

Abflusseparation mittels stabiler Isotopen

Bestimmung der Wasserherkunft nach Regen, Schnee- und Gletscherschmelze in drei alpinen Einzugsgebieten

Masterarbeit der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Bern

vorgelegt von

Noemi Buri

2020

Leitung der Arbeit:

Prof. Dr. Andreas Zischg

Geographisches Institut der Universität Bern

Co-Leitung der Arbeit:

Dr. Christoph Wanner

Institut für Geologie Universität Bern

Betreuung der Arbeit:

Benjamin Berger und Jan Baumgartner

Kraftwerke Oberhasli AG

Danksagung

Ohne Hilfe und Unterstützung von anderen Personen wäre die vorliegende Arbeit nicht zustande gekommen — ihnen allen bin ich sehr dankbar.

Vielen Dank an Andreas Zischg, Christoph Wanner, Jan Schwanbeck und Rolf Weingartner für die Unterstützung von Seiten der Universität. Die Besprechungen mit euch waren immer sehr hilfreich. Phillip Wanner danke ich für die Analyse meiner Proben und Markus Weiler für die unkomplizierte Entlehnung der Autosampler. Auch danke ich Markus Äschlimann und Ole Roessler für die Gespräche bezüglich der EMMA.

Den KWO (Kraftwerke Oberhasli AG) danke ich für die finanzielle Unterstützung, ohne die diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre. Vielen Dank an alle Mitarbeiter, die mir einen Einblick in ihre Tätigkeiten ermöglichten und mich stets willkommen hielten. Besonders hilfreich war die Abteilung GÖK und die grossartige Betreuung von Benjamin Berger und Jan Baumgartner.

Für diese Arbeit war viel Feldarbeit nötig, die ich allein nicht hätte bewältigen können. Viele, die mich dabei unterstützt haben, wurden bereits erwähnt. Hinzu kommen Kolleginnen und Kollegen (Julia Sterchi, Tobias Ritter, Marco Frutiger), meine Familie (Jrene, Hannes, Barbara und Lina Buri sowie Gira Demarmels) sowie die Teilnehmer der Hydrologie-Exkursion nach Guttannen. Andreas Oesch danke ich herzlich für die Begleitung bei der Gletschereisprobennahme.

Ein besonderer Dank geht an Kevin Wyss für die unzähligen wertvollen Gespräche und vieles mehr.

Merci vielmals.

Noemi Buri, August 2020

Zusammenfassung

Aufgrund der Auswirkungen, die der Klimawandel auf das Abflussregime alpiner Einzugsgebiete nimmt, vertieft diese Arbeit das Verständnis der Wasserherkunft aus Regen, Schnee- und Gletscherschmelze drei kleiner, alpiner Einzugsgebiete der KWO. Anhand der Messungen der stabilen Wasserisotope $\delta^{18}\text{O}$ sowie $\delta^2\text{H}$ der jeweiligen Abflusskomponenten (Regen, Schnee und Gletschereis) werden diese isotopisch definiert. Dazu werden vier Regensammler installiert. Mittels Snowtuber werden Schneeproben entnommen und zur Bestimmung des Gletschereises werden Flüssig- und Festeisproben entnommen. Bei der Bestimmung der Isotopensignale der Abflusskomponenten, besonders bei Regen und Schnee, ist die räumliche sowie zeitliche Variabilität von grosser Bedeutung. Auf Grundlage von stabilen Wasserisotopen, der elektrischen Leitfähigkeit des Abflusses, der Abflussgangline sowie der Erfassung der schneebedeckten Fläche im Einzugsgebiet, wird eine Abflusseparation durchgeführt. Die Abflusseparation wird anhand der End-Member-Mixing Analyse und der quantitativen Analyse nach Ohlanders et al. (2013) durchgeführt. Zur Erhebung der Datengrundlage wird für jedes Einzugsgebiet eine Messstation aufgestellt, bei der die kontinuierliche Messung der elektrischen Leitfähigkeit sowie des Pegels stattfindet. Um Mischproben des Bachwassers zu erhalten, werden Autosampler eingesetzt. Für die Beurteilung der Schneedecke wird eine Webcambildauswertung durchgeführt. Anhand der End-Member-Mixing Analyse werden keine Ergebnisse erzielt. Zur Durchführung der quantitativen Analyse werden die Daten in vier Saisons eingeteilt. Die Daten werden auf saisonale Muster untersucht. Anhand einer Mischrechnung wird pro Saison eine prozentuale Abflusseparation in jeweils zwei Abflusskomponenten durchgeführt. Aufgrund unterschiedlicher Differenzen zwischen den Isotopensignalen der Abflusskomponenten, variieren die Voraussetzungen für die Abflusseparation. Daher kann die Abflusseparation nicht in jeder Saison erfolgreich angewendet werden. Die erhobene Datengrundlage reicht nicht aus, um die Schneeschmelze zu untersuchen. Die Gletscherschmelze wird erfolgreich in die Abflusskomponenten Regen und Gletscherschmelze separiert. Im Einzugsgebiet Steinwasser wird während der Saison Gletscherschmelze ein mittlerer Gletscherschmelzanteil von 71.4% und beim Giglibach von 80.5% ermittelt. Beim Wendenwasser ist die Datengrundlage zu gering und nicht repräsentativ genug, um den mittleren Gletscherschmelzanteil bestimmen zu können. Die Saison-Regen wird in die Komponenten Regen und Schneeschmelze geteilt. Es bestehen Hinweise darauf, dass der winterliche Basisabfluss über das Grundwasser durch die Gletscherschmelze gespiesen wird. Dies sollte jedoch noch gründlicher untersucht werden.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	VI
Tabellenverzeichnis	VIII
1. Einleitung	1
1.1 Ausgangslage.....	1
1.2 Stand der Forschung	2
1.2.1 Stabile Wasserisotopen.....	2
1.2.2 Abflusseparation.....	6
1.3 Hypothesen und Forschungsfragen	7
1.4 Projektorganisation	9
2. Untersuchungsgebiet.....	10
3. Datengrundlage	16
4. Vorgehen und Methoden	17
4.1 Feldmessungen.....	17
4.1.1 Elektrische Leitfähigkeit	17
4.1.2 Schneedecke.....	18
4.1.3 Mischproben.....	20
4.1.4 Regen.....	22
4.1.5 Schnee	23
4.1.6 Eis	24
4.1.7 Methodische Proben	25
4.2 Laboranalyse	27
4.3 Abflusseparation.....	28
4.3.1 LMWL	28
4.3.2 Isotopensignal Regen.....	28
4.3.3 Isotopensignal Schnee	29
4.3.4 Isotopensignal Eis	30

4.3.5	EMMA.....	30
4.3.6	Quantitative Analyse	32
5.	Resultate	35
5.1	Feldmessungen.....	35
5.1.1	Elektrische Leitfähigkeit	35
5.1.2	Schneedecke.....	38
5.1.3	Mischproben.....	39
5.1.4	Regen.....	42
5.1.5	Schnee	43
5.1.6	Eis	45
5.1.7	Methodische Proben	46
5.2	Abflusseparation.....	51
5.2.1	LMWL	51
5.2.2	Isotopensignal Regen.....	51
5.2.3	Isotopensignal Schnee	52
5.2.4	Isotopensignal Eis	53
5.2.5	EMMA.....	54
5.2.6	Quantitative Analyse	55
6.	Diskussion	78
6.1	Feldmessungen.....	78
6.1.1	Elektrische Leitfähigkeit	78
6.1.2	Schneedecke.....	79
6.1.3	Mischproben.....	80
6.1.4	Regen.....	80
6.1.5	Schnee	81
6.1.6	Eis	83
6.1.7	Methodische Proben	84
6.2	Abflusseparation.....	86
6.2.1	LMWL	86

6.2.2	Isotopensignal Regen.....	86
6.2.3	Isotopensignal Schnee	87
6.2.4	Isotopensignal Eis	88
6.2.5	EMMA.....	88
6.2.6	Quantitative Analyse	89
7.	Schlussfolgerungen	98
	Literaturverzeichnis	104
8.	Anhang	108

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Isotopenfraktionierung bei der Niederschlagsbildung (Appelo & Postma, 2005)	4
Abbildung 2: Projektorganisation.....	9
Abbildung 3:Die Einzugsgebiete Steinwasser, Giglibach und Wendenwasser. Die Eingrenzung der Einzugsgebiete wurde von der Autorin ausgeführt und basiert auf dem swissALTI3D_CHLV95_LN02.	11
Abbildung 4: Messstation Giglibach, inklusive Regensammler.....	14
Abbildung 5:Autosampler ISCO (links), Autosampler Universität Bern (rechts)	21
Abbildung 6: Regensammler Palmex 1B (links), Regensammler Young Nr. 52203 (rechts).....	23
Abbildung 7: Mischungsdreieck zur Berechnung der EMMA.....	31
Abbildung 8: Elektrische Leitfähigkeit und Kontrollwerte der Messstation Steinwasser inklusive interpolierter Bereich	35
Abbildung 9: Elektrische Leitfähigkeit und Kontrollwerte der Messstation Giglibach.....	36
Abbildung 10: Elektrische Leitfähigkeit und Kontrollwerte der Messstation Wendenwasser.....	37
Abbildung 11: Schneedecke Susten und Schneehöhe Gschletteregg	38
Abbildung 12: Mischproben pro Einzugsgebiet mit LMWL	39
Abbildung 13: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben aus dem Steinwasser.....	40
Abbildung 14: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben aus dem Giglibach	41
Abbildung 15: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben aus dem Wendenwasser	41
Abbildung 16: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Regensammler Stein, Susten 1, Susten 2 und Wenden	43
Abbildung 17: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Schneeproben und Schneehöhe Messstation Gschletteregg	43
Abbildung 18: Schneeproben Ablationsperiode mit LMWL und Regressionsgerade	44
Abbildung 19: Schneeproben Akkumulationssperiode mit LMWL und Regressionsgerade.....	45
Abbildung 20: $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte der Festeis- und Schmelzeisproben inklusive Probenentnahmedatum und LMWL.	45
Abbildung 21: Methodenproben Paraffintest.....	48
Abbildung 22: Mischungsdreieck ($\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$) MT1	49
Abbildung 23: Mischungsdreieck (elektrische Leitfähigkeit/ $\delta^{18}\text{O}$) MT1	50
Abbildung 24: Regenproben, LMWL und GMWL.....	51
Abbildung 25: Isotopensignal Regen pro Einzugsgebiet	52
Abbildung 26: Isotopensignal Schnee	52

Abbildung 27: Mittelwert und Standardabweichung der Festeisproben mit LMWL	53
Abbildung 28: Mischungsdreieck ($\delta^2\text{H}$ / $\delta^{18}\text{O}$) mit Mischproben vom 11.-16.07.2019.....	54
Abbildung 29: Mischungsdreieck (elektrische Leitfähigkeit/ $\delta^{18}\text{O}$) mit Mischproben vom 11.-16.07.2019	55
Abbildung 30: Boxplot $\delta^{18}\text{O}$ Steinwasser geordnet nach Saison	56
Abbildung 31: Boxplot elektrische Leitfähigkeit Steinwasser geordnet nach Saison.....	56
Abbildung 32: Boxplot Abfluss Steinwasser geordnet nach Saison.....	57
Abbildung 33: Boxplot $\delta^{18}\text{O}$ Giglibach geordnet nach Saison.....	58
Abbildung 34: Boxplot elektrische Leitfähigkeit Giglibach geordnet nach Saison	59
Abbildung 35: Boxplot Abfluss Giglibach geordnet nach Saison	59
Abbildung 36: Boxplot $\delta^{18}\text{O}$ Wendenwasser geordnet nach Saison.....	60
Abbildung 37: Boxplot Abfluss Wendenwasser geordnet nach Saison	61
Abbildung 38: Anteile Gletscher- und Schneeschmelze des Steinwassers, 23.07.2019.....	62
Abbildung 39: Tagesverlauf Steinwasser 23.07.2019.....	63
Abbildung 40: Anteile Gletscher- und Schneeschmelze des Giglibachs, 24.07.2019	64
Abbildung 41: Tagesverlauf Giglibach 24.07.2019	65
Abbildung 42: prozentuale Abflusseparation des Steinwassers während der Gletscherschmelze	66
Abbildung 43: hydrologische und meteorologisches Daten während der Gletscherschmelze, Steinwasser	67
Abbildung 44: prozentuale Abflusseparation des Steinwassers während der Saison-Regen	68
Abbildung 45: hydrologische und meteorologisches Daten während der Saison-Regen, Steinwasser	69
Abbildung 46:prozentuale Abflusseparation des Giglibachs während der Gletscherschmelze	70
Abbildung 47: hydrologische und meteorologisches Daten während der Gletscherschmelze, Giglibach	71
Abbildung 48: prozentuale Abflussanteile des Giglibachs während der Saison-Regen	72
Abbildung 49: hydrologische und meteorologisches Daten während der Saison-Regen, Giglibach....	73
Abbildung 50: prozentuale Abflusseparation des Wendenwassers während der Gletscherschmelze	74
Abbildung 51: hydrologische und meteorologisches Daten während der Gletscherschmelze, Wendenwasser.....	75
Abbildung 52: prozentuale Abflusseparation des Wendenwassers während der Saison-Regen	76

Abbildung 53: hydrologische und meteorologisches Daten während der Saison Regen, Wendenwasser	77
---	----

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Kenngrößen Einzugsgebiete.....	12
Tabelle 2: Datengrundlage	16
Tabelle 3: Schema zur Webcambildauswertung Schneedecke	19
Tabelle 4: Übersicht Regensammler.....	22
Tabelle 5: Höheneffekte in ‰ pro 100m Höhenzunahme. Die grau hinterlegten Werte sind aus der Literatur abgeleitet (Schotterer et al., 2010; Abbildung 3) und die blau hinterlegten Werte sind aus den in dieser Studie erhobenen Werten berechnet.....	28
Tabelle 6: Gewichtetes Mittel und Standardabweichung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte über alle Regensammler sowie pro Regensammler (Stein, Susten 1, Susten 2 und Wenden)	42
Tabelle 7: Methodenproben Wasserfassungen	46
Tabelle 8: Methodenproben Quellen	47
Tabelle 9: Methodenproben Steinsee	47
Tabelle 10: Angaben zum Isotopensignal Schnee.....	53
Tabelle 11: Steinwasser, Rangkorrelation nach Spearman ** = p>0.05.....	57
Tabelle 12: Giglibach, Rangkorrelation nach Spearman ** = p>0.05	60
Tabelle 13: Wendenwasser, Rangkorrelation nach Spearman ** = p>0.05	61

1. Einleitung

1.1 Ausgangslage

Der bereits bestehende Gletscherschwund in der Schweiz wird sich durch die vom Klimawandel bedingte Temperaturzunahme weiter beschleunigen (BAFU, 2012). Die Schneefallgrenze unterliegt demselben Einfluss, sie steigt an. Dadurch verkleinern sich die schneebedeckten Flächen und somit auch die Schneereserven Ende Winter. Die Reduktion der gletscher- und schneebedeckten Flächen verändert deren Speichervolumen, was wiederum die Abflussbildung beeinflusst. Dies hat vor allem in kleinen, gletscherdominierten Gebieten grosse Auswirkungen auf die Abflussregime (BAFU, 2012). Für viele Schweizer Fliessgewässer sind die Schneedecke und der Gletscher von grosser Bedeutung, ihr Schmelzwasser macht einen grossen Teil des Abflusses aus (Hänggi & Weingartner, 2012). In der Region, die in der vorliegenden Masterarbeit betrachtet wird, wird laut Modellierungen bis ins Jahr 2100 eine Veränderung der Abflussregime von b-glaciaire zu nival alpin erwartet (BAFU, 2012). Dies wird sich vor allem in einem Abflussrückgang während der Sommermonate (Gletscherspende) sowie einer leichten Zunahme während der Wintermonate aufgrund der veränderten Schneefallgrenze äussern (BAFU, 2012). Da bei den Modellierungen von alpinen Einzugsgebieten die Schneefallgrenze ein sensibler Parameter darstellt, ist diese Winterzunahme mit relativ grossen Unsicherheiten behaftet.

Über 50% der Schweizer Elektrizitätsproduktion stammt aus Wasserkraftwerken (BFE, 2017). Damit stellt die Wasserkraft ein wichtiger Bestandteil der Schweizer Energieversorgung dar. Hänggi & Weingartner (2012) stellten fest, dass die grössten Abflussveränderungen für die Schweizer Wasserkraft in vergletscherten Einzugsgebieten auftreten. Wasserkraftwerke in alpinen Gebieten sind für die Schweizer Stromversorgung wichtiger als solche im Mittelland. In den Alpen wird mehr Wasserkraft generiert, es steht mehr potentielle Energie zur Verfügung, und Abflussveränderungen haben Auswirkungen auf tiefer gelegene Einzugsgebiete, was im Mittelland weniger der Fall ist. (Hänggi & Weingartner, 2012).

Aufgrund dieser prognostizierten Abflussveränderungen machen sich die Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) Gedanken zu den Auswirkungen des Klimawandels auf ihre zukünftige Energieproduktion und zur Rolle der Speicherseen als Multifunktionsspeicher. Modellrechnungen bezüglich der Abflussentwicklung in Einzugsgebieten der KWO bestehen bereits (VAW, 2014). Die momentane Datengrundlage für diese Modelle kann mit Abflussmessreihen und einem vertieften Verständnis der Wasserherkunft aus Regen, Schnee- und Gletscherschmelze massgeblich verbessert werden. Bei der Zusammensetzung des heutigen Abflusses aus Regen, Schnee- und Gletscherschmelze besteht noch viel Forschungspotential. Im Rahmen dieser Masterarbeit wird die Wasserherkunft des Abflusses in drei Einzugsgebieten im Grimselgebiet erstmals genauer untersucht.

