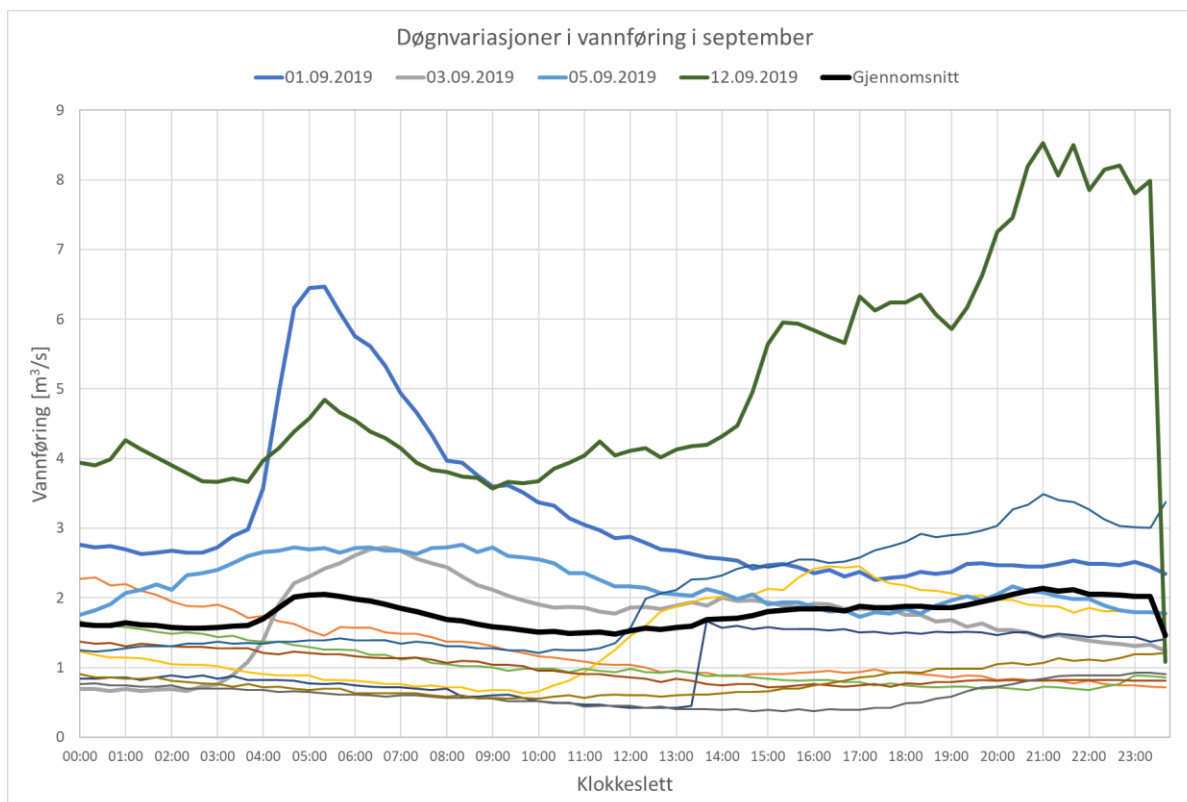
Figur 29 - Døgnvariasjonene i vannføring for hvert døgn i perioden 01.06.19-30.06.19. Gjennomsnittet er framhevet med en svart linje. De andre framhevede linjene representerer de tydeligste døgnvariasjonene som har bidratt til at den maksimale gjennomsnittlige vannføringen i juni nås klokken 23:20.