1.2 Stand der Forschung

1.2.1 Stabile Wasserisotopen

Es gibt verschiedene Methoden, die Aufteilung des Abflusses in Regen, Schnee- und Gletscherschmelze zu untersuchen: die glaziologische und hydrologische Bilanzanalyse, die Tracer-Hydrologie mit künstlichen Tracern oder mit Umwelttracern.

Die Anwendung einer glaziologischen und hydrologischen Bilanzanalyse sowie eines hydrologischen Modells wird durch die mangelnde Datenverfügbarkeit in kleinen Einzugsgebieten eingeschränkt (Frenierre & Mark, 2014), deswegen wurde dieser Ansatz für das in dieser Arbeit untersuchte Gebiet nicht weiter verfolgt.

Ein weiterer Ansatz ist die Tracerhydrologie. Hier wird zwischen künstlichen und Umwelttracern unterschieden. Künstliche Tracer werden unter anderem dann eingesetzt, wenn es darum geht, Fließprozesse oder hydrologische Systemparameter abzuschätzen. Geht es darum, Wasserressourcen in Einzugsgebieten abzuschätzen oder um hydrologische Prozesse aus der Vergangenheit zu verstehen, werden Umwelttracer eingesetzt (Leibundgut et al., 2009). Da beim Einsatz von Umwelttracern nur wenige hydrochemische Daten benötigt werden, werden sie auch zur Untersuchung von Abflusseparationen verwendet. Dazu müssen also weder Daten vorhanden sein noch hydrologische Parameter berechnet werden. Weiter eignet sich die Abflusstrennung mit Hilfe von Umwelttracern, um den Gletscherschmelzanteil zeitlich und räumlich hochauflöst zu untersuchen (Frenierre & Mark, 2014). Zur Abflusskomponententrennung häufig verwendete Umwelttracer sind die elektrische Leitfähigkeit und die Ionenkonzentrationen, beides geochemischen Tracer, sowie die isotopischen Tracer ^2H und ^{18}O (Schmieder, Marke, et al., 2018). Bei der elektrischen Leitfähigkeit handelt es sich um die Summe aller ionischen Substanzen in Flüssigkeiten (Wagner, 2012), also ein Summenparameterindex aller gelösten Stoffe im Wasser (Moore et al., 2008). Daher hängt sie von der Anzahl gelöster Ionen im Wasser ab. Verweilt das Wasser lange im Gestein, können sich mehr Ionen lösen, wodurch die Leitfähigkeit ansteigt. Auch die Löslichkeit der Ionen im Gestein und Boden beeinflussen die Leitfähigkeit (Schmieder, Marke, et al., 2018).

Die elektrische Leitfähigkeit gilt als alternativer hydrologischer Tracer. Diese Methode bedingt aber bestimmte hydrologische und lithologische Voraussetzungen (Laudon & Slaymaker, 1997), damit nützliche Einsichten in hydrologische Systeme möglich werden (Moore et al., 2008). Stabile Wasserisotope werden aufgrund ihres natürlichen Vorkommens häufig eingesetzt, um die Herkunft von Wasser räumlich und zeitlich zu bestimmen (Lyon et al., 2009). In den 1960ern begann man, stabile Wasserisotope zur Unterscheidung von Vor-Ereignis- und Ereignis-Wasser zur Untersuchung der Abflusszusammensetzung bei Stürmen zu nutzen (Klaus & McDonnell, 2013). Auch zur Unterscheidung von Schnee, Regen und Oberflächenabfluss kommen sie häufig zum Einsatz (Klaus & McDonnell, 2013). Die stabilen Isotope Deuterium (^2H) und Sauerstoff-18 (^{18}O) sind von grosser Bedeutung, da sie klimatisch bedingte Veränderungen im Wasserkreislauf wiederspiegeln (Schotterer et al., 2010). Informationen bezüglich stabilen Wasserisotopen sind in der Informationsbox 1 vorhanden.

Informationsbox 1: stabile Wasserisotope

Isotope eines Elementes weisen die gleiche Anzahl an Protonen und somit die gleiche Ladung auf wie das jeweilige Element. Jedoch verfügen sie über eine andere Anzahl an Neutronen, wodurch sie eine andere Masse aufweisen. Daher sind keine chemischen Unterschiede vorhanden, physikalisch kommt es allerdings zu Differenzen (Etcheverry & Vennemann, 2009). Es gibt instabile Isotope, die durch radioaktiven Zerfall zu anderen Atomen werden, und stabile Isotope, die auch über geologische Zeiträume nicht zerfallen (Kendall & Caldwell, 1998). Die stabilen Wasserstoff- und Sauerstoffisotope können sich zu unterschiedlichen Wassermolekülen zusammensetzen. Die drei häufigsten davon, $^1\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$, $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ und $^1\text{H}^1\text{H}^{18}\text{O}$, sind für hydrologische Anwendungen von Interesse (Etcheverry & Vennemann, 2009). Da die Messung absoluter Isotopen-Konzentrationen sehr teuer und aufwändig ist, wird in der Praxis meistens darauf verzichtet. Stattdessen wird das Isotopenverhältnis (Verhältnis von schweren zu leichten Isotopen) einer Probe relativ zu einem Standard als δ -Wert angegeben. Die Unterschiede sind sehr klein, daher werden die Resultate in Promille (\textperthousand) angegeben (IAEA, 2008). Nachfolgend ist die Berechnung des δ -Wertes der Wasserstoffisotop-Konzentration ^2H und ^1H sowie der Sauerstoffisotop-Konzentration ^{18}O und ^{16}O nach Etcheverry & Vennemann (2009) dargestellt.

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{Probe}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{Standard}}} - 1 \right] \cdot 1000$$

$$\delta^2\text{H} = \left[\frac{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}} \right)_{\text{Probe}}}{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}} \right)_{\text{Standard}}} - 1 \right] \cdot 1000$$

Eine Anreicherung an schweren Isotopen zeigt sich in einem positiven δ -Wert, eine Abreicherung in einem negativen δ -Wert relativ zum Standard (Etcheverry & Vennemann, 2009). Um den Vergleich von δ -Werten aus verschiedenen Labors zu ermöglichen, muss weltweit mit dem gleichen Standard gearbeitet werden. Dafür wird der SMOW-Standard (Standard Mean Ocean Water) verwendet. Dieser wurde durch eine 1950 entnommene, undestillierte Meerwasserprobe generiert. Da dieser ursprüngliche Standard nicht mehr existiert, wird heute mit dem in der Praxis als identisch betrachteten V-SMOW-Standard (Vienna-SMOW) gearbeitet. Dabei handelt es sich um ein destilliertes, künstlich gemischtes Wasser (Etcheverry & Vennemann, 2009).

Die Veränderung in der isotopischen Zusammensetzung von Wasser wird Isotopenfraktionierung genannt. Dabei findet eine Trennung der unterschiedlichen Wassermolekültypen statt. Zu Isotopenfraktionierung kommt es bei Phasenübergängen, wie etwa bei Verdunstung oder Kondensation (Leibundgut et al., 2009). Da die leichten H- und O-Isotopen einen höheren Dampfdruck aufweisen, gehen sie leichter in die Dampfphase über. Dadurch ist der δ -Wert des Wasserdampfes tiefer als der im zurückbleibenden Wasser (IAEA, 2008). Somit ist der Wasserdampf in der Atmosphäre isotopisch leichter als das Meerwasser, aus dem er entstanden ist. Auch in Wolken kommt es zur Isotopenfraktionierung (siehe Abbildung 1), Wasserdampf und Niederschlag weisen entsprechend unterschiedliche δ -Werte auf. Während der Kondensation gehen schwere Isotopologen einfacher in die flüssige Phase über, daher ist der Niederschlag im Vergleich zum zurückbleibenden Wasserpaket mit schweren Isotopen angereichert (Etcheverry & Vennemann, 2009). Regen, der später aus derselben Wolke fällt, ist im Vergleich zu dem schon gefallenen Regen isotopisch abgereichert, der Niederschlag wird deshalb mit abnehmender Residualwasserfraktion (prozentualer Anteil des Wasserpaketes) isotopisch leichter (Clark & Fritz, 1997). Der Fraktionierungsprozess während der Kondensation wird vor allem durch die Temperatur bestimmt (Ingraham, 1998). Resultierend aus Fraktionierungsprozessen kann es im Wasser zu einmaligen Verhältnissen zwischen leichten und schweren Isotopen kommen, aus welchen Rückschlüsse auf die Herkunft oder den Prozess, der sie formte, gezogen werden können (Kendall & Caldwell, 1998). In der Informationsbox 2 sind bekannte Isotopeneffekte beschrieben.

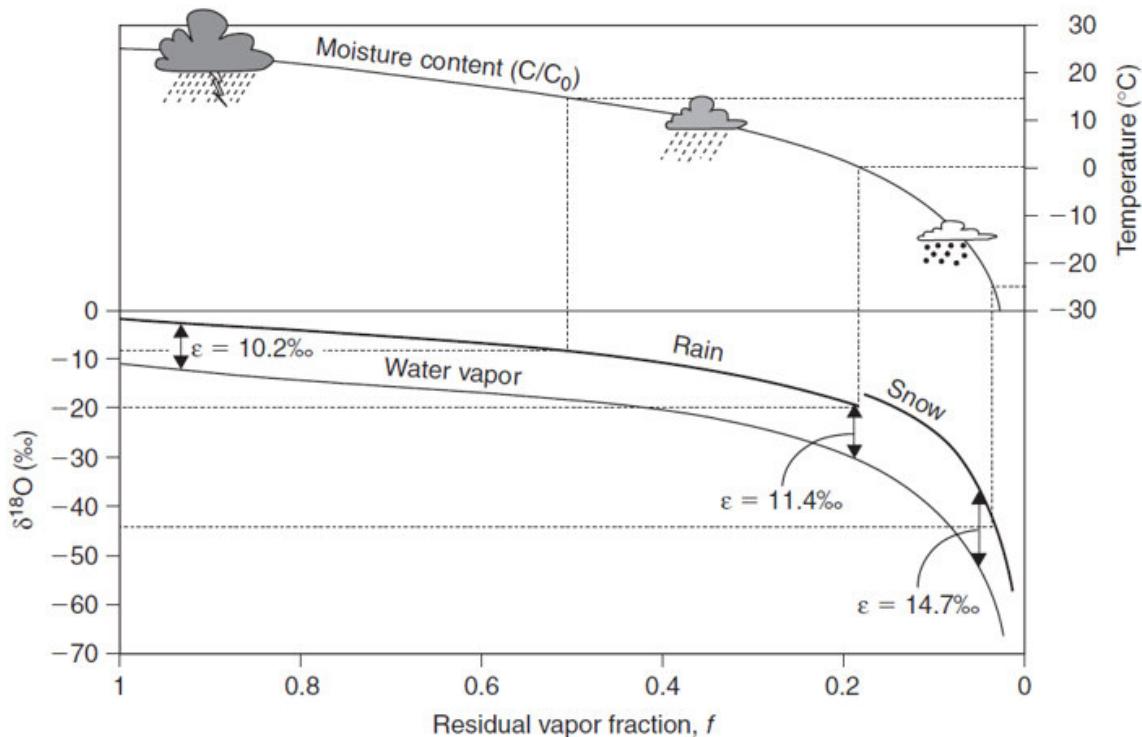


Abbildung 1: Isotopenfraktionierung bei der Niederschlagsbildung (Appelo & Postma, 2005)

Informationsbox 2: Isotopeneffekte

Veränderungen in der isotopischen Zusammensetzung können anhand verschiedener Effekte beschrieben werden: Temperatureffekt, Höheneffekt, Mengeneffekt, Kontinentaleffekt u.a.m. Der Temperatureffekt ist ein wichtiges Werkzeug der Hydrogeologie. Die Temperatur spielt nicht nur während der Verdunstung von Wasser aus dem Meer, sondern besonders bei der Kondensation in der Atmosphäre eine wichtige Rolle bei der isotopischen Zusammensetzung von Niederschlag (Etcheverry & Vennemann, 2009). Da der Alpenraum über verschiedene Feuchtigkeitsquellen verfügt und grosse Variationen in der Niederschlagsverteilung vorliegen, verlaufen die Schwankungen der Temperatur- und Isotopenwerte nicht immer parallel. Daher ist es nicht möglich, einen für den ganzen Alpenraum gültigen Temperaturfaktor zu erstellen (Schotterer et al., 2010).

Der Höheneffekt entsteht beim Aufsteigen der Luftmassen an einem Relief, der beim Ausregnen zurückbleibende Wasserdampf wird isotopisch schwerer. Der Höheneffekt ist beinahe linear und muss für jedes Gebiet spezifisch ermittelt werden (Etcheverry & Vennemann, 2009). Im Alpenraum ist nicht nur das Aufsteigen der Luftmasse zu berücksichtigen, sondern auch lokale Windsysteme wie Luv- und Lee-Effekte oder blockierte Kaltluft (Schotterer et al., 2010).

Regnet mehr der ursprünglichen Luftmasse aus, ist der Isotopenwert im Niederschlag höher. Dies wird durch den Mengeneffekt beschrieben (Ingraham, 1998).

Weil die Luftmassen an Wasser verlieren, kommt es von der Küste ins Landesinnere hinein zu einer Abnahme von Isotopen. Dieser Vorgang wird als Kontinentaleffekt bezeichnet. (Etcheverry & Vennemann, 2009).

Es sind weitere Effekte (Paläoklimatischer Effekt, sekundäre Prozesse) bekannt, die Einfluss auf die isotopische Zusammensetzung von Niederschlag nehmen (Etcheverry & Vennemann, 2009; Ingraham, 1998; Leibundgut et al., 2009).

Weltweit stehen die $\delta^2\text{H}$ -Werte und die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Niederschlagsproben in einer linearen Beziehung zueinander Craig (1961). Diese Niederschlagsgerade wird Globale meteorische Wasserlinie (GMWL) genannt und wird folgendermassen beschrieben (Craig, 1961; Etcheverry & Vennemann, 2009; Kendall & Caldwell, 1998):

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$$

Diese Gerade gilt als Normgerade, davon abweichende Punkte sind atypisch (Craig, 1961). Allerdings ist die GMWL als weltweiter Durchschnitt aufzufassen (Ingraham, 1998). Aufgrund von unterschiedlichen klimatischen und geographischen Grössen innerhalb von Einzugsgebieten kommt es zu lokalen Verschiebungen, weshalb die Erstellung einer Lokalen meteorischen Wasserlinie (LMWL) aussagekräftiger ist (Ingraham, 1998). Werden in der hydrogeologischen Praxis Isotope eingesetzt, ist es daher von Vorteil, eine LMWL zu erstellen. Dem Einfluss der Temperatur, der Niederschlagshöhe und der Luft-

feuchtigkeit kann so Rechnung getragen werden (Etcheverry & Vennemann, 2009). Zwischen Temperatur und der isotopischen Zusammensetzung von Regen besteht ein enger Zusammenhang, dieser zeigt sich in der GMWL (Clark & Fritz, 1997): Isotopisch abgereichertes Wasser findet sich in kalten Regionen, während angereichertes in warmen Regionen vorhanden ist (Craig, 1961).

1.2.2 Abflusseparation

Bei der Untersuchung von Abflusseparationen kommen häufig Mischungsmodelle zum Einsatz: unterschieden wird zwischen Zwei-Komponenten-Abflusseparation und Multi- oder Drei-Komponenten-Abflusseparation (Penna & van Meerveld, 2019).

Die Zwei-Komponenten-Abflusseparation wird zur Differenzierung der zeitlichen Herkunft verwendet. Dabei kann Vor-Ereignis- von Ereignis-Wasser unterschieden werden. Regenereignisse werden häufig mit diesem Modell untersucht. Hierbei ist lediglich ein Tracer nötig (Pinder & Jones, 1969; Penna & van Meerveld, 2019).

Die Drei-Komponenten-Abflusseparation oder End-Member-Mixing-Analyse (EMMA) wird zur Unterscheidung der geographischen Herkunft von Wasser eingesetzt (Ali et al., 2010; Christophersen et al., 1990; Christophersen & Hooper, 1992). Häufig voneinander getrennte End-Member sind Regenwasser, Bodenwasser und Grundwasser oder Gletscherschmelze, Schneeschmelze und Grundwasser (Penna & van Meerveld, 2019). Da bei einer EMMA drei End-Member separiert werden, müssen mindestens zwei Tracer verwendet werden. Der Vorteil der EMMA gegenüber anderen Mischungsmodellen liegt darin, dass die Anzahl Tracer, die in der Analyse berücksichtigt werden, nicht beschränkt ist. Die Tracer gehen nicht direkt in die Analyse ein, sondern werden durch eine Principal-Components-Analysis zueinander in Bezug gesetzt (Christophersen & Hooper, 1992, p. 107). Dabei werden die Informationen der unlimitierten Anzahl an Tracern auf zwei Achsen komprimiert.

Damit die oben beschriebenen Mischungsmodelle eingesetzt werden, müssen gewisse Bedingungen erfüllt sein (Cable et al., 2011; Penna & van Meerveld, 2019; Hooper et al., 1990). Nach Pu et al. (2013) sind dies:

- Die Tracerkonzentrationen der verschiedenen Abflusskomponenten unterscheiden sich signifikant voneinander. Sie weisen zudem eine zeitliche und räumliche Konstanz auf oder deren Veränderung kann quantifiziert werden.
- Der Anteil von anderen Komponenten am Gesamtabfluss muss vernachlässigbar sein.
- Das Mischverhalten der Tracer ist konservativ, das heisst die Tracersignatur verändert sich von der Quelle bis zum Mischungspunkt nicht.
- Die Tracerkonzentrationen der verschiedenen Komponenten weisen keine Kollinearität auf.

Eine weitere Vorgehensweise zur Abflusseparation ist die quantitative Analyse der isotopischen Zusammensetzung des Abflusses und seiner Komponenten. Dabei werden saisonale Muster in den Daten beschrieben und einzelne Ereignisse mit Hilfe von Zwei-Komponenten-Mischrechnungen genauer untersucht. Dies ermöglicht einerseits einen hydrologischen Jahresüberblick, andererseits die Abflusseparation von ausgewählten Ereignissen (Ohlanders et al., 2013).

1.3 Hypothesen und Forschungsfragen

Um eine Abflusseparation mittels stabiler Wasserisotopen durchzuführen, ist die Bestimmung der Isotopensignale der Komponenten von grosser Bedeutung. Eine unzureichende Bestimmung kann zu kleinen oder falschen Resultaten führen (Penna & van Meerveld, 2019). Daher hat die Planung und Durchführung der Probenentnahme der verschiedenen Komponenten sowie die Interpretation der daraus resultierenden Daten einen bedeutenden Einfluss auf die Abflusseparation.

Da sich die beiden stabilen Isotope $\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ kollinear zueinander verhalten (Craig, 1961), können sie nicht als unabhängige Tracer in einer Abflusseparation verwendet werden (Penna & van Meerveld, 2019). Dass die Tracerkonzentrationen der verschiedenen Komponenten keine Kollinearität aufweisen dürfen, lässt sich auch aus der Bedingung von Pu et al. (2013) ableiten. Es ist also ein zusätzlicher, unabhängiger Tracer nötig: möglich sind die Messung von Ionenkonzentrationen (Penna & van Meerveld, 2019) oder die elektrische Leitfähigkeit (Schmieder, Marke, et al., 2018). Jedoch muss erwähnt werden, dass die regelmässige Erfassung von Ionenkonzentrationen mittels Autosampler im Feld mit grossen Schwierigkeiten verbunden ist, wie die Verfasser von mehreren Masterarbeiten der letzten Jahre berichten (Aeschlimann, 2018; Wyss, 2016; Peier, 2016).

Der Einbezug der elektrischen Leitfähigkeit erscheint sinnvoll, um die Rolle des Grundwassers zu untersuchen. (Frenierre & Mark, 2014). Eine Kombination von stabilen Wasserisotopen, elektrischer Leitfähigkeit und Temperatur ergeben eine valide Kombination zur Herkunftsbestimmung von Wasser (Maurya et al., 2011). Da die Messung von ^2H und ^{18}O nicht immer zu parallel verlaufenden Werten führt, ist es dennoch sinnvoll, beide Parameter zu untersuchen. Dieser duale Ansatz, vor allem in Kombination mit der Erhebung von weiteren hydrometrischen Daten wie etwa der Abflussganglinie, ist ein vielversprechender Ansatz für eine Dreikomponenten-Entschlüsselung der Wasserherkunft (Klaus & McDonnell, 2013; Ohlanders et al., 2013). In der vorliegenden Arbeit werden die beiden Ansätze EMMA und quantitative Analyse eingesetzt, um festzustellen, welcher die qualitativ besseren Resultate ergibt.

Hypothese 1:

Die Abflusskomponenten Regen, Schnee und Gletschereis lassen sich unter Berücksichtigung der zeitlichen Variabilität aus Messungen der stabilen Wasserisotopen $\delta^{18}\text{O}$ sowie $\delta^2\text{H}$ der jeweiligen Abflusskomponenten isotopisch definieren.

- **F1a:** Welches Isotopensignal weist die Abflusskomponente Regen auf?
- **F1b:** Welches Isotopensignal weist die Abflusskomponente Schnee auf?
- **F1c:** Welches Isotopensignal weist die Abflusskomponente Gletschereis auf?

Hypothese 2:

Durch hydrologische, meteorologische sowie isotopische Messungen und hydrogeographische Erhebungen lässt sich der Abfluss von kleinen alpinen Einzugsgebieten ($< 25 \text{ km}^2$) mithilfe geeigneter Methoden in die Abflusskomponenten Regen, Schnee und Gletschereis aufteilen.

- **F2a:** Kann in kleinen alpinen Einzugsgebieten auf Grundlage von stabilen Wasserisotopen, der elektrischen Leitfähigkeit des Abflusses, der Abflussganglinie sowie der Erfassung der schneebedeckten Fläche im Einzugsgebiet mit Hilfe der ***End-Member-Mixing-Analyse (EMMA)*** eine Aufteilung des Abflusses in die Komponenten Regen, Schnee und Gletschereis durchgeführt werden?
- **F2b:** Kann in kleinen alpinen Einzugsgebieten auf Grundlage von stabilen Wasserisotopen, der elektrischen Leitfähigkeit des Abflusses, der Abflussganglinie sowie der Erfassung der schneebedeckten Fläche im Einzugsgebiet mit Hilfe der ***quantitativen Analyse nach Oh-landers et al. (2013)*** eine Aufteilung des Abflusses in die Komponenten Regen, Schnee und Gletschereis durchgeführt werden?

1.4 Projektorganisation

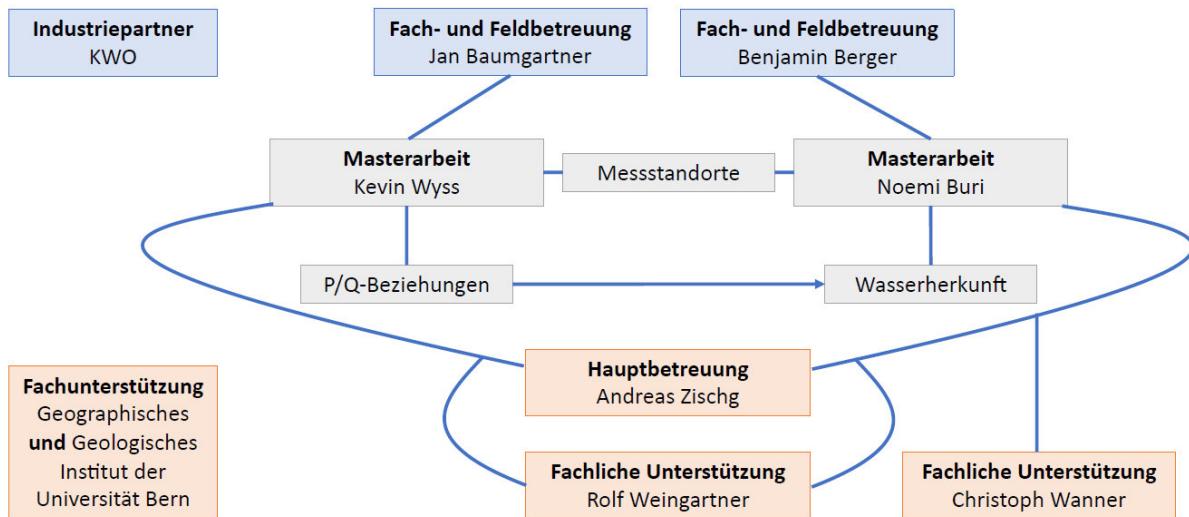


Abbildung 2: Projektorganisation

In Abbildung 2 ist die Projektorganisation dieser Masterarbeit bildlich dargestellt. Die KWO ist als Industriepartner vertreten und beteiligt sich finanziell an der Durchführung der Arbeit. Unterstützung in Form von Fach- und Feldbetreuung erfolgt seitens der KWO hauptsächlich durch Benjamin Berger.

Die vorliegende Masterarbeit ist mit derjenigen von Kevin Wyss anhand der Messstandorte verbunden. Bei der Erstellung der Abflussganglinie besteht eine Zusammenarbeit. Die dazu notwendigen Abflussmessungen im Feld wurden gemeinsam ausgeführt. Die daraus abgeleitete P/Q-Beziehung sowie die Berechnung der Abflussganglinie erfolgte durch Wyss (siehe Wyss, 2020).

Die Leitung der Arbeit erfolgt durch Andreas Zischg vom Geographischen Institut Universität Bern. Weitere fachliche Unterstützung wurde von Rolf Weingartner geleistet.

Unterstützung bei der Laborarbeit sowie bezüglich stabilen Isotopen wurde durch Christoph Wanner vom Institut für Geologie Universität Bern gewährleistet, der auch der Co-Leiter dieser Arbeit war.

Die vorliegende Arbeit wurde wissenschaftlich unabhängig von der KWO erstellt, es handelt sich dabei nicht um Auftragsforschung.

2. Untersuchungsgebiet

Die in dieser Arbeit untersuchten Einzugsgebiete liegen im Gadmertal im Berner Oberland (Gemeinde Innertkirchen). Es handelt sich dabei um die Gebiete Steinwasser, Giglibach und Wendenwasser, siehe Abbildung 3. Ihr Wasser wird von der KWO für die Stromproduktion genutzt. Im oberen Einzugsgebiet des Steinwassers liegt der Steinsee, welcher durch den Steingletscher gespiesen wird. Oberhalb der Steinfassung, auf der Murmeliwiese, fliessen Steinwasser und Giglibach zusammen. Das Wendenwasser wird durch die Wendenfassung gefasst. Wendenwasser und Steinwasser fliessen bei Eynollen zusammen, ab hier spricht man vom Gadmerwasser. Das Gadmerwasser fliesst dann bei Innertkirchen in die Hasliaare. Die KWO nutzt jährlich insgesamt rund 700 Millionen Kubikmeter Wasser für die Stromproduktion. Mit ihren 13 Kraftwerken produziert sie 2'400 Gigawattstunden Strom pro Jahr, dies entspricht dem durchschnittlichen schweizerischen Haushaltsverbrauch einer Million Einwohner (KWO, 2018).

Bei der Wahl der Einzugsgebiete wurde in erster Linie auf die Zugänglichkeit, sowie die Wichtigkeit der Standorte für die KWO geachtet. Wyss (2016) konnte zeigen, dass die Anwendung der EMMA durch eine kleinere Einzugsgebietsfläche begünstigt wird, deshalb wurden Einzugsgebiete mit einer Fläche unter 25 km² gewählt. Um die Methode in verschiedenen Situationen anwenden zu können, wurden Einzugsgebiete mit unterschiedlichen Vergletscherungsgraden und Größen gewählt, dadurch sind differenzierte Resultate zu erwarten.

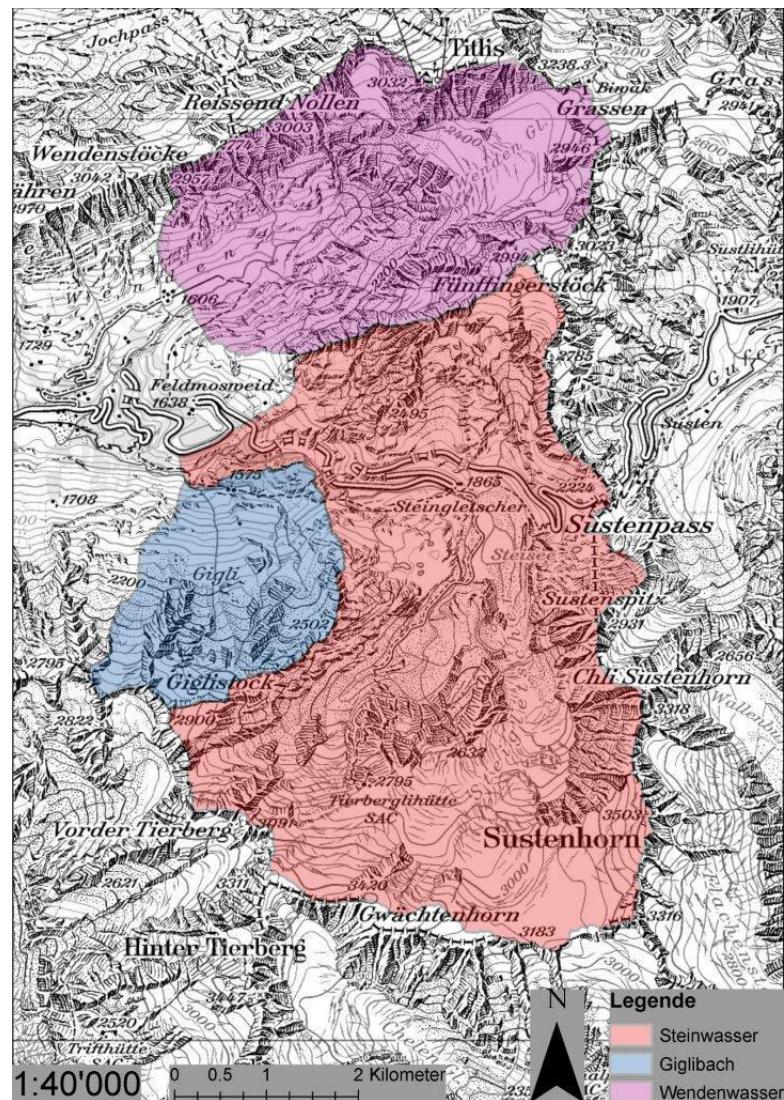


Abbildung 3: Die Einzugsgebiete Steinwasser, Giglibach und Wendenwasser.
Die Eingrenzung der Einzugsgebiete wurde von der Autorin ausgeführt und
basiert auf dem swissALTI3D_CHLV95_LN02.

Kenngrößen

Sämtliche Einzugsgebiete sind kleiner als 25km², wobei Steinwasser das grösste und Giglibach das kleinste ist. Die Einzugsgebiete liegen nahe beieinander und weisen eine ähnliche mittlere Höhe auf. Dadurch sind die klimatischen Bedingungen ähnlich, was einen Vergleich begünstigt. Angaben bezüglich der Grösse, Vergletscherungsgrad und der mittleren Höhe der Einzugsgebiete sind in Tabelle 1 ersichtlich.

Die vergletscherte Fläche und der daraus resultierende Vergletscherungsgrad basieren auf dem Gletscherinventar von Paul et al. (2019), welches mittels Sentinel–2 Aufnahmen erstellt wurde. Die Aufnahmen stammen aus dem August 2015 und weisen eine räumliche Auflösung von 10m auf. Bei der Erstellung des Gletscherinventaires von Paul wurde das letzte nationale Gletscherinventar hinzugezogen (Paul et al., 2019). Die Flächen- sowie Höhenangaben wurden von der Autorin berechnet und basieren auf dem swissALTI3D_CHLV95_LN02.

Tabelle 1: Kenngrößen Einzugsgebiete

	Steinwasser	Wendenwasser	Giglibach
Fläche [km ²]	24.2	11.2	4.85
vergletscherte Fläche [km ²]	6.76	1.67	0.29
Vergletscherungsgrad [%]	28.0	14.9	5.96
mittlere Höhe [m ü. M.]	2 471	2 280	2 190
minimale Höhe [m ü. M.]	1 425	1 539	1 440
maximale Höhe [m ü. M.]	3 502	3 238	2 897

Steingletscher, Steilimigletscher sowie Obertalgletscher generieren die vergletscherte Fläche im Steinwasser. Stein- und Steilimigletscher nahmen im Jahr 2014 eine Fläche von 7km² ein ,bei einem Volumen von 0.25km³ (VAW, 2014). Beim Giglibach stammt die Eisfläche von den Gletschern Taleggli und Gigli. Die vergletscherte Fläche des Einzugsgebietes Wendenwasser besteht aus dem Wendengletscher, Uratgletscher und Chli Gletscherli. Im Jahr 2014 umfasste der Wendengletscher 2.1km² und hatte ein Volumen von 0.06km³ (VAW, 2014).

Geologie

Die Einzugsgebiete Steinwasser und Giglibach befinden sich im Aar-Massiv. Die Lithologie wird durch den Erstfeld-Gneiskomplex dominiert. Auch das Wendenwasser befindet sich im Aar-Massiv. Orographisch links wird dessen Lithologie ebenfalls durch den Erstfeld-Gneiskomplex bestimmt. Orographisch rechts ist bis auf eine Höhe von 2'100m.ü.M. der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Gneiskomplex vorhanden. Dieser wird durch die Quinten-Formation, bestehend aus Mikrit (gefestigter Kalkschlamm), abgelöst. In einer Höhe von 2'500m.ü.M befindet sich ein 30 Meter breites Gesteinsband aus der Zementstein-Formation, lithologisch bestehend aus Mergelstein und Mergelkalk. Darüber dominieren Mergelstein, Kalkoolith und Spatkalk, welche die Öhrli-Formation bilden. In allen drei betrachteten Einzugsgebieten treten Moränen und Hangschutt auf (Swisstopo, 2019).

Klima und Abfluss

Die Jahresmitteltemperatur von Meiringen während der Periode 1981-2010 betrug 8.2°C (EDI, 2016b). Der durchschnittliche Temperaturgradient beträgt –0.6°C/100m (Malberg, 2006). Angepasst auf die mittlere Höhe der Einzugsgebiete ergibt dies eine Jahresmitteltemperatur von –3.09°C für das Steinwasser, -1.41°C für das Giglibach und –1.94°C für das Wendenwasser. Der Jahresniederschlag in Meiringen (Periode 1981-2010) beträgt 1'375mm (EDI, 2016b). Die höher gelegene Wetterstation am Grimsel Hospiz weist in der Periode von 1981-2010 einen Jahresniederschlag von 1'856 mm auf (EDI, 2016a). Gemittelt über das gesamte Einzugsgebiet der KWO beträgt der durchschnittliche Jahresniederschlag (Periode 1980-2009) 2'170mm (WSL, 2011).