I motsetning til juni er vannføringens responstid på lufttemperaturen veldig kort i august sammenlignet med gjennomsnittet for andre måneder. Dette knyttes til at den maksimale døgnlige vannføringen nås unormalt tidlig, igjen påvirket av nedbør. Ved nærmere analyse av nedbørdata kan vannføringen kobles opp mot spesifikke nedbørhendelser (Figur 30). Nedbørdata fra Anestølen med verdier hvert tiende minutt var igjen nyttig. Perioden med mest nedbør varte fra 30. august klokken 13:20 til 31. august klokken 09:00 der det ble registrert 49,2 mm med nedbør. Som resultat nådde vannføringen i Frudalselvi sin høyeste verdi (13,22 m<sup>3</sup>/s) klokken 01:40, 31. august. Noen flere eksempler er 17. august med 24,8 mm nedbør fra klokken 04:00 til 15:00 og 28. til 29. august med 16,7 mm nedbør fra klokken 23:40, 28. august til klokken 05:20, 29. august. Som følge ble maksimal vannføring henholdsvis nådd 17. august klokken 12:40 (8,24m<sup>3</sup>/s) og klokken 04:20, 29. august (6,08 m<sup>3</sup>/s).



Figur 30 - Døgnvariasjonene i vannføring for hvert døgn i perioden 01.08.19-31.08.19.. Gjennomsnittet er framhevet med en svart linje. De andre framhevede linjene representerer de tydeligste døgnvariasjonene som har bidratt til at den maksimale gjennomsnittlige vannføringen i august nås klokken 17:00.

Gjennomsnittet for døgnvariasjonene i september (Figur 31) viser at vannføringen er unormalt høy i tidsrommet rundt klokken 05:20. Nærmere analyse av nedbørdata fra Anestølen viser at dette også skyldes nedbør. Analysen viser fire nedbørhendelser, framhevet som tykkere linjer i Figur 31, som har forårsaket denne trenden. Hendelsen som har gitt tydeligst utslag i vannføring er nedbørhendelsen 1. september med 6,48 mm nedbør mellom klokken 02:10 og 04:20. Dette medførte en økning i vannføringen fra under 3 m<sup>3</sup>/s klokken 03:00 til nesten 6,5 m<sup>3</sup>/s klokken 05:20. Ellers ble det oppdaget høye vannføringer rundt samme tidspunkt 3., 5. og 12. september, forårsaket av henholdsvis 14,2 mm nedbør fra klokken 23:30, 2. september, til klokken 05:10, 3. september, 4,9 mm nedbør fra klokken 22:00, 4. september, til klokken 06:00, 5. september, og 6,9 mm nedbør fra klokken 21:30, 11. september, til klokken 05:00, 12. september.



Figur 31 - Døgnvariasjonene i vannføring for hvert døgn i perioden 01.09.19-12.09.19. Gjennomsnittet er framhevet med en svart linje. De andre framhevede linjene representerer døgnvariasjonene som har bidratt til en høy vannføring rundt klokken 05:20 i gjennomsnittet.

Det har i denne studien av vannføringen i Frudalselvi blitt observert at den gjennomsnittlige døgnvariasjonen i de forskjellige månedene i måleperioden i ulik grad påvirkes av nedbør, snø- og bresmelting, og at døgnvariasjonene til vannføringen ikke alltid følger døgnvariasjonene til lufttemperaturen. Til tross for dette følger den gjennomsnittlige døgnvariasjonen i vannføring for hele måleperioden døgnvariasjonene i lufttemperatur, som betyr at vannføringen i Frudalselvi i hovedsak bestemmes av snøsmelting og bresmelting.

I denne studien undersøkes både på døgnvariasjonene i vannføring for hvert enkelt døgn i måleperioden, som et gjennomsnitt for hver måned og av hele måleperioden. Dette er viktig for å se på flere aspekter av døgnvariasjonene. Døgnvariasjonene for hvert enkelt døgn viser alle varianter og alle mulige variasjoner i vannføring gjennom måleperioden. Ekstreme tilfeller blir bedre synlige hvor vannføringen eller lufttemperaturen enkelte døgn varierer mye, varierer lite, eller er uvanlig høy eller lav med tanke på klokkeslettet. Alle disse variasjonene vises ikke like tydelig i gjennomsnittet, men gjennomsnittet gjør det enklere å se trender i lufttemperatur og vannføring gjennom måleperioden.

## **5.4 Elveregime**

For å bestemme hvilket elveregime Frudalselvi tilhører må det vurderes hvilke faktorer som påvirker elven. I hovedsak er det to typer regimer, temperaturstyrte regimer og nedbørstyrte regimer. Temperaturstyrte regimer påvirkes av snø- og bresmelting. Nedbørstyrte regimer er elver i ekvatoriale og tropiske regioner, utenom høyfjellsområder (Shaw, Beven, Chappel & Lamb, 2010). Disse elvene er primært styrt av nedbørvariasjoner.

Frudalselvi tilhører den første. Temperaturstyrte regimer kan deles opp i glasiale (styrt av bresmelting) og nivale (styrt av snøsmelting) eller en blanding. En glasial elv har et nedbørfelt med 25-30% is (Shaw et al., 2010). Kjennetegn ved denne er store døgnlige svingninger i juli og august. En nival elv har en lavere og tidligere sesongtopp, samt veldig lav vannføring om vinteren på grunn av frysing (Shaw et al., 2010).

Selv om Frudalselvi påvirkes av nedbør, spesielt i juli, august og september, betyr ikke det at den er en nedbørstyrt elv. Grunnen til at det likevel sees en sammenheng er fordi mindre vassdrag med lite innsjø i nedbørfeltet er mer sensitiv for store regnskyll (Klæboe, 1962).

Med dette til grunn ser det ut til at Frudalselvi er en kombinasjon, altså en glasionival elv, men nærmere nival enn glasial. Dette fordi det er høyest vannføring i april-juni, når snøsmeltingen er størst, men det er fortsatt døgnlige svingninger gjennom hele juli og august, dog ikke like store som forventes av en glasial elv. I tillegg er det observert svært lav vannstand om vinteren og delvis fryst elv, selv om det ikke er blitt gjort målinger på det, noe som er typisk for en nival elv (Shaw et al., 2010).

## **5.5 Andre metoder for måling av vannføring**

Målingene av vannføringen i Frudalselvi ble i denne studien utført ved å måle vannhastigheten med en flügel gjennom et tverrsnitt av elven der en operatør må stå ute i elven og operere flügelten. Men det finnes også andre målingsmetoder som kunne blitt brukt i Frudalselvi, eller metoder som kunne blitt brukt om forholdene i elven var annerledes.

### **5.5.1 Dopplerinstrument**

Vannføringen beregnes ved at hastigheten til partikler suspendert i elven måles av et såkalt akustisk dopplerinstrument som gjerne består av to til fire transdusere (sendere/mottakere). Disse er geometrisk utrettet i forhold til hverandre og lydimpulser sendes mellom disse i et kjent geometrisk mønster. Siden geometrien til lydimpulsene er kjent kan hastigheten til de suspenderte partiklene i elven beregnes og dermed også hastigheten til vannet. Det vanligste instrumentet kalles for en ADCP, som står for Acoustic Doppler Current Profiler. Denne måler vannføringen ved at den føres over elven og måler hastighet og vanndybde med korte mellomrom. Instrumentet må krysse elven minst åtte ganger for å få målt vannføringen ordentlig. Denne metoden med ADCP er godt egnet for større elver siden instrumentet kan installeres på båter eller andre konstruksjoner. Metoden foretrekker også ganske dype elver med laminær strømming og en nok så rett elvebunn (NVE, 2015).

### **5.5.2 Saltfortynningsmetoden**

Saltfortynningsmetoden brukes i turbulente og bratte elver hvor denne metoden ofte er den eneste brukbare metoden. Bakgrunnen for metoden er at salt øker ledningsevnen i vann. En kjent mengde salt kan derfor slippes ut oppstrøms i elven, men det kreves at saltet blander seg jevnt ut i vannet. Lengre nede i elven måles så ledningsevnen. I det saltblandingen passerer, øker ledningsevnen, og avtar igjen når saltet har passert. Vannføringen kan beregnes på grunnlag av endringen i ledningsevne og kjent saltmengde (NVE, 2015).