Bei alpinen Einzugsgebieten findet während den Monaten Mai bis September 70-90% der Jahresabflussfracht statt. Der Klassifizierung von Aschwanden & Weingartner (1985) folgend weisen die Einzugsgebiete folgende Abflussregimes auf: Das Steinwasser wird als b-glaziales Abflussregime klassifiziert, welches sich durch hohe Abflüsse in den Monaten Juni, Juli, August und September auszeichnet. Das Einzugsgebiet Wendenwasser weist den Regimetyp a-glazio-nival auf, dabei handelt es sich um ein Übergangsregime, bei welchem die höchsten Abflüsse im Juli zu erwarten sind, und die Monate Juli, Juni, August und Mai die Abflussganglinie dominieren. Gigilbach wird als nivo-glazial betrachtet, der nivale Monat Juni weist hier den stärksten Abfluss auf. Die höchsten Abflüsse werden in den Monaten Juni, Juli, Mai und August erreicht.

Aufgrund der geringen Grösse des Einzugsgebietes Giglibach werden die Abflusswerte vom Giglibach und Steinwasser hier gemeinsam betrachtet. Der mittlere Jahresabfluss der beiden Fliessgewässer beträgt 2.54m³/s, die Abflussvariabilität 11% (BAFU, 2007a). Der mittlere Jahresabfluss des Wendenwassers beträgt 0.99m³/s und die Abflussvariabilität 11% (BAFU, 2007b).

Aufgrund der tiefen Temperaturen von November bis März fällt während dieser Zeit in den höheren Lagen ein Grossteil des Niederschlages als Schnee (EDI, 2016b). Dies widerspiegelt sich deutlich in den alpinen Abflussregimes, die Minimalabflüsse in den Wintermonaten von Dezember bis März aufweisen (Aschwanden & Weingartner, 1985). Der Niederschlag wird über den Winter in Form von Schnee zwischengespeichert und kommt erst im Frühling durch die höheren Temperaturen zum Abfluss. Die Schnee- und Gletscherschmelze führt zu hohen Abflüssen in den Sommermonaten. Niederschlagsintensive Gewitter an sommerlichen Hitzetagen können den Abfluss zusätzlich kurzfristig anschwellen lassen.

Land- und Bodennutzung

Die Gemeinde Innertkirchen misst 23'654ha und hat eine Siedlungsfläche von 0.7% sowie eine Landwirtschaftsfläche von 12%. Die bestockte Fläche, bestehend aus Wald, Gebüschwald und Gehölz, beträgt 18.5%. 68.8% der Gemeindefläche ist als unproduktive Fläche eingestuft. Darunter fallen Gewässer, unproduktive Vegetation, vegetationslose Flächen sowie Gletscher. Diese Werte haben sich über die Arealstatistiken 1979/85, 1992/97 und 20004/09 kaum verändert (BFS, 2016).

Messstationen

Um die für diese Arbeit benötigten Daten zu erheben, wurden drei Messstationen aufgestellt. Sie wurden am Auslass der jeweiligen Einzugsgebiete positioniert, um Rückschlüsse auf das ganze Einzugsgebiet zu ermöglichen. Um das Regensignal bestimmen zu können, wurden vier Regensammler installiert. Im Folgenden werden die einzelnen Komponenten der Messstationen exemplarisch an der Messstation Giglibach erläutert, welche in Abbildung 4 ersichtlich sind. Die Messstationen Steinwasser und Wendenalp weisen dieselben Komponenten auf.



Abbildung 4: Messstation Giglibach, inklusive Regensammler

Bei der Wahl der Messstandorte wird darauf geachtet, dass ein aufrechtes Installieren des Pegelrohres möglich ist. Weiter ist ein beruhigter Fliessbereich des Gewässers von Vorteil. Zur Befestigung der einzelnen Komponenten ist ein grosser Steinblock in Gerinnenähe nötig. Um die Stromversorgung der Messstationen sicher zu stellen, wird ein Solarpanel angeschlossen. Das Panel lädt eine 12-Voltbatterie. Weiter ist eine piezoresistive Relativdrucksonde MODUS mit dem Data-Safe 800 Logger zur Erfassung des Pegelstandes eingebaut. Sie funktioniert unabhängig von der Messstation, ihre Daten wurden für die Erstellung der Abflussganglinie verwendet. Als Backup ist eine Liquid Level Sensor CS420 der Firma Campbell Scientific in Betrieb, die an der Messstation angeschlossen ist. Zur kontinuierlichen Erfassung der elektrischen Leitfähigkeit sowie der Wassertemperatur wird die Leitfähigkeitsonde CS547A der Firma Campbell Scientific verwendet. Diese Sonden werden so nahe wie möglich an der Pegelsonde installiert. So kann die Funktion beider Sonden simultan si-

hergestellt werden. Um die Kabel vor Nagetieren zu schützen, verlaufen sie entweder durch Aluminium-Rohre oder durch witterungsbeständige Plastikschläuche. Über die Sommermonate werden die Messstationen zusätzlich mit elektrischen Zäunen vor Beschädigungen durch Schafe und Ziegen geschützt. Die Daten zu elektrischer Leitfähigkeit und Pegelstand werden durch den Datenlogger CR800 der Firma Scientific Campbell gespeichert. Sie werden im 10-Sekunden-Takt erfasst und über 10 Minuten gemittelt. Mit Hilfe des Programmes LoggerNet 3.4.1 werden die Daten in einer DAT-Datei gespeichert. Ebenfalls an die Messstation angeschlossen ist ein Autosampler, der für die regelmässige Probennahme von Bachwasser verantwortlich ist.

3. Datengrundlage

In Tabelle 2 sind die Daten beschrieben, die für diese Arbeit verwendet werden und nicht von der Autorin erhoben wurden. Die Webcambilder werden zur Erfassung der Schneedecke benötigt. Die Isotopendaten stammen aus den Jahren 1992-2014. Sie werden durch das Modul ISOT der Nationalen Grundwasserbeobachtung erfasst. Aufgrund der langen Zeitreihe eignet sich diese Datengrundlage zur Erstellung der LMWL. Die Temperatur-, Niederschlags- und Schneehöhenwerte dienen als Ergänzung der eigens erhobenen Parameter in den Einzugsgebieten. Die Abflussganglinie wird für die quantitative Analyse verwendet.

Tabelle 2: Datengrundlage

	Einheit	Zeitliche Auflösung	Ort	Datenquelle
Webcambilder	JPEG-Bild	stündlich, Momentaufnahme	Steinalp-Lodge	https://sustenpass.ch/de/Info/Livecam
Isotopendaten	$\delta^{18}\text{O} / \delta^2\text{H}$	monatlich, Mittelwert	Guttannen, Grimsel	Nationale Grundwasserbeobachtung NAQUA, Bundesamt für Umwelt
Temperatur	°C	10 Minuten, Momentaufnahme	Gadmen	Kanton Bern, Messstation BEGAD
Niederschlag	mm	10 Minuten, Summe	Gadmen	Kanton Bern, Messstation BEGAD
Gesamtschneehöhe	cm	10 Minuten, Momentaufnahme	Gschletteregg	Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Messstation SLFGAD
Abflussganglinie	m^3/sec	10 Minuten, Mittelwert	Steinwasser, Wendenwasser, Giglibach	Wyss, 2020

4. Vorgehen und Methoden

Die drei Kapitel «4.Vorgehen und Methoden»,«5.Resultate» sowie «6.Diskussion» beziehen sich jeweils auf die gleichen Inhalte und werden daher mit identischen Kapitelüberschriften aufgebaut, um das inhaltliche Verständnis bei der Lektüre zu erleichtern.

4.1 Feldmessungen

4.1.1 Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit des Bachwassers wird an den Messstationen Steinwasser, Giglibach und Wendenwasser gemessen. Zur Messung der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur wird die Sonde CS547A der Firma Campbell Scientific verwendet. Bei dieser Sonde wird die Leitfähigkeit mit Hilfe von drei zylindrischen rostfreien Stahl-Elektroden gemessen. Zum Schutz vor Fracht im Wasser befinden sich die Elektroden in einem Epoxygehäuse. Der Messbereich der Sonde liegt im Bereich von 0.005mScm^{-1} bis 7.5mScm^{-1} . Die Sonde ist für Temperaturen zwischen 0°C und $+50^\circ\text{C}$ konstruiert. Die Temperatur wird mit dem Thermistor Betatherm 100K6A1 gemessen. Der gemessene elektrische Widerstand in Ohm wird anschliessend in Grad $^\circ\text{C}$ umgewandelt der Messbereich beträgt dabei 0°C bis 50°C und die Genauigkeit $+-0.4\text{ }^\circ\text{C}$ (Campbell Scientific, 2020). Die Daten der Sonde werden im 10-Sekunden-Takt erfasst und über 10 Minuten gemittelt. Damit eine korrekte Messung gewährleistet wird, muss die Sonde von Wasser umflossen werden (Campbell Scientific, 2020). Dies wird bei der Installation beachtet.

Die für die Erstellung der P-/Q-Beziehungen notwendigen Abflussmessungen werden mit der Salzverdünnungsmethode durchgeführt. Dazu wird das Tracersystem TQ-S der Firma Sommer verwendet. Da mit es aufgrund der Abflussmessungen nicht zu Verfälschungen in den kontinuierlichen Leitfähigkeitswerten kommt, werden die Daten auf Ausreisser während den Abflussmessungen überprüft. Vorhandene Ausreisser werden manuell entfernt und mit dem vorangehenden Wert ersetzt. Zur Überprüfung der kontinuierlichen Messung werden die jeweiligen Werte der Grundleitfähigkeiten, die während den Abflussmessungen mittels Salzverdünnungsmethode gemessen werden, als Kontrolle hinzugezogen. Die Abflussmessungen werden mit drei Sonden durchgeführt, verwendet wird der Mittelwert der Grundleitfähigkeit der drei Sonden. Die Kontrollwerte werden mit den kontinuierlich gemessenen Werten verglichen. Vorhandene Differenzen werden mit Hilfe der Berechnung von Konfidenzintervallen daraufhin geprüft, ob sich die Differenzen signifikant voneinander unterscheiden. Dadurch wird überprüft, ob die Korrektur der elektrischen Leitfähigkeitswerte nötig und möglich ist.

Ab dem 13. November 2019 bis zu dem Ende der Messperiode befindet sich die Leitfähigkeitssonde am Messstandort Steinwasser periodisch nicht vollständig im Wasser. Die Sonde wurde bei hohen Abflussverhältnissen montiert und ist dann bei Niedrigwasserverhältnissen trockengefallen. In diesem Zeitraum kommt es teilweise zu schnell wechselnden Messwerten, wahrscheinlich, weil die Sonde nur bei Wellenschlag vom Wasser bedeckt war. Diese Werte werden aus der Datenreihe entfernt, damit nur über mehrere Stunden stabile Werte berücksichtigt werden.

Die Datenreihen werden visuell auf Ausreisser überprüft. Ein An- oder Abstieg innerhalb von 10 Minuten von mehr als 100% wird als Ausreisser gewertet. Vorhandene Ausreisser werden anhand der Wetter- und Abflussdaten diskutiert (siehe Kapitel 6.1.1).

4.1.2 Schneedecke

Bei der Beurteilung von Schneedecken gibt es mehrere Faktoren zu berücksichtigen. Es müssen mehrere Messstellen für die Schneedecke im zu untersuchenden Einzugsgebiet vorhanden sein, damit die topographischen und wetterabhängigen Einflüsse berücksichtigt werden können (Maniak, 2010). Die Verwendung von Satellitendaten zur Analyse der Schneedecke eignet sich nur für grössere Einzugsgebiete (Wunderle et al., 2012) und ist deshalb für das hier gewählte Untersuchungsgebiet nicht geeignet.

Für diese Arbeit wird eine kostengünstige und zeitsparende Vorgehensweise angewendet. Die Schneedecke wird anhand von Bildern bewertet, welche durch die Webcam beim Restaurant Susten Kulm (2'220m.ü.M.) aufgenommen werden. Verwendet werden Bilder von jedem fünften Tag, auf denen die Landschaft bezüglich Sonnenstands und Wetterbedingungen hinreichend sichtbar ist. Ist dies nicht der Fall, wird auf Bilder des nächsten Tags ausgewichen.

Anhand der Webcam-Bilder wurde die Schneedecke von "aper" bis "geschlossene Schneedecke" auf einer Skala von 1 bis 5 bewertet (siehe Tabelle 3). Besonderheiten wie z. B. Neuschnee werden unter "Bemerkungen" erfasst. Von einer automatischen Auswertung der Webcambilder wird wegen der damit verbundenen, den Rahmen sprengenden Komplexität abgesehen.

Validiert wird die so erhaltene Bewertung der Schneedecke durch den Vergleich mit den Messwerten, welche vom WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF gleichentags punktuell an der Messstation Gschletteregg (2'060m.ü.M.) erhoben werden. Aufgrund der 160 Meter Höhendifferenz sowie lokalen topographischen und mikroklimatischen Differenzen wird keine absolute Übereinstimmung erwartet, tendenziell sollte sich jedoch ein ähnliches Bild ergeben. Eine direkte Vergleichbarkeit ist nicht gegeben, da auf den Webcam-Bildern die Schneedecke als Fläche bewertet wird, während die Messstation Gletscheregg eine nur punktuelle Schneehöhe misst.

Tabelle 3: Schema zur Webcambildauswertung Schneedecke

Bewertung	Kriterium	Beispiel
1	aper	
2	kleine Schneeflecken vorhanden	
3	grossräumige Schneeflecken vorhanden	
4	löcherige Schneedecke	
5	geschlossene Schneedecke	

4.1.3 Mischproben

Um die isotopische Zusammensetzung der Fließgewässer zu untersuchen, werden Autosampler installiert. Die aus dem Bachwasser entnommenen Wasserproben werden in dieser Arbeit Mischproben genannt, da die drei Abflusskomponenten (Regen, Schnee- und Eisschmelze) im Bachwasser gemischt vorhanden sind. Die Autosampler ermöglichen eine zeitlich hoch aufgelöste Probenahme ohne täglich notwendige Präsenz an den Messstationen. Ihre Batterien werden an den jeweiligen Messstationen angeschlossen, wodurch die Stromversorgung sichergestellt wird. Damit kein Wasser im Schlauch liegenbleibt, wird bei der Installation des Ansaugschlauches jeweils darauf geachtet, dass stets ein leichtes Gefälle zum Bach hin besteht. Der Ansaugschlauch wird nicht mit einem Filter versehen, da dieser erfahrungsgemäß häufig verstopft.

Zu Beginn der Arbeit kommen Autosampler der Universität Bern zum Einsatz. Diese wurden von dem ehemaligen Techniker des geographischen Institutes, Hans Kallen, eigengefertigt. Um Verdunstungsverluste zu verhindern, wird in die Probebehälter jeweils 180 Tropfen Paraffin eingefüllt. Dies hat sich bereits in der Arbeit von Ohlanders et al. (2013) bewährt. Eine Alternative wäre der Einsatz von schwimmenden Bällen wie etwa Styroporkügelchen. Michelsen et al. (2018) empfehlen jedoch die Verwendung von Paraffin. Um allfällige Verfälschungen der Wasserprobe aufgrund der Ölschicht zu erkennen und die Wirksamkeit gegen Verdunstungsverluste zu überprüfen wird eine Paraffintest durchgeführt (siehe Kapitel 4.1.7).

Damit aufgrund zeitlicher Variabilität keine Fehler entstehen, werden die Proben automatisch jeweils zur selben Tageszeit, nämlich um 17:00 Sommerzeit entnommen. Nach maximal 24 Tagen werden die Proben entnommen, dabei werden die vollen Flaschen mit einem Deckel verschlossen und mitgenommen. Der Autosampler wird wieder mit neuen Flaschen gefüllt.

Dosierprobleme bei der Wasserentnahme entstanden durch Verstopfung des Elektroventils, was die Probennahmen des Autosamplers verhinderte. In Abbildung 5 rechts ist ein defekter Autosampler der Universität Bern zu sehen: Dieser hatte solange Wasser gepumpt, bis die Mechanik unter Wasser stand und nicht mehr funktionierte. Aufgrund der vielen technischen Schwierigkeiten haben diese Autosampler nur sporadisch Proben entnommen, daher sind während dieser Zeit zusätzlich manuelle Proben entnommen worden (Vorgehen siehe unten).

Wegen dieser Probleme wurden die Autosampler der Universität Bern Mitte September durch «3700 Portable Samplers (ISCO)» der Firma Teledyne der Universität Freiburg ersetzt. Die Batterie wird auch an die bestehenden Messstationen angeschlossen. Die Ansaugleitung hat einen grösseren Durchmesser und muss daher ersetzt werden, sie wird jeweils an derselben Stelle wie der vorgängige Schlauch angebracht. Wie in Abbildung 5 links ersichtlich, sind diese Autosampler mit 24 Hartplastikflaschen mit je einem Fassungsvermögen von einem Liter bestückt. Auch bei diesen Flaschen wird eine Paraffinschicht als Verdunstungsschutz aufgetragen. Nach maximal 24 Tagen werden die automatisch generierten Proben entnommen. Dabei wird die Probe aus der Literflasche in eine kleinere Plastikflasche umgefüllt. Diese wird bis zum Rand aufgefüllt, die restliche Probe wird nicht verwendet und weggeschüttet.

tet. Die Literflaschen werden kurz luftgetrocknet und anschliessend neu mit einer Paraffinschicht versehen. Dabei können einige Tropfen der vorderen Probe in der Flasche hängen bleiben. Auf die grosse Probenmenge führt dies jedoch zu keiner Verfälschung. Die ISCO Autosampler funktionieren einwandfrei und entnehmen täglich um 17:00 Sommerzeit eine Bachwasserprobe. Ende Oktober werden die Autosampler wieder abgebaut, damit sie im Winter nicht eingeschneit werden und fristgerecht zurückgegeben werden können. Die weitere Probennahme erfolgt manuell, wobei aufgrund von praktischen Gründen der Zeitpunkt der Probennahme verschieden ausfällt.