### **5.6 Forslag til videre forskning**

Ved videre forskning ville det være nyttig å gjennomføre målinger av lufttemperaturen og vannføringen over en lengre periode. Som nevnt i avsnitt 3.7 omfatter måleperioden i denne studien teknisk sett bare ablasjonssesongen til isbreene. Hvordan vannføringen til Frudalselvi påvirkes under akkumulasjonssesongen er ikke målt, også påvirkningen av nedbør og snøsmelting på vannføringen ble målt i en begrenset periode. Av den grunn vil det være hensiktsmessig å utføre målinger gjennom et helt år for å fange opp variasjonene i vannføringen i Frudalselvi gjennom alle sesonger. I tillegg burde lufttemperatur måles opppe ved breene, dette gir et mer nøyaktig sammenligningsgrunnlag for lufttemperatur og vannføring.



Videre kan vannførings- og lufttemperaturmålingene gjennomføres over flere år for å undersøke hvilken påvirkning klimaet har på vannføringen i Frudalselvi ut ifra hvordan nedbør, snøsmelting og bresmelting forandres.

Et godt supplement til målingene utført i denne studien vil være å finne ut hvor stor andel av vannføringen som kommer fra nedbør i form av regn, smeltevann fra snø og smeltevann fra isbre. Dette kan beregnes ved å se på forholdet mellom  $^{18}\text{O}$  og  $^{16}\text{O}$  isotoper i vannet i elven. Dette forholdet kan brukes fordi normalt fordampnet havvann inneholder en viss andel  $^{18}\text{O}$  og  $^{16}\text{O}$ . Forholdet karakteriseres som  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  og er relativt til en standard prøve, kalt «Standard Mean Ocean Water» eller «SMOW». Forholdet defineres slik:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{SAMPLE} - \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{SMOW}}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \text{SMOW}}$$

$\delta^{18}\text{O}$ -verdien kan variere med nedbøren som følge av flere faktorer, primært temperaturen, avstand fra kysten og høyde over havet (Soldal, 2018). Viktigst her blir temperaturen. Med lavere temperatur blir  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene lavere, som følge av at nedbøren blir rikere på  $^{16}\text{O}$ -isotopet (Ruddiman, 2014). Som regel har snø en lavere temperatur enn regn, og snøen som isbreene er dannet av er fra perioder med kaldere temperaturer enn i dag. Av den grunn vil det være forskjeller i vann som stammer fra regn, smeltevann fra snø og smeltevann fra bre.

Elver som inneholder smeltevann fra breer fører vanligvis vannmasser med synlige mengder siltpartikler. I motsetning er vannet i Frudalselvi veldig klart. De proglasiale innsjøene ved Skjerdinganebreen kan i den forbindelse fungere som sedimentasjonsbassenger, slik at silten fra Skjerdinganebreen ikke havner i Frudalselvi. Det kan undersøkes om denne antagelsen stemmer.

Med bakgrunn i erfaringer gjort i løpet av undersøkelsene i Frudalselvi vil det være fordelaktig å feste levelloggerne bedre slik at de ikke skylles opp av elven som i deler av måleperioden i denne studien. I Frudalselvi på lik linje med andre, mindre elver i fjellområder kan flomintensiteten bli stor (Klæboe, 1962) og strømmningene kan bli kraftige med tanke på at

steinene som holdt levelloggerne på plass ble flyttet. Det vil av den grunn være hensiktsmessig å feste levelloggerne med metallstenger.

## 6 Konklusjon

Denne studien har undersøkt sesong- og døgnvariasjoner i vannføringen til Frudalselvi, samt årsaker bak disse variasjonene.

1. Sesongvariasjonen i vannføringen er generelt sett høyest i perioden fra april til begynnelsen av juni, og varierer gradvis. Fra slutten av juni og ut juli er den relativt lav og holder seg stabil, med unntak av noen topper. I august og september har den høye topper og store variasjoner over kort tid, og det er også her måleperiodens høyeste vannføringen forekommer.
2. I perioden fra slutten av april til tidlig juni er elven sterkt preget av snøsmelting. Videre fører bresmelting til døgnlige variasjoner, i tillegg til perioder med mye nedbør der vannføringen stiger kraftig. Det har ikke blitt observert endringer i vannføring som ikke kan forklares ved nedbør, snø- eller bresmelting. Derfor er det svært usannsynlig at et jökulhlaup har hendt. Dermed er det konkludert med at Frudalselvi er en glasionival elv.
3. Elvens responstid fra lavest døgnlig lufttemperatur til lavest døgnlig vannføring varierer fra tre timer og tjue minutter til seks timer og førti minutter. Fra høyest døgnlig lufttemperatur til høyest døgnlig vannføring tar på det minste en time og førti minutter og på det meste åtte timer tjue minutter. Dette resultatet er derimot også påvirket av nedbør, og ser ikke bare på tidsforskjellen mellom maksimal lufttemperatur og maksimal vannføring gjennom et døgn.

Denne studien har tatt for seg variasjoner i vannføring og hvilke faktorer som bidrar til dette. Ved å utføre like målinger kontinuerlig over flere år er det mulig å kartlegge klimaets påvirkning på en liten glasionival elv som Frudalselvi.

## Referanseliste

ArcGIS Online, ArcGIS. (2015). *GeocacheBilder (WMAS\_WGS84)* (Kart).

ArcGIS Online, ArcGIS. (2019). *Topografisk norgeskart 4* (Kart).

Armstrong, R. L. & Brun, E. (2008). *Snow and Climate : Physical processes, surface energy exchange and modeling*. Cambridge: Cambridge University Press.

Benn, D. I. & Evans, D. J. (2010). *Glaciers & Glaciation* (2. Utg.). Hodder Education.

Bryhni, I., Anundsen, K., Aa, A. R. & Sønstegaard, E. (1974). *Geologien i Sogndal kommune*. Sogndal: Sogndal Sogelagsbok.

Campbell Scientific, Inc. (2020). CS215-L.

Hentet fra: <https://www.campbellsci.com/cs215-1>

Dahl, S.O., Nielsen, P.R., Vasskog, K. & Koller, M. (2018). *Breer og klima*. Universitetet i Bergen.

Hentet fra: <https://www.uib.no/fg/natur/115247/breer-og-klima>

Dannevig, P. & Harstveit, K. (2020). *Klima i Norge*

Hentet fra: [https://snl.no/klima\\_i\\_Norge](https://snl.no/klima_i_Norge)

Eide, S. & Hatland, C.T.M. (2019). *Hydrologiske målinger i Anestølselva, Sogndal*. (Bacheloroppgave). Høgskulen på Vestlandet, Sogndal.

Eldegard, R.F. & Rønningen, E.S.S. (2015). *Georadarundersøkelser av Skjerdinganebreen. Beregning av istykkelse, volum og sammenligning av dette med estimerte volumer ved volumarealmetode*. (Bacheloroppgave). Høgskulen på Vestlandet, Sogndal.

Esri, ArcMap. (2019). *What is a shapefile?*

Hentet fra:

<https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/tiende3/manage-data/shapefiles/what-is-a-shapefile.htm>

Geonorge, kartkatalogen. (2018). *Topografisk norgeskart 4 cache* (kart).

Hentet fra:

[https://opencache.statkart.no/gatekeeper/gk/gk.open\\_wmts?Version=1.0.0&service=wmts&request=getcapabilities](https://opencache.statkart.no/gatekeeper/gk/gk.open_wmts?Version=1.0.0&service=wmts&request=getcapabilities)

Klæboe, H. (1962). *Grunntrekk av hydrologien : Særlig Norges hydrologi*. Oslo: Universitetsforlaget.

Liestøl, O., Hagen, J. O. & Nesje, A. (2018). *Isbre*.