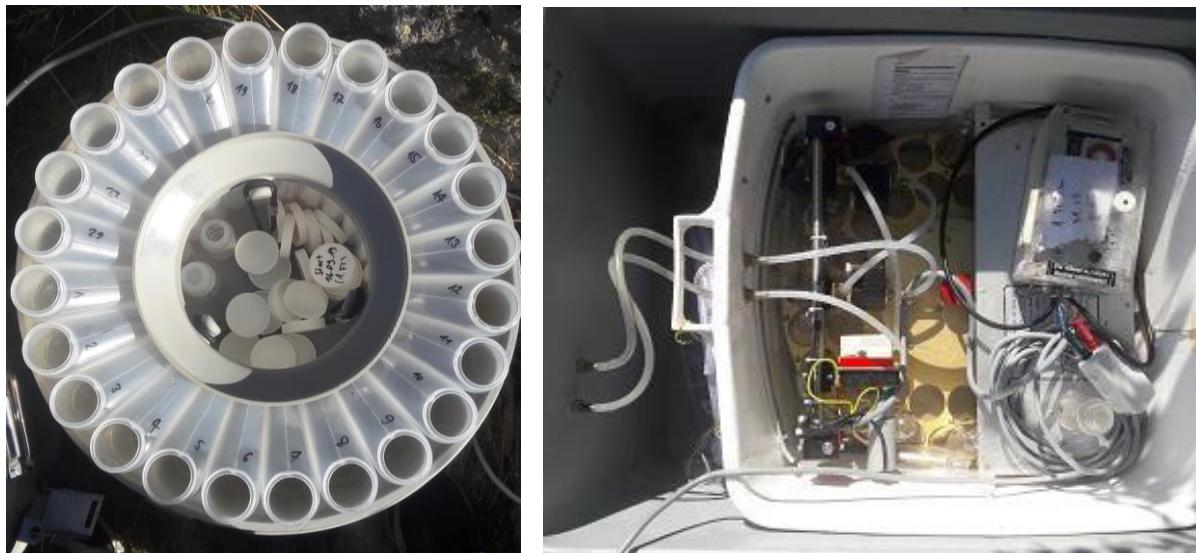


Abbildung 5:Autosampler ISCO (links), Autosampler Universität Bern (rechts)

In der Zeit ohne Autosampler oder mit defektem Autosampler erfolgt die Probennahme manuell mit der Verpackungsflasche PE-HD 100 ml 2023 der Firma Semadeni (folgend "Probennahmeflasche Semadeni" genannt). Diese Flasche eignet sich gut zur Probeentnahme für stabile Wasserisotopen, da sie über einen nach innengewölbten Zweitdeckel verfügt, der sicherstellt, dass keine Luft im Behälter bleibt, wenn sie ganz bis zum Rand gefüllt wird. Bei der Probennahme der stabilen Wasserisotope $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ sind keine weiteren Vorsichtsmassnahmen notwendig (Etcheverry & Vennemann, 2009).

Da die Laboranalyse der Proben mit Kosten verbunden ist, werden nicht alle entnommenen Proben analysiert. Mit Hilfe der Meteodaten der Wetterstation Gadmen wird entschieden welche Proben analysiert werden. Dabei wird beachtet, dass sowohl Trockenperioden als auch Niederschlagsereignisse erfasst werden.

Bei der Probennahme wird penibel auf eine eindeutige Probenbeschriftung geachtet. Sämtliche Proben werden in einem Probennahmeprotokoll (siehe Anhang A) erfasst, das zu jeder Probe folgenden Einträge enthält: Probenbeschriftung, Datum, Uhrzeit, Einzugsgebiet, Bemerkungen sowie manuelle oder automatische Probennahme. Die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte werden nach Erhalt der Laborresultate in dem Protokoll ergänzt.

4.1.4 Regen

Zur Erfassung des End-Members Regen werden vier Regensammler installiert, in denen Mischproben gesammelt werden. Ihre Benennung, die Zeitspanne der Probennahme, die Höhe über Meer sowie der Typ Regensammler sind der Tabelle 4 zu entnehmen. Die Probennahme wird, so früh die Zugänglichkeit es erlaubt, gestartet und mit Beginn des Schneefalls eingestellt. Es werden damit so viele Monate erfasst, wie es die Witterung zulässt. Da es bei Phasenübergängen zur Isotopenfraktionierung kommt (Leibundgut et al., 2009), kann eine Mischprobe nur verwendet werden, wenn sie nie gefroren war.

Tabelle 4: Übersicht Regensammler

Name	Zeitspanne	Höhe [m ü.M.]	Typ
Stein	18.06.2019 - 03.10.2019	1 430	Palmex
Susten 1	08.07.2019 - 03.10.2019	1 842	Young
Susten 2	08.07.2019 - 03.10.2019	2 210	Young
Wenden	31.07.2019 - 03.09.2019	1 542	Young

Um Aussagen über die räumliche Variabilität der Isotopenzusammensetzung von Regen machen zu können, werden vier Regensammler aufgestellt. Bei der Wahl der Standorte wird auf die Höhe über Meer geachtet, daher besteht eine Höhenzunahme von den Sammlern Stein, Susten 1 zu Susten 2. Um die räumliche Variabilität zu beachten, wird bei der Messstation Wenden zusätzlich der Regensammler Wenden aufgestellt. Die Sammler Stein und Wenden befinden sich in der Nähe der Messstationen Steinwasser und Wendenwasser. Um die Wartung der Sammler zu vereinfachen, sind die Sammler Susten 1 und 2 entlang der Sustenpassstrasse stationiert. Um eine einwandfreie Probennahme sicherzustellen wird beim Aufstellen der Regensammler darauf geachtet, dass keine Bäume, Häuser oder andere Hindernisse in der Nähe sind. Die Sammler werden auf einer Höhe von 1.5 m über Boden an einer Stange befestigt, die zur Stabilisierung mit drei Heringen abgespannt wird. Der Regensammler Stein befindet sich auf der Wiese zwischen den Messstationen Steinwasser und Giglibach, die beiden Stationen liegen nur 130m auseinander. An dieser Stelle wird der Rainsampler 1B der Firma Palmex eingesetzt, siehe Abbildung 6 links. Dieser Regensammler wurde eigens für die Entnahme von kumulativen Regenproben zur Analyse der stabilen Wasserisotope ^2H und ^{18}O konstruiert (Gröning et al., 2012). Im Vergleich mit anderen Systemen schneidet er sehr gut ab (Michelsen et al., 2018), weil er Verdunstung weitgehend verhindert. So kann sichergestellt werden, dass es zu keinem Fraktionierungsprozess innerhalb des Probebehälters kommt (Gröning et al., 2012). Aus finanziellen Gründen werden bei den anderen Standorten Regensammler des Typs Young Nr. 52203 eingesetzt. Dieser Sammler ist nicht speziell für die Probennahme von stabilen Isotopen konstruiert, sondern zur Messung von Regenmengen. Daher wird das Regenwasser auch nicht vom Sammler aufgefangen. Dazu wird ein witterungsresistenter Plastikschlauch von dem Sammler zu einem fünf Liter Plastikbehälter geführt, siehe Abbildung 6 rechts. Um Verdunstung weitmöglichst zu verhindern, wird der Anfang und das Ende des Schlauches mit Kitt ummantelt. Der Plastikbehälter wird mit einem Stein beschwert und mit einem Seil an der Stange fixiert, um ihn vor Wind zu schützen.



Abbildung 6: Regensammler Palmex 1B (links), Regensammler Young Nr. 52203 (rechts)

Um die zeitliche Variabilität der Isotopenzusammensetzung von Regen erfassen zu können, werden Mischproben entnommen. Die Probeentnahme erfolgt durchschnittlich alle 16 Tage. Dabei wird eine Probennahmeflasche Semadeni aus dem jeweiligen Behälter randvoll gefüllt. Anschliessend wird der Behälter entleert. Beim Palmex Regensammler wird der Behälter ausgetauscht, d.h. dass bei jeder Probeentnahme ein trockener Behälter eingesetzt wird. Die Plastikkanister der Young Sammler werden lediglich kurz luftgetrocknet. Die zurückbleibende Wassermenge ist jedoch auf die Menge Regenwasser, die gesammelt wird, vernachlässigbar.

Sämtliche Proben werden eindeutig beschriftet und in einem Probennahmeprotokoll eingetragen mit Angaben über Datum, Zeitraum, Sammler, Bemerkungen sowie Probenbeschriftung (siehe Anhang A). Sobald die Laborresultate vorhanden sind werden die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte ergänzt. Die erhaltenen Resultate werden mit den Isotopendaten verglichen, die vom Bundesamt für Umwelt im Grimselgebiet erhoben werden. Somit kann die Funktionalität der verwendeten Regensammler überprüft werden.

4.1.5 Schnee

Um die isotopische Zusammensetzung des End-Members Schnee zu erfassen, werden in allen Einzugsgebieten Schneeproben gesammelt. Gemäss Ohlanders et al. (2013) verändert sich die isotopische Zusammensetzung von Schnee je nach Höhenlage und Zeit. Daher werden möglichst viele Schneeproben entnommen. Geilen (2018) betont die Wichtigkeit repräsentativer Erfassung der End-Member-Signaturen für Abflusseparationen und weist dabei auf die Beprobung hoher Höhenlagen sowie der Probennahme früh im Jahr hin. Da die Einzugsgebiete alpin gelegen sind, ist die Probenahme jedoch aufgrund der eingeschränkten Zugänglichkeit sowie Lawinengefährdung nicht jederzeit möglich.

Mit der Probenahme der Schnee-Signaturen wird gestartet, sobald die Schneegrenze knapp oberhalb der Messstationen ist. Über den Sommer werden liegengebliebene Flecken Schnee beprobt. Sobald Neuschnee fällt, wird auch dieser beprobt. Die Probenahmestellen sind dem Probennahmekontrollprotokoll (siehe Anhang A) zu entnehmen.

Bei der Schneeprobenahme wird mittels eines Standard Federal Snow Tuber eine Schneeprobe von der Schneedeckenoberfläche bis zum Boden entnommen. Durch die Vermischung des Schnees ergibt sich eine Mischprobe über die ganze Tiefe der Schneedecke. Diese Mischprobe wird in eine Weithals-PET-Flasche gefüllt und ungekühlt gelagert. Da die Schneeprobenentnahme häufig kombiniert mit Abflussmessungen stattfindet, kann aufgrund der Menge des benötigten Materials der Standard Federal Snow Tuber nicht immer mitgeführt werden.

Bei der Schneeprobenentnahme ohne den Standard Federal Snow Tuber wird der Plastiksack von Hand möglichst mit Schnee über die ganze Tiefe der Schneedecke gefüllt und ebenfalls in eine Weithals-PET-Flasche gefüllt. So oder so ist wichtig, dass der Schnee in einem geschlossenen System schmilzt, damit kann verhindert werden, dass es bei der Fraktionierung von Schnee zu Wasser zu Veränderungen in der Isotopischen Zusammensetzung kommt. Daher wird die Weithals-PET Flasche an dem Verschluss jeweils zusätzlich mit Klebeband abgedichtet. Nach Abschmelzen des Schnees wird das Wasser in eine Probennahmeflasche Semadeni abgefüllt. Dabei wird darauf geachtet, dass die Probebehälter voll aufgefüllt werden, um Verdunstung zu verhindern.

Sämtliche Proben werden eindeutig beschriftet und in einem Probennahmekontrollprotokoll eingetragen mit Angaben über Datum, Zeitraum, Koordinaten der Entnahmestellen, Höhe, Bemerkungen sowie Probenbeschriftung (siehe Anhang A). Sobald die Laborresultate vorliegen, werden die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte ergänzt.

Penna et al. (2014) modifizierte einen passiven Kapillarsammler, um damit Schneeschmelzwasser zu sammeln. Diese Vorgehensweise bringt einige Vorteile mit sich, so wird u. a. das Schmelzwasser über die ganze Saison gesammelt. Zur Anwendung dieser Methode stand jedoch nicht genügend Vorbereitungszeit zur Verfügung.

4.1.6 Eis

Um die isotopische Zusammensetzung des End-Members Eis zu erfassen, werden sowohl Festeisproben als auch Schmelzeisproben entnommen. Die Proben werden unterhalb der Gleichgewichtslinie, also in der Ablationszone des Gletschers, entnommen. Damit wird sichergestellt, dass an der Probenahmestelle Eisschmelze effektiv auch stattfindet.

Die Probennahme für Festeis wird auf der orographisch linken Seite des Steingletschers durchgeführt. Auf einem schuttbedeckten Teil des Gletschers werden im Umkreis von 50m drei Festeisproben entnommen. Bei der Entnahme der Festeisproben wird das Eis mittels Pickel herausgeschlagen. Um Verfälschungen zu umgehen, werden die obersten Zentimeter abgetragen und nicht verwendet. Das entnommene Eis wird für den Transport in einen dichten Plastikbehälter gefüllt und ungekühlt ins Tal transportiert. Nach dem Abschmelzen wird die Probe in eine Probennahmeflasche Semadeni abgefüllt.

Um Verfälschungen durch Fraktionierungsprozesse zu verhindern, ist es auch hier wichtig, dass das Eis in einem geschlossenen System schmilzt.

Bei der Entnahme der Schmelzeisproben wird eine Probennahmeflasche Semadeni voll aufgefüllt und gut verschlossen. Zwei Schmelzeisproben werden beim Steingletscher aus unter dem Gletscher her-vorfließenden Rinnalen möglichst nahe an der Gletscherkante entnommen. 300m unterhalb des Stei-limigletschers werden zwei weitere Schmelzeisproben entnommen.

Sämtliche Proben werden eindeutig beschriftet und in einem Probennahmekontrollprotokoll eingetragen mit Angaben über Datum, Uhrzeit, Koordinaten, Höhe, Bemerkungen sowie Probenbeschriftung (siehe Anhang A). Sobald die Laborresultate vorliegen, werden die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte ergänzt.

Die Entnahme und Untersuchung eines Eisbohrkernes ermöglicht eine repräsentativere Aussage über die isotopische Zusammensetzung der Eisdecke, weil ein Mischsignal über verschiedene Gletschertie-fen erstellt werden kann. Allerdings ist der Aufwand im Feld sowie die Vorbereitungen dafür so gross, dass in dieser Arbeit davon abgesehen werden muss.

4.1.7 Methodische Proben

Nebst den Proben, die in die Analyse einfließen, werden weitere Proben genommen, um die Einzugs-gebiete hydrologisch besser zu verstehen sowie Verfälschungen durch das Vorgehen bei der Proben-entnahme der Mischproben auszuschliessen. Diese Proben werden unter der Bezeichnung "Methodi-sche Proben" zusammengefasst, in Probennahmeflaschen Semadeni gefüllt und in einem Probennahmekontrollprotokoll (siehe Anhang A) mit den entsprechenden relevanten Informationen vermerkt.

Wasserfassungen

Bei den Wasserfassungen Steinwasser und Wendenwasser werden jeweils zweimal methodische Pro-ben entnommen. Am selben Tag werden Mischproben aus dem Steinwasser, Giglibach und Wenden-wasser oberhalb der Wasserfassungen und nahe den jeweiligen Messstationen entnommen. Damit wird geprüft, ob im Winter die Probennahme zu den Wasserfassungen verschoben werden kann, die bei viel Schnee eher zugänglich sind als die Messstationen.

Quellen

Um Informationen über das Grundwasser in den Einzugsgebieten zu gewinnen, wird die gefasste Quelle nahe der Wendenalp zweimal beprobt und diejenige des Hotel Steinalps an der Sustenpassstrasse einmal. Dabei wird jeweils auch die elektrische Leitfähigkeit mittels einer Sonde des Tracersystem TQ-S der Firma Sommer gemessen.

See

Beim Ein- sowie beim Ausfluss des Steinsees wird zeitgleich je eine Probe entnommen. Damit kann festgestellt werden, ob sich das Isotopensignal beim Durchlaufen des Sees verändert.

Paraffintest

Um zu überprüfen wie viele Paraffintropfen nötig sind, um die Verdunstung der automatisch entnommenen Proben im Autosampler zu verhindern, wird ein Paraffintest durchgeführt. Dazu werden Wasserproben mit unterschiedlichen Mengen Paraffin auf der Oberflächen mindesten fünf Tage ohne Deckel stehen gelassen. Im Anschluss werden die Wasserproben auf ihren Isotopengehalt geprüft. Durch den Vergleich mit einer Referenzprobe (Wasserprobe mit verschlossenem Deckel) kann festgestellt werden, ob eine Verdunstung stattgefunden hat. Zusätzlich werden die Wasserproben auf die Summe an gelöstem organischem Kohlenstoff (TOC-Wert) getestet, um Veränderungen aufgrund der Paraffinschicht auszuschliessen.