Hentet fra: <https://snl.no/isbre>

Magnussen, R. A. G. (2015). *Gjennomgang av avrenningsfaktorer*. Miljødirektoratet.

hentet fra: <https://tema.miljodirektoratet.no/Documents/publikasjoner/M293/M293.pdf>

Meteorologisk Institutt, Eklima. (2019) *Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner*

Hentet fra:

[http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?\\_pageid=73,39035,73\\_39049&\\_dad=portal&\\_schema=PORTAL](http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL)

Miljølære. (Lest 6. Mai 2020). *Nedbør, temperatur og vind*.

Hentet fra: <https://www.miljolare.no/aktiviteter/land/natur/ln16/?vis=veiledning>

Nesje, A. (2018). *Jøkulhlaup*.

Hentet fra: <https://snl.no/j%C3%B8kulhlaup>

Norges geologiske undersøkelse (NGU). (2014). *Geologien i min kommune, Berggrunn N250* (kart).

Hentet fra: <http://geo.ngu.no/kart/minkommune/>

Norges geologiske undersøkelse (NGU). (2019). *Løsmasser og marin grense* (kart).

Hentet fra: [http://geo.ngu.no/kart/losmasse\\_mobil/](http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/)

Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). (2015). *Målinger og metoder*.

Hentet fra: <https://www.nve.no/hydrologi/vannstand-og-vannforing/maalinger-og-metoder/>

Norges vassdrag- og energidirektorat (NVE), NEVINA. (2019a). *Nedbørfelt-Vannføring-Indeks-Analyse*.

Hentet fra: <http://nevina.nve.no/>

Norges vassdrag- og energidirektorat (NVE). (2019b). hydrologisk informatikk (HI). *Sildre: stasjon Anestølen (77.24.0): måledata: Nedbør [0.1], Lufttemperatur [17.1], Lufttemperatur [17.2]*.

Hentet fra: <http://sildre.nve.no/Sildre/Station/77.24.0>

OTT. (2019a). *OTT Pluvio<sup>2</sup>-Weighing Rain Gauge*.

Hentet fra: <https://www.ott.com/en-us/products/accessories-109/ott-pluvio2-weighing-rain-gauge-963/>

OTT. (2019b). *Products – OTT C31*

Hentet fra: <https://www.ott.com/products/water-flow-3/ott-c31-958/>

Ovesen, N. B. & Poulsen, J. R. (2016). *Hydrometriske stationer, databehandling og beregninger, QH-station*.

Hentet fra:

[https://bios.au.dk/fileadmin/bioscience/Fagdatacentre/Ferskvand/TA\\_B05\\_hydst\\_databerQH.pdf](https://bios.au.dk/fileadmin/bioscience/Fagdatacentre/Ferskvand/TA_B05_hydst_databerQH.pdf)

Ruddiman, W. P. (2014). *Earth's Climate: Past and Future* (3. utg.). New York: W. H. Freeman and Company.

Shaw, E. M., Beven, K. J., Chappel, N. A., & Lamb, R. (2010). *Hydrology in practice (4th ed.)*.

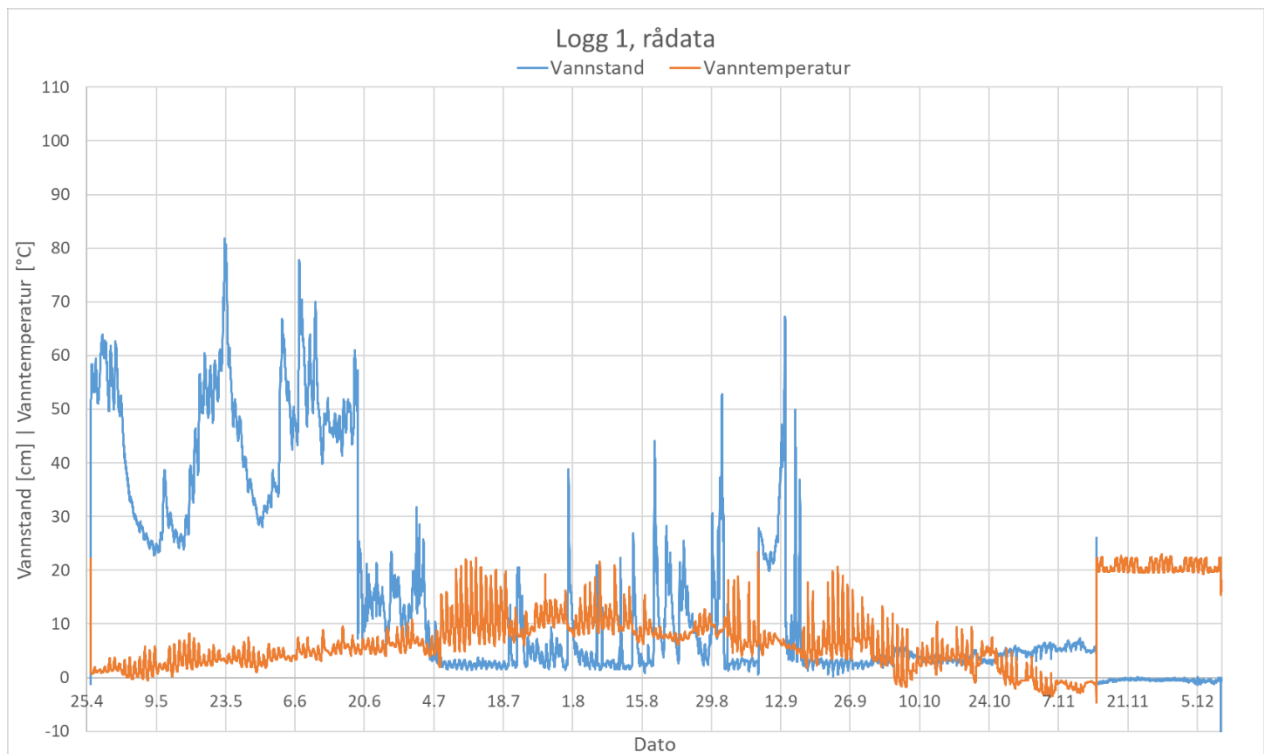
Soldal, B. (2018). *Grunnvannsundersøkelser av fjellpartiet Joasete-Høgstete*. (Masteroppgave). Universitetet i Bergen.

Tollan, A. (2020). *Flom*.