Autosampler

Die Autosampler sind auch im September und Oktober in Betrieb. Da in diesen Monaten Minustemperaturen in der Nacht nicht auszuschliessen sind, besteht die Gefahr, dass die Proben im Autosampler einfrieren. Dabei könnten Fraktionierungsprozesse auftreten, die zu einer Veränderung der isotopischen Zusammensetzung des Wassers führen könnten. Um diese Möglichkeit auszuschliessen, werden bei Betriebsstart zwei Wasserproben in einem Autosampler positioniert, eine geschlossen und eine offen. Sie werden mit den durch den Autosampler entnommen Proben wieder mitgenommen. Falls beide Proben den gleichen Isotopenwert aufweisen, kann eine Verfälschung aufgrund von Fraktionierungsprozessen ausgeschlossen werden.

Methodentest

Um den ganzen Prozess von der Probennahme bis zur Abflusseparation zu kontrollieren, wird ein Methodentest durchgeführt. Dazu werden im Labor zwei Proben hergestellt. Die Probe MT1 besteht aus den drei Abflusskomponenten Regen, Schnee und Eis, die Probe MT2 besteht aus den zwei Abflusskomponenten Regen und Eis. Für die Abflusskomponente Regen wird die Probe RS290819 verwendet, für Schnee SS230120 und für Eis ES210819b (siehe Anhang A). Die Methodenproben werden wie die anderen Proben auf ihren Isotopengehalt untersucht und die Abflussanteile werden anschliessend berechnet. Da der Anteil der Abflusskomponenten der Proben MT1 und MT2 bekannt ist, können so die berechneten und die gemessenen Abflussanteile miteinander verglichen werden.

Die Probe MT1 besteht zu 28.75% aus Regenwasser, zu 37.5% aus Schneeschmelze und zu 33.75% aus Eisschmelze. Zur Berechnung der Abflussanteile wird die EMMA durchgeführt, wie sie in Kapitel 4.3.5 beschrieben ist. Dazu werden einmal die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und die $\delta^2\text{H}$ -Werte und einmal $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und die elektrische Leitfähigkeit verwendet. Die Werte der elektrischen Leitfähigkeit von Regen, Schnee und Eis werden analog zu denen in Kapitel 4.3.5 verwendet. Da die elektrische Leitfähigkeit der Probe MT1 nicht gemessen werden konnte, wird der Wert der Mischprobe MS230719m13 verwendet. Dieser beträgt 26 $\mu\text{S}/\text{cm}$, es wurde diese Probe gewählt da deren $\delta^{18}\text{O}$ -Wert nahezu identisch der Probe MT1 ist.

Die Probe MT2 besteht zu 46.9% aus Regenwasser und zu 53.1% aus Eisschmelze und weist einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von -12‰ auf. Zur Berechnung der Abflussanteile wird die in Kapitel 4.3.6.3 beschriebene Miscrechnung verwendet.

4.2 Laboranalyse

Die Mischproben, die mit dem Autosampler entnommen werden, werden mit einer Paraffinschicht vor dem Verdunsten geschützt. Um Fehler bei der Analyse zu verhindern, wird das Paraffin wieder entfernt. Dazu werden die Proben mindestens einen Tag stehend gelagert. Dadurch hat das Paraffin genügend Zeit, sich an der Wasseroberfläche zu sammeln, es bildet sich eine Paraffinschicht. Mit einer Spritze wird nun unterhalb der Paraffinschicht eine Wasserprobe entnommen. Bevor die Probe in einen neuen Behälter gefüllt wird, wird ein Polyethersulfon-Spritzenvorsatzfilter $0.2\mu\text{m}$ aufgesetzt. Damit werden Schwebstoffe in der Probe, die die Messung beeinträchtigen könnten, herausgefiltert. Diese Filtrierung wird auch bei jenen Proben angewendet, die nicht über eine Paraffinschicht verfügen.

Aus Platzgründen werden die Proben bis zur Übergabe in das Labor bei Raumtemperatur und dunkel gelagert. Im Labor erfolgt die Lagerung der Proben im Kühlschrank bei 4°C . Die Analyse der stabilen Wasserisotope ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$) wird im Labor des Instituts für Geologie der Universität Bern von Philipp Wanner mittels Cavity Ring Down Spectrometry (Picarro L2130-i) mit aufgesetztem Vaporization Module (Picarro A0211) durchgeführt.

Um die Proben für die Analyse bereit zu machen, wird pro Probe 1ml in ein Vial aus Glas gefüllt. Die Vials werden luftdicht verschlossen und auf einem Tablett bereitgestellt. Die Probenflüssigkeit ($1.8\mu\text{L}$) wird anschliessend durch eine Pinzette automatisch aufgezogen und in den Vaporizer gespritzt. Zwischen den verschiedenen Proben wird die Pinzette gereinigt und getrocknet. In dem Vaporization Module wird die Probe bei 110°C verdampft. Die verdampfte Probe gelangt mit Hilfe des Trägergases Stickstoff in den Cavity Ring Down Spectrometer. Der Stickstoff dient dazu, Verunreinigungen aus der Umgebungsluft zu verhindern. Um die Spektrale Absorption der Moleküle messen zu können, muss das Signal verstärkt werden, dazu wird die gasförmige Probe in einen verspiegelten Kasten geleitet. Ein Laserstrahl, dessen Stärke durch einen Photodetektor gemessen wird, wird in den Kasten geleitet. Aufgrund der Spiegel legt der Laserstrahl im Kasten einen Weg von über 20 km zurück. Die gasförmige Probe bremst den Laserstrahl ab. Nach abruptem Ausschalten des Laserstrahles wird gemessen, wie schnell die Strahlung erlischt (Ring-Down). Diese Zeit wird mit der Zeit verglichen, die der Laserstrahl benötigt, um ohne Probe zu erlöschen. Aus diesen Zeiten werden die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte bestimmt (Picarro, 2020).

Zur Bestimmung der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte werden pro Probe 10 Messungen wie oben beschrieben durchgeführt. Die ersten sechs dieser Messungen werden verworfen, weil Verfälschungen durch die vorhergehende Probe nicht ausgeschlossen werden können. Die letzten vier Messungen werden verwendet, deren Mittelwert als Messresultat bestimmt wird. Die Messunsicherheit der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte beträgt $<0.1\text{\textperthousand}$, und die der $\delta^2\text{H}$ -Werte $<1.5\text{\textperthousand}$. Um festzustellen, ob während den Messungen Abweichungen entstehen, wird nach jeder neunten Probe ein Driftstandard gemessen. Um $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte auf der Vienna-Standard-Mean-Ocean-Water (VSMOW) Skala zu erhalten, werden die gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte mittels zwei internationalen IAEA Standards kalibriert. Die beiden Standards, welche für die Kalibration verwendet werden, haben unterschiedliche Isotopensignaturen, wobei der Kalibrationsbereich für die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen $-27.41\text{\textperthousand}$ und $-2.65\text{\textperthousand}$ und für die $\delta^2\text{H}$ -Werte zwischen $-209.8\text{\textperthousand}$ und $-13.9\text{\textperthousand}$ liegt.

4.3 Abflusseparation

4.3.1 LMWL

Um die lokalen klimatischen und geographischen Größen der untersuchten Einzugsgebiete zu beachten, wird eine LMWL erstellt. Die in dieser Arbeit erhobenen Daten eignen sich jedoch nicht für die Erstellung der LMWL, da hierzu mehrjährige Daten Voraussetzung sind. Die Niederschlagsgerade für die Schweiz nach Etcheverry & Vennemann (2009) basiert auf Daten der NAQUA-Messstellen (Nationale Grundwasserbeobachtung) aus den Jahren 1995 bis 1998. Um eine lokalere und aktuellere LMWL zu erstellen, werden in dieser Arbeit die Daten der NAQUA-Messstelle an der Grimsel aus den Jahren 1992 bis 2014 verwendet. Die NAQUA-Messstelle Guttannen liegt den untersuchten Einzugsgebieten zwar etwas näher, die Höhenlage der Messtelle an der Grimsel liegt mit 1'958mü.M. jedoch näher bei der durchschnittlichen Höhe der untersuchten Einzugsgebiete. Durch die Messreihe von 22 Jahren ist auch das Kriterium der Mehrjährigkeit der Daten gegeben. Zur Berechnung der LMWL wird eine Regressionsgerade in die Messdaten gelegt.

4.3.2 Isotopensignal Regen

In der Region Meiringen-Guttannen-Grimsel findet eine adiabatische Abkühlung entsprechend der Höhenstufe statt. Daher kann der Verlauf der Isotopenwerte im Niederschlag nachverfolgt werden (Siegenthaler & Oeschger, 1980). In dieser Region konnte eine durchschnittliche Abnahme von -0.2‰/100m Höhenzunahme festgestellt werden. Aufgrund regionaler Abweichungen in der Veränderung der isotopischen Werte durch die Höhenzunahme, wird eine Anpassung an die untersuchten Einzugsgebiete für die Praxis empfohlen (Schotterer et al., 2010; Leibundgut et al., 2009). Da es zur Berechnung eines gültigen Höheneffektes mehrjährige Daten braucht (Leibundgut et al., 2009), eignet sich die Datengrundlage dieser Arbeit nicht zur Erstellung eines regionalen Höheneffektes. Allerdings können die hier berechneten Höheneffekte helfen den für die untersuchten Einzugsgebiete passendsten Literaturwert zu finden. Um für die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Einzugsgebiete den optimalen Höheneffekt zu finden, sind in Tabelle 5 regionale Höheneffekte aus der Literatur und der Datengrundlage dieser Arbeit zusammengestellt.

Tabelle 5: Höheneffekte in ‰ pro 100m Höhenzunahme. Die grau hinterlegten Werte sind aus der Literatur abgeleitet (Schotterer et al., 2010; Abbildung 3) und die blau hinterlegten Werte sind aus den in dieser Studie erhobenen Werten berechnet.

	Meiringen Guttannen	Guttannen Grimsel	Mittelwert	S Su1	Su1 Su2	Mittelwert	S W
Veränderung δ ¹⁸ O in ‰ pro 100m Höhenzunahme	-0.30	-0.14	-0.22	-0.20	-0.02	-0.11	0.02

Von den Literaturwerten eignet sich der für Guttannen-Grimsel aufgrund der räumlichen Nähe sowie der Höhenlage am besten für die Anwendung auf die untersuchten Einzugsgebiete.

Die Höheneffekte, welche auf der in dieser Arbeit erhobenen Datengrundlage basieren, werden anhand der gewichteten Mittel der mit Regensammler erhaltenen Isotopendaten berechnet. Damit die Werte der einzelnen Regensammler miteinander verglichen werden können, werden nur Daten aus demselben Zeitraum verwendet.

Die Unterschiede in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Regensammler Stein-Susten 1 und 2 sind durch den Höheneffekt erklärbar. Beim Regensammler Wenden wurden zwei Mischproben (23.08.2019-03.09.2019 und 25.09.2019-08.10.2019) aus den Berechnungen ausgeschlossen, da im Feld vermutlich Fraktionierungsprozesse stattgefunden haben. Daher beruht die Berechnung des Höheneffektes lediglich auf den drei verbleibenden Werten. Die Differenzen der Isotopenwerte der Regensammler Stein und Wenden lassen sich nicht durch den Höheneffekt erklären. Die Unterschiede könnten durch kleinräumige meteoro logische Unterschiede zustande gekommen sein.

Der mittlere Höheneffekt der Regensammler Stein-Susten 1 und 2 (-0.11‰/100m) liegt sehr nahe an dem Literaturwert für Guttannen-Grimsel (-0.14‰/100m). Daher wird dieser Literaturwert als regionaler Höheneffekt verwendet.

Da der Regensammler Stein von allen Regensammlern die längste Zeitreihe aufweist und es sich zudem um den qualitativ besseren Regensammler handelt, werden die durch ihn gesammelten Mischproben als Grundlage für das Isotopensignal Regen verwendet. Um dem regionalen Höheneffekt Rechnung zu tragen, werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf die mittlere Höhe der jeweiligen Einzugsgebiete aufgerechnet. Dies ergibt eine Verschiebung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um -1.46‰ für das Einzugsgebiet Steinwasser, -1.09‰ für das Einzugsgebiet Giglibach und -1.21‰ für das Einzugsgebiet Wendenwasser. Somit besteht für jedes Einzugsgebiet ein differenziertes Regensignal.

In Anhang B ist das Skript, in welchem das Isotopensignal Regen erstellt wurde, einsehbar.

4.3.3 Isotopensignal Schnee

Es bestehen drei Probenpaare, die unterschiedliche Höhenlagen aufweisen und am gleichen Tag gesammelt wurden. Aus diesen Probenpaaren kann der Höheneffekt auf die isotopische Zusammensetzung der Schneedecke berechnet werden. Für die Proben vom 03.10.2019 kann eine Differenz von -0.14‰/100m Höhenzunahme festgestellt werden. Die Proben vom 07.11.2019 weisen eine Differenz von -0.51‰/100m Höhenzunahme auf. Aufgrund der Proben vom 05.12.2019 kann eine Differenz von 0.02‰/100m Höhenzunahme berechnet werden. Die Probenpaare weisen unterschiedliche Differenzen auf, im Mittel ist eine Differenz von -0.21‰/100m Höhenzunahme festzustellen.

Dietermann & Weiler (2013) können lediglich einen limitierten Höheneffekt auf die isotopische Zusammensetzung der Schneedecke ausfindig machen, im Einzugsgebiet der Engstligen können sie gar keinen Höheneffekt feststellen. Ein Grund dafür könnte im Verlagerungseffekt liegen, der auf Neuschnee wirkt, durch ihn können ev. vorhandene Höheneffekte in der Schneedecke nicht mehr zurückverfolgt werden.

Aufgrund der in dieser Arbeit berechneten Höheneffekte für die isotopische Zusammensetzung der Schneedecke, kann nicht auf einen für die Einzugsgebiete gültigen Höheneffekt geschlossen werden. Die Datengrundlage ist dafür nicht ausreichend. Da in der Literatur keine eindeutigen Werte für das Untersuchungsgebiet zu finden sind, wird auf die Anwendung eines Höheneffektes bei der isotopischen Zusammensetzung der Schneedecke verzichtet.

Um der Variabilität über die Zeit gerecht zu werden, werden auf Grundlage der Schneeproben Monatsmittel zur Erstellung des Isotopensignales Schnee erstellt.

In Anhang B ist das Skript, in welchem das Isotopensignal Schnee erstellt wurde, einsehbar.

4.3.4 Isotopensignal Eis

Aufgrund ungenügender Datenlage kann in dieser Arbeit die Frage nicht abschliessend beantwortet werden, ob besser Festeisproben zur Bestimmung der isotopischen Zusammensetzung der Abflusskomponente Gletschereisschmelze verwendet werden sollten, oder ob Flüssigeisproben ebenfalls dafür geeignet sind. Da die Werte der Festeisproben näher an denen liegen, welche in der Literatur genannt werden, und zudem angenommen wird, dass die Flüssigeisproben durch die Schneeschmelze beeinflusst wurden (siehe Kapitel 6.1.6), wird die isotopische Zusammensetzung der Gletschereisschmelze in dieser Arbeit mittels den Festeisproben bestimmt.

Um auf räumliche und zeitliche Variabilität der isotopischen Zusammensetzung von Gletschereisschmelze einzugehen, besteht eine zu geringe Datengrundlage. Daher wird für alle Einzugsgebiet und über den ganzen Zeitabschnitt dasselbe Gletschersignal verwendet. Um die Festeisproben ausreichend zu repräsentieren, wird der Mittelwert über die drei erhobenen Proben verwendet.

In Anhang B ist das Skript, in welchem das Isotopensignal Eis erstellt wurde, einsehbar.

4.3.5 EMMA

Die Berechnung der EMMA wird analog der Vorgehensweise von Wyss (2016) durchgeführt. Die Durchführung erfolgt anhand von Vektorrechnungen in einem eigens dafür geschriebenen Python-Skript (siehe Anhang C).

Die betrachteten Abflusskomponenten Regen, Schnee- und Gletscherschmelze werden Komponenten A, B und C genannt. Die jeweils untersuchte Mischprobe erhält die Bezeichnung P. Anhand der drei Abflusskomponenten wird das Mischungsdreieck aufgespannt. Für jede Dreieckseite wird die dazugehörige Dreieckshöhe berechnet, für die Abflusskomponenten A wird die Dreieckshöhe ha genannt. Als nächstes wird der Normalvektor von den jeweiligen Dreieckshöhen zu dem Punkt P berechnet. Dadurch wird der Schnittpunkt der Dreieckshöhe mit dem Normalvektor des Punktes P bestimmt, für die Abflusskomponente A wird dieser Schnittpunkt als SPA bezeichnet. Anhand des Abstandes dieses Schnittpunktes zu der dazugehörigen Abflusskomponente und der Länge der dazugehörigen Höhenlinie kann der prozentuale Anteil der Abflusskomponente bestimmt werden. Je näher der Schnittpunkt bei der Abflusskomponente liegt, desto höher ist deren Anteil am Gesamtabfluss. Ein exemplarisches Mischungs-

dreieck ist in Abbildung 7 ersichtlich, die x- und y-Achsen stehen für die beiden Tracer die zur Durchführung der EMMA verwendet werden. Die zur Berechnung des prozentualen Anteiles der Abflusskomponente A benötigten Kenngrößen sind eingetragen. Die Bestimmung der Abflusskomponenten B und C erfolgt analog. Eine Berechnung der prozentualen Anteile der Abflusskomponenten ist nur dann möglich, wenn die Mischprobe P innerhalb des Mischungsdreiecks liegt.

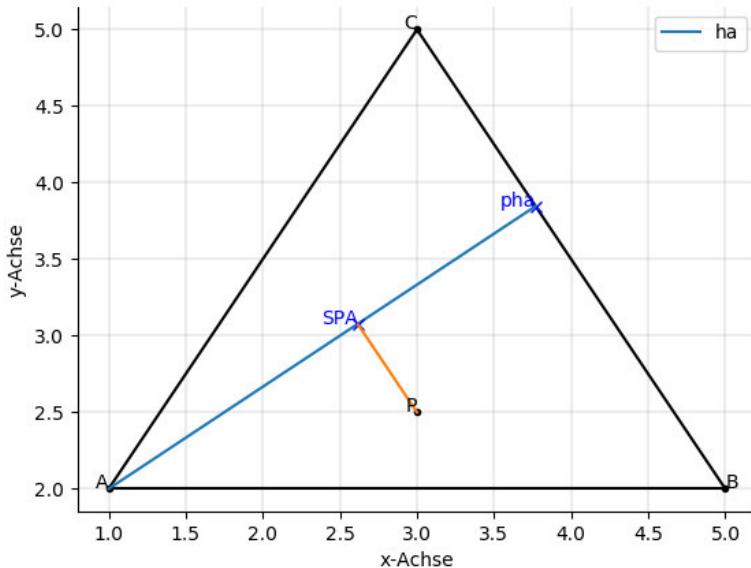


Abbildung 7: Mischungsdreieck zur Berechnung der EMMA.

Aufgrund der zeitlichen Variabilität der isotopischen Zusammensetzung der Abflusskomponenten ist die Abflusseparation nicht zu jedem Zeitpunkt durchführbar. Da im Juli zwischen den Abflusskomponenten die Abstände am höchsten sind, bestehen dann besonders günstige Voraussetzungen für die Abflusseparation (siehe Anhang B). Daher sowie wegen der vorhandenen Datengrundlage wird der Zeitraum vom 11.-16.07.2019 gewählt, um die EMMA anzuwenden. Aufgrund der Probenahmestellen sind die Isotopensignale für das Steinwasser räumlich am besten definiert, daher werden die Mischproben aus dem Steinwasser verwendet.

Die EMMA wird einerseits anhand der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte sowie andererseits anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und der elektrischen Leitfähigkeit durchgeführt. Die $\delta^2\text{H}$ -Werte der Abflusskomponenten werden für den betrachteten Tag analog zu den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Abflusskomponenten ermittelt.

Da die elektrische Leitfähigkeit der Abflusskomponenten im Feld nicht gemessen wurde, werden diese Werte aus der kontinuierlichen Messung der elektrischen Leitfähigkeit im Steinwasser identifiziert. Dazu werden die Werte von Tagen verwendet, an denen die jeweilige Abflusskomponenten möglichst dominant ausfällt. Um diese Tage ausfindig zu machen, werden das Abflussregime, die Niederschlagsdaten sowie die Schneedecke beachtet. Die elektrische Leitfähigkeit der Mischprobe wird ebenfalls anhand der kontinuierlichen Messung des Bachwassers zum Zeitpunkt der Probeentnahme bestimmt.

Die elektrische Leitfähigkeit der Abflusskomponente Regen beträgt $27.7\mu\text{S}/\text{cm}$. Dazu wird der Tagesmittelwert vom 20.08.2019 verwendet. Mit einem Tagesniederschlag von 27.7mm ist dies der dritte regenreiche Tag infolge.

Zur Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit der Abflusskomponente Gletschereis wird der Tagesmittelwert des 27.08.2019 verwendet, dieser beträgt $50.7\mu\text{S}/\text{cm}$. Dies ist der sechste regenfreie Tag infolge. Laut Abflussregime ist das Steinwasser im Juli und August besonders von Gletscherabfluss geprägt (Aschwanden & Weingartner, 1985). An der Gschletteregg ist kein Schnee vorhanden. Die Schneedeckenauswertung gibt für diesen Tag kleine Schneeflecken im Einzugsgebiet an. Deren Abflussbeitrag der Schneeschmelze scheint vernachlässigbar zu sein.

Die elektrische Leitfähigkeit der Abflusskomponente Schnee beträgt $18.6\mu\text{S}/\text{cm}$. Dies entspricht dem Tagesmittelwert des 27.06.2019, dem fünften regenfreien Tag infolge. Die Schneedecke ist am Schmelzen, die Schneedeckenauswertung ergibt für diesen Tag den Wert 4 (löchrige Schneedecke). Im April und Juni ist das Steinwasser durch die Schneeschmelze dominiert (Aschwanden & Weingartner, 1985).

4.3.6 Quantitative Analyse

Zur Durchführung der quantitativen Analyse werden saisonale Muster betrachtet. Weiter wird ein Tagesverlauf analysiert. Zudem werden die prozentualen Anteile jeweils zweier Abflusskomponenten pro Saison berechnet. Diese Vorgehensweise wird für die jeweiligen Einzugsgebiete separat ausgeführt und kann in Anhang D anhand der Skripte nachvollzogen werden. Da die Datengrundlage der vorliegenden Arbeit nicht exakt deren von Ohlanders et al. (2013) entspricht, wird die quantitative Analyse in einer angepassten Form angewendet. Genaueres zur Ausführung ist den nächsten Unterkapiteln zu entnehmen.

4.3.6.1 Saisonale Muster

Der in dieser Arbeit betrachtete Zeitabschnitt wird zur Untersuchung des saisonalen Musters in vier Abschnitte unterteilt. Bei der Klassifizierung wird das Jahr nach bezüglich Abflusskomponenten dominanten Phasen eingeteilt. Die Unterteilung wird von Schmieder & Marke et al. (2018) übernommen. Der winterliche Basisabfluss reicht von Dezember bis März. Darauf folgt von April bis Juni die Schneeschmelze. Diese wird von Juli bis August durch die Gletscherschmelze abgelöst. Von September bis November ist die Saison-Regen.

Vom Steinwasser sind 52 Mischproben vorhanden, bei denen die dazugehörigen elektrischen Leitfähigkeits- sowie Abflusswerte vorhanden sind. 29 davon stammen aus der Gletscherschmelze, 19 aus der Saison-Regen und vier aus dem winterlichen Basisabfluss. Aus der Schneeschmelze ist eine Mischprobe vorhanden, jedoch ohne dazugehörige elektrischen Leitfähigkeits- sowie Abflusswerte.

Vom Giglibach liegen 49 Mischproben mit dazugehörigen elektrischen Leitfähigkeits- sowie Abflusswerten vor. Davon wurden 26 während der Gletscherschmelze, 19 während der Saison-Regen und vier während dem winterlichen Basisabfluss entnommen. Aus der Zeit der Schneeschmelze sind keine Mischproben vorhanden. Für diesen Zeitraum existieren auch keine Abfluss- und elektrische Leitfähigkeitswerte.

Vom Wendenwasser sind 26 Mischproben mit dazugehörigen Abflusswerten vorhanden. Die elektrische Leitfähigkeit wird aufgrund mangelhafter Qualität der Messung nicht verwendet (siehe Kapitel 6.1.1). Daher fallen bei der Betrachtung des Wendenwassers die Berechnungen mit der elektrischen Leitfähigkeit weg. Aus der Schneeschmelze sind keine Mischproben vorhanden, aus der Gletscherschmelze und dem winterlichen Basisabfluss je vier und aus der Saison-Regen 18.

Um Unterschiede zwischen den Saisons aufzuzeigen, werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die elektrische Leitfähigkeit sowie der Abfluss pro Saison und pro Einzugsgebiet in Boxplots dargestellt. Mittels der Rangkorrelation nach Spearman wird der statistische Zusammenhang zwischen den genannten Daten pro Saison berechnet. Die Rangkorrelation nach Spearman wird nach der Vorgehensweise von Feiks (2019) berechnet, sie wird verwendet, da sie robust gegen Ausreisser ist (Feiks, 2019).

4.3.6.2 Tagesverlauf

Um den Tagesverlauf zu betrachten wurden in den Einzugsgebieten Steinwasser und Giglibach mehrere Proben an einem Tag entnommen. Beim Steinwasser wurden am 23.07.2019 im Abstand von jeweils einer Stunde zwischen 09:00 und 15:00 sieben Mischproben entnommen. Am 24.07.2019 wurden beim Giglibach zwischen 10:30 und 14:30 im Abstand von jeweils einer Stunde fünf Mischproben entnommen.

Es handelt sich bei beiden betrachteten Tagen um warme Sommertage ohne Niederschlag (Tagesmitteltemperatur Gadmen 23.07.2019: 21.6°C/ 24.07.2019: 23.4°C). Die letzten Niederschläge fielen gering aus (Tagesniederschlag Gadmen 20.07.2019: 3.3mm/ 21.07.2019: 1.6mm). Aufgrund der Webcambildauswertung wird davon ausgegangen, dass im Einzugsgebiet kleine Schneeflecken vorhanden sind.

Um die Mischproben zu untersuchen, werden sie einzeln anhand der in Kapitel 4.3.6.3 aufgeführten Mischrechnung auf ihren Gehalt an Gletscher- und Schneeschmelze untersucht. Dazu werden, die für den betrachteten Zeitpunkt gültigen Isotopensignale für Eis und Schnee verwendet. Da die Mischrechnung lediglich eine Aufteilung in zwei Komponenten zulässt und in Anbetracht des meteorologischen Hintergrundes, wurde auf das Einsetzen des Isotopensignal Regen verzichtet.

Um die Mischproben umfassend betrachten zu können, werden die Werte des jeweiligen Tages zur elektrischen Leitfähigkeit, der Wassertemperatur, des Abflusses sowie die Isotopendaten ebenfalls betrachtet.

4.3.6.3 Prozentuale Abflusseparation

Zur Berechnung der prozentualen Abflussanteile wird folgende Mischrechnung angewendet (von der Autorin angepasst aus Ohlanders et al. (2013)):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Mischprobe Tag } x} = AG \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{Abflusskomponente1}} + (1 - AG) \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{Abflusskomponente2}}$$

aufgelöst nach AG (prozentualer Anteil am Gesamtabfluss) :

$$AG = (\delta^{18}\text{O}_{\text{Mischprobe Tag } x} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Abflusskomponente2}}) / (\delta^{18}\text{O}_{\text{Abflusskomponente1}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Abflusskomponente2}})$$

wobei Anteil Abflusskomponente1 am Gesamtabfluss = AG (1= 100%)

und Anteil Abflusskomponente2 am Gesamtabfluss = 1 - AG (1= 100%).

Als $\delta^{18}\text{O}_{\text{Abflusskomponente1}}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{Abflusskomponente2}}$ können wahlweise die Isotopensignale Regen, Schnee oder Eis des jeweilig betrachteten Tages eingesetzt werden.

Da bei der Anwendung dieser Mischrechnung lediglich zwei Abflusskomponenten bei der Abflusseparation berücksichtigt werden können, wird für jede der definierten Saisons (Schneeschmelze, Gletscherschmelze, Regen, winterlicher Basisabfluss) anhand des Abflussregimes sowie der Schneedecke entschieden, welche der Isotopensignale in die Mischrechnung mit einfließen.

Für die Schneeschmelze werden die Abflusskomponenten Schnee und Gletscher berücksichtigt. Die einzige vorhandene Probe wurde am dritten niederschlagsfreien Tag in Folge entnommen, daher wird die Wahrscheinlichkeit eines Gletscheranteiles höher bewertet als die eines Regenanteiles.

Da sich die Schneedecke während der Gletscherschmelze stabil verhält und lediglich kleine Schneeflecken im Einzugsgebiet vorhanden sind, wird angenommen, dass der Anteil Schneeschmelze am Abfluss gering ausfällt. Daher fließen während dieser Zeit die Abflusskomponenten Gletscher und Regen in die Mischrechnung ein.

Während der Saison-Regen weist die Schneedecke Veränderungen auf, deswegen werden zu dieser Zeit die Abflusskomponenten Regen und Schnee berücksichtigt.

Zur Betrachtung des winterlichen Basisabflusses werden die Abflusskomponenten Gletscher und Schnee miteinbezogen. Während dieser Zeit ist kein Isotopensignal Regen vorhanden (siehe Kapitel 6.1.4).

Zur Einordnung der Resultate wird der Niederschlag der Messstation Gadmen, der Abfluss, die elektrische Leitfähigkeit der jeweiligen Bäche sowie für die Saison-Regen die Schneedecke miteinbezogen.

5. Resultate

5.1 Feldmessungen

5.1.1 Elektrische Leitfähigkeit

Steinwasser

In Abbildung 8 sind die kontinuierliche elektrische Leitfähigkeit sowie die Kontrollmessungen des Messtandortes Steinwasser in $\mu\text{S}/\text{cm}$ dargestellt. Die Messdaten sind über einen Zeitraum vom 19.06.2019 bis 09.03.2020 abgebildet, wobei ab dem 12.11.2019 Messlücken vorhanden sind. Die Messlücken sind für die Darstellung in Abbildung 8 linear interpoliert. Werden die interpolierten Werte in Berechnungen verwendet, ist dies gekennzeichnet. Das sowohl die effektiv gemessenen wie auch die interpolierten Werte als Tagesmittel dargestellt werden, führt dazu, dass die beiden Werte nicht immer übereinstimmen. Der Mittelwert der elektrischen Leitfähigkeit am Messstandort Steinwasser beträgt $53.3\mu\text{S}/\text{cm}$ und die Standardabweichung $24.2\mu\text{S}/\text{cm}$.

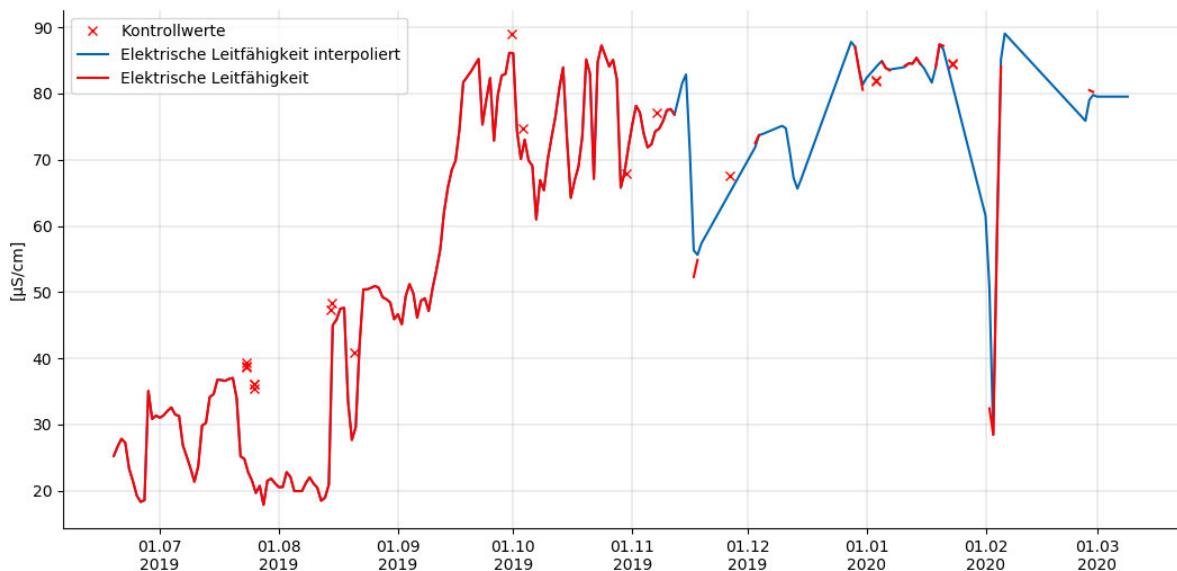


Abbildung 8: Elektrische Leitfähigkeit und Kontrollwerte der Messstation Steinwasser inklusive interpolierter Bereich

Über die Sommermonate Juni bis August 2019 befinden sich Messwerte in einem tieferen Bereich als vom September 2019 bis Anfangs März 2020. Ausreisser sind keine vorhanden. Ein markanter Einbruch der elektrischen Leitfähigkeit auf $28.5\mu\text{S}/\text{cm}$ wird am 03.02.2020 verzeichnet.

Es sind insgesamt 18 Kontrollmessungen vorhanden. Fünf davon befinden sich in einem Zeitraum, in dem die kontinuierliche Messung unterbrochen ist. Diese Messwerte werden nicht verwendet, entsprechend werden nur 13 Kontrollmessungen in der Auswertung berücksichtigt. Die mittlere Differenz der Kontrollmessungen zu den entsprechenden kontinuierlich erhobenen Werten beträgt $12.1\mu\text{S}/\text{cm}$. Sechs der 13 Differenzen liegen nicht im Konfidenzintervall (oberes Konfidenzintervalllimit: $16.5\mu\text{S}/\text{cm}$ / unteres

Konfidenzintervalllimit $7.6\mu\text{S}/\text{cm}$) daher sind die Differenzen auf einem Konfidenzniveau von 0.95% signifikant unterschiedlich. Deshalb und auch aufgrund der zu tiefen Anzahl an Kontrollmessungen kann keine Korrektur der kontinuierlich gemessenen elektrischen Leitfähigkeit durchgeführt werden.

Giglibach

In Abbildung 9 sind die Tagesmittel der elektrischen Leitfähigkeit des Messstandortes Giglibach sowie die Kontrollmessungen in $\mu\text{S}/\text{cm}$ ersichtlich. Die Zeitreihe erstreckt sich vom 18.07.2019 bis zum 09.03.2020, und es sind 14 Kontrollmessungen vorhanden. Der Mittelwert der elektrischen Leitfähigkeit beträgt $64\mu\text{S}/\text{cm}$, die Standardabweichung $6.8\mu\text{S}/\text{cm}$.