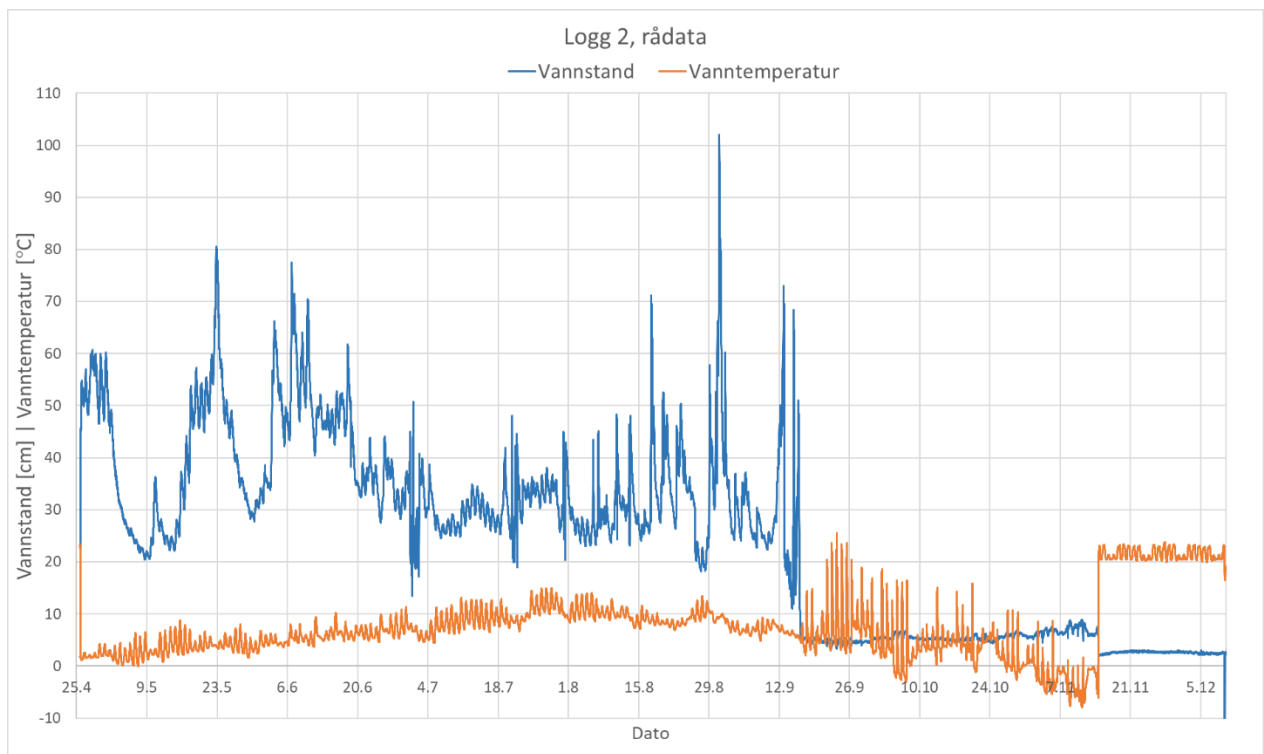
Hentet fra: <https://snl.no/flom>

Wold, K. (1992). *Vann, snø og is = Water, snow and ice* (Vol. 2). Hønefoss: Norges geografiske oppmåling & Statens kartverk.

## Vedlegg

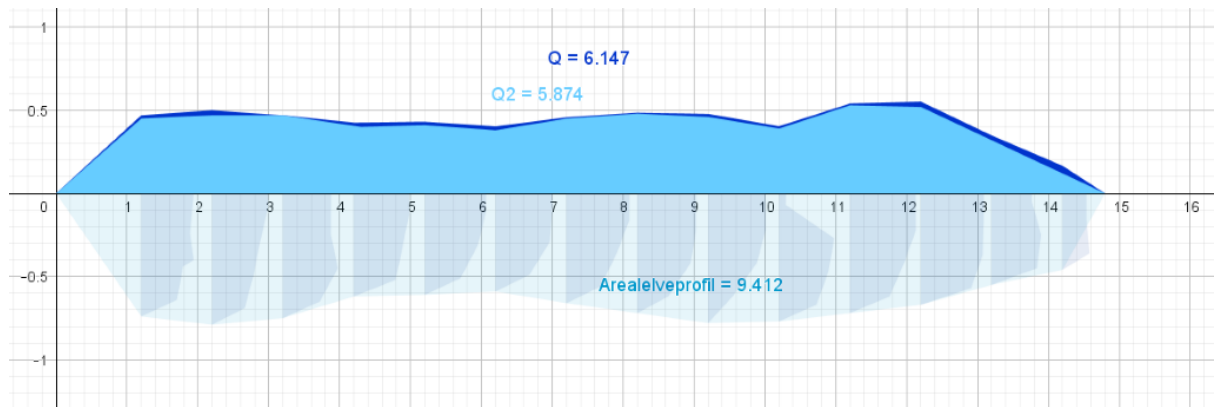


Vedlegg 1 – Vannstand og vanntemperatur hentet fra Logg 1 i perioden 25.04.19-10.12.19.



Vedlegg 2 – Vannstand og vanntemperatur hentet fra Logg 2 i perioden 25.04.19-10.12.19.





Vedlegg 3 – Eksempel utregning av vannføring utført i GeoGebra. Eksempelet er fra målinger utført 06.06.2019.  $Q$  tilsvare utregnet vannføring ved hjelp av gjennomsnittshastighet og  $Q2$  er utregnet vannføring ved hjelp av Harlacher's metode. De mørke feltene på negativ side tilsvarer arealet fra dybden med utstrekke hastighetsvektorer som forklart i avsnitt 3.5.2.