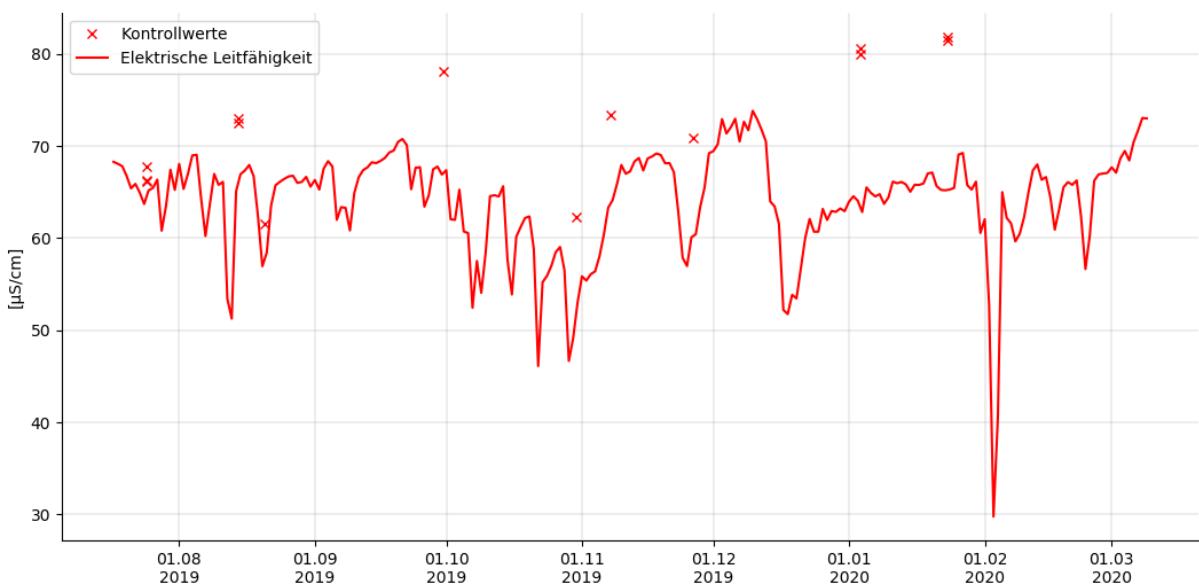


Abbildung 9: Elektrische Leitfähigkeit und Kontrollwerte der Messstation Giglibach

Wie beim Steinwasser ist auch hier ein markanter Abfall der elektrischen Leitfähigkeit am 03.02.2020 auf den Tagesmittelwert von $29.8\mu\text{S}/\text{cm}$ vorhanden. Am 5., 6. und 13.02.2020 sind kurzzeitige Anstiege in der elektrischen Leitfähigkeit auf über $200\mu\text{S}/\text{cm}$ vorhanden, die jedoch in den Tagesmittelwerten nicht ersichtlich sind.

Die mittlere Differenz zwischen den Kontrollmessungen und den zu diesen Zeitpunkten gemessenen Werten beträgt $10.6\mu\text{S}/\text{cm}$ wobei die Differenzen in den Sommermonaten Juli und August 2019 tiefer ausfallen als in den Monaten September 2019 bis Januar 2020. Da acht von 14 Differenzen nicht im Konfidenzintervall (oberes Konfidenzintervalllimit: $7.71\mu\text{S}/\text{cm}$ / unteres Konfidenzintervalllimit $13.5\mu\text{S}/\text{cm}$) liegen, sind die Differenzen auf einem Konfidenzniveau von 0.95% signifikant unterschiedlich. Deshalb und auch aufgrund der zu tiefen Anzahl an Kontrollmessungen kann keine Korrektur der kontinuierlich gemessenen elektrischen Leitfähigkeit durchgeführt werden.

Wendenwasser

In Abbildung 10 ist die kontinuierliche Messung der elektrischen Leitfähigkeit und die Kontrollmessungen in $\mu\text{S}/\text{cm}$ der Messtation Wendenwasser abgebildet. Von der Messtation Wendenwasser sind Daten im Zeitraum vom 13.08.2019 bis 07.11.2019 vorhanden. Die Station war auch über den Winter 2019/2020 in Betrieb. Die Daten konnten allerdings zum Zeitpunkt der Datenanalyse im Frühling 2020 aufgrund von Lawinengefahr nicht ausgelesen werden. Der Mittelwert der elektrischen Leitfähigkeit beträgt $57\mu\text{S}/\text{cm}$ und die Standardabweichung $4.29\mu\text{S}/\text{cm}$. Ausreisser sind keine vorhanden.

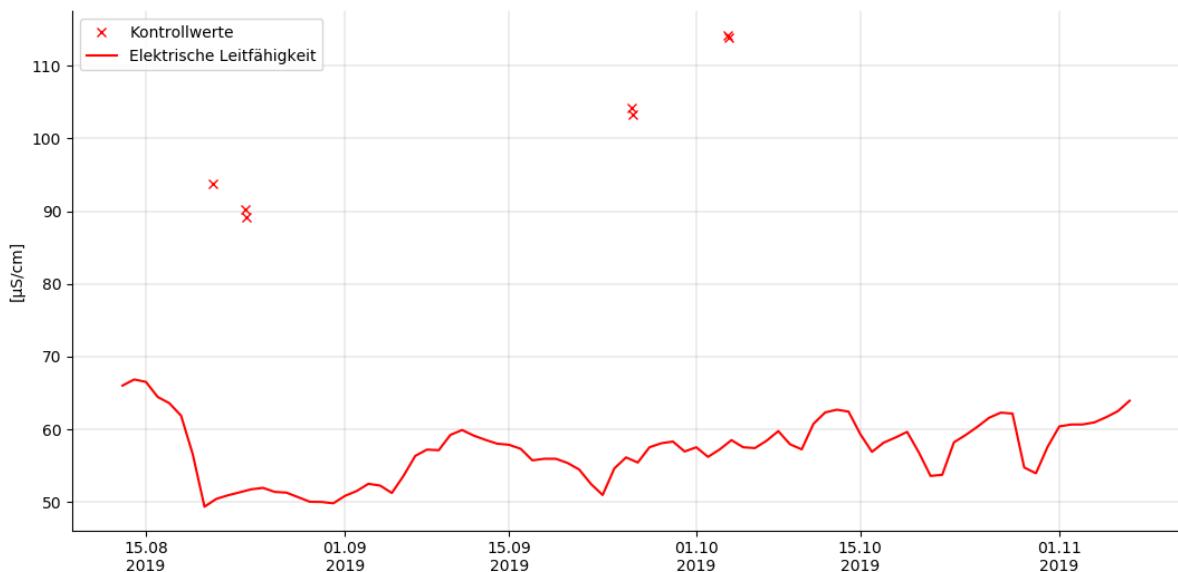


Abbildung 10: Elektrische Leitfähigkeit und Kontrollwerte der Messstation Wendenwasser

Es sind sieben Kontrollwerte vorhanden, die mittlere Differenz zu der jeweils kontinuierlich gemessenen elektrischen Leitfähigkeit beträgt $47.5\mu\text{S}/\text{cm}$. Da vier der sieben Differenzen nicht im Konfidenzintervall (oberes Konfidenzintervalllimit: $53.3\mu\text{S}/\text{cm}$ / unteres Konfidenzintervalllimit $41.7\mu\text{S}/\text{cm}$) liegen, sind die Differenzen auf einem Konfidenzniveau von 0.95% signifikant unterschiedlich. Deshalb und auch aufgrund der zu tiefen Anzahl an Kontrollmessungen kann keine Korrektur der kontinuierlich gemessenen elektrischen Leitfähigkeit durchgeführt werden.

5.1.2 Schneedecke

Abbildung 11 zeigt die Bewertung der Schneedecke beim Susten Kulm sowie die punktuellen Messwerte der Messstation Gschletteregg. Die Schneedecke ist bis Ende Juni zum grössten Teil abgebaut, es bestehen jedoch weiterhin kleine Schneeflecken. Anfangs September sowie Mitte Oktober ist Neuschnee, der schnell wieder schmilzt, ersichtlich. Ende September bis Mitte Oktober sowie Ende Oktober sind auch die kleinen Schneeflecken verschwunden, der Boden ist aper. Der Aufbau der Schneedecke beginnt anfangs November.

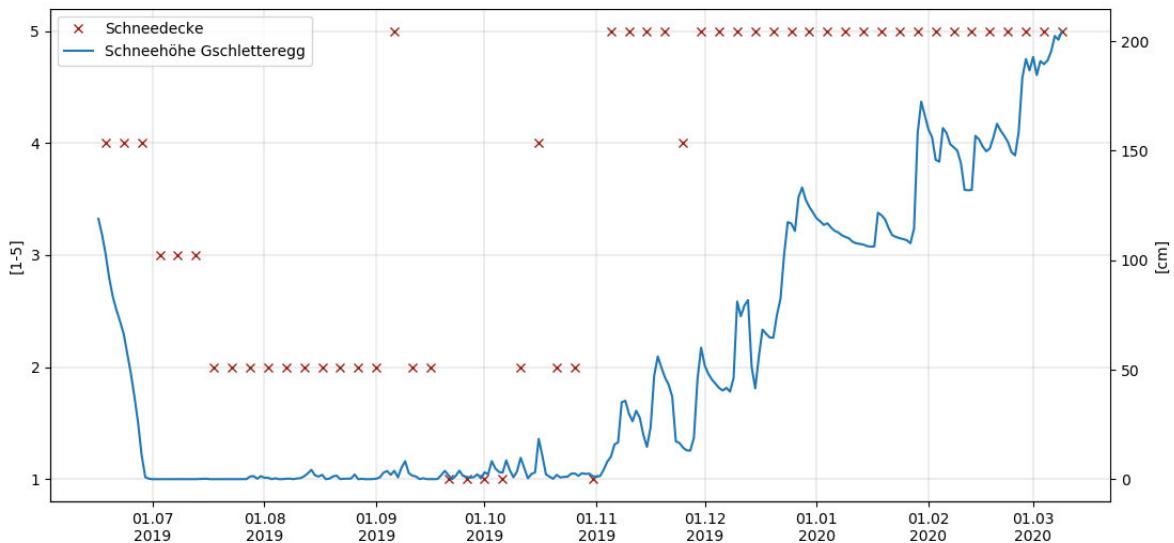


Abbildung 11: Schneedecke Susten und Schneehöhe Gschletteregg

Die Messwerte der Gschletteregg zeigen ein vergleichbares Bild. Ausnahmen bilden jedoch die Messwerte während der Monate August bis Oktober, die häufig eine geringe Schneehöhe mit Werten bis maximal 10cm anzeigen, während die Webcambilder vom Susten Kulm aperen Boden zeigen. Die beiden Neuschneeeignisse von anfangs September und Mitte Oktober sind in der gemessenen Schneehöhe auch deutlich zu erkennen.

5.1.3 Mischproben

In Abbildung 12 sind die Isotopenwerte der Mischproben aus den Einzugsgebieten Steinwasser, Wendenwasser und Giglibach dargestellt. Sämtliche Proben befinden sich nahe der LMWL, es ist keine massgebliche Abweichung ersichtlich. Die mit $-10.3\text{\textperthousand}$ schwerste Mischprobe stammt aus dem Einzugsgebiet Wenden und wurde am 20.08.2019 entnommen.

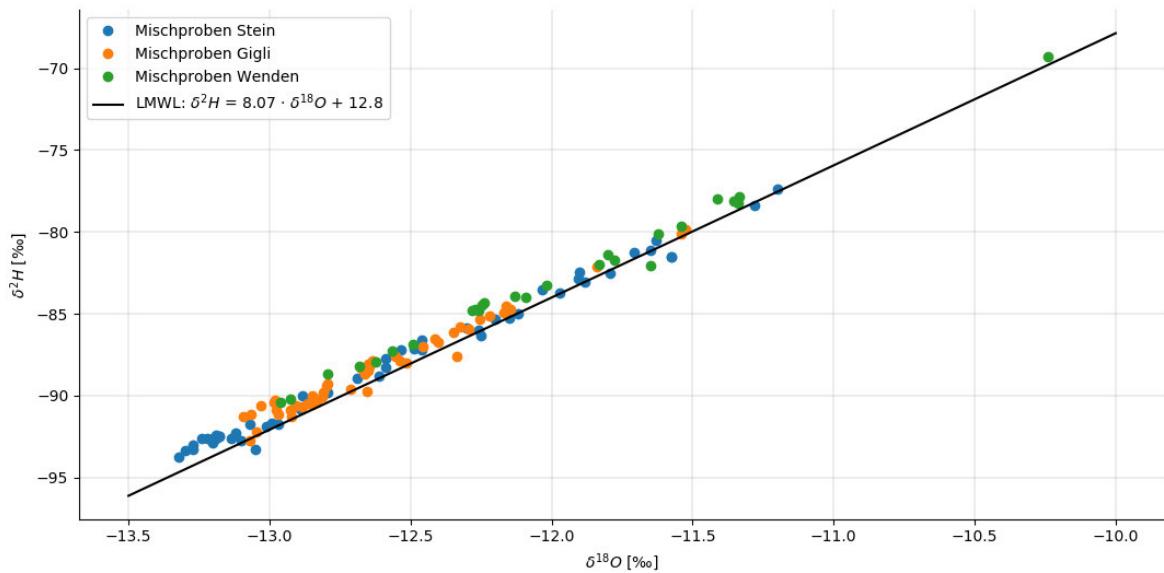


Abbildung 12: Mischproben pro Einzugsgebiet mit LMWL

Steinwasser

In Abbildung 13 sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben aus dem Steinwasser dargestellt. Die insgesamt 54 Proben wurden im Zeitraum vom 18.06.2019 bis zum 09.03.2020 entnommen, eine zusätzliche Probe stammt vom 26.02.2019. Der Mittelwert der Mischproben vom Steinwasser beträgt $-12.6\text{\textperthousand}$ und die Standardabweichung $0.6\text{\textperthousand}$.

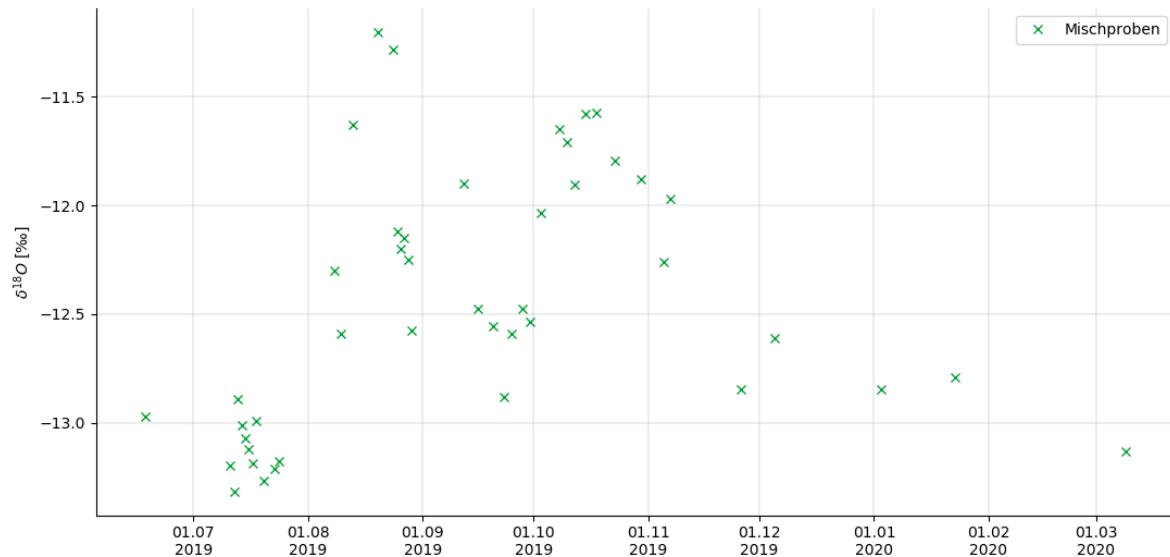


Abbildung 13: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben aus dem Steinwasser

Während dem Winter sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte tiefer (Mittelwert Mitte November bis März: $-12.9\text{\textperthousand}$) und die Standardabweichung ist mit $0.19\text{\textperthousand}$ kleiner. Der höchste $\delta^{18}\text{O}$ -Wert über die gesamte Periode wird am 20.08.2019 gemessen, er beträgt $-11.2\text{\textperthousand}$.

Giglibach

In Abbildung 14 sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben aus dem Giglibach abgebildet. Es sind Proben im Zeitraum vom 17.07.2019 bis zum 09.03.2020 vorhanden sowie eine zusätzliche Probe vom 26.02.2019. Insgesamt wurden 50 Proben analysiert, der Mittelwert beträgt $-12.6\text{\textperthousand}$ und die Standardabweichung $0.37\text{\textperthousand}$.

Ab Mitte November ist eine Abnahme der Variabilität (Standardabweichung November bis März: $0.05\text{\textperthousand}$) und eine Zunahme an leichten Isotopen (Mittelwert November bis März: $-13.1\text{\textperthousand}$) zu verzeichnen. Die Probe vom 26.02.2019 weist mit einem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von $-13.1\text{\textperthousand}$ den gleichen Wert auf. Der maximal Wert über die gesamte Periode beträgt $-11.5\text{\textperthousand}$ und liegt am 20.08.2019 vor.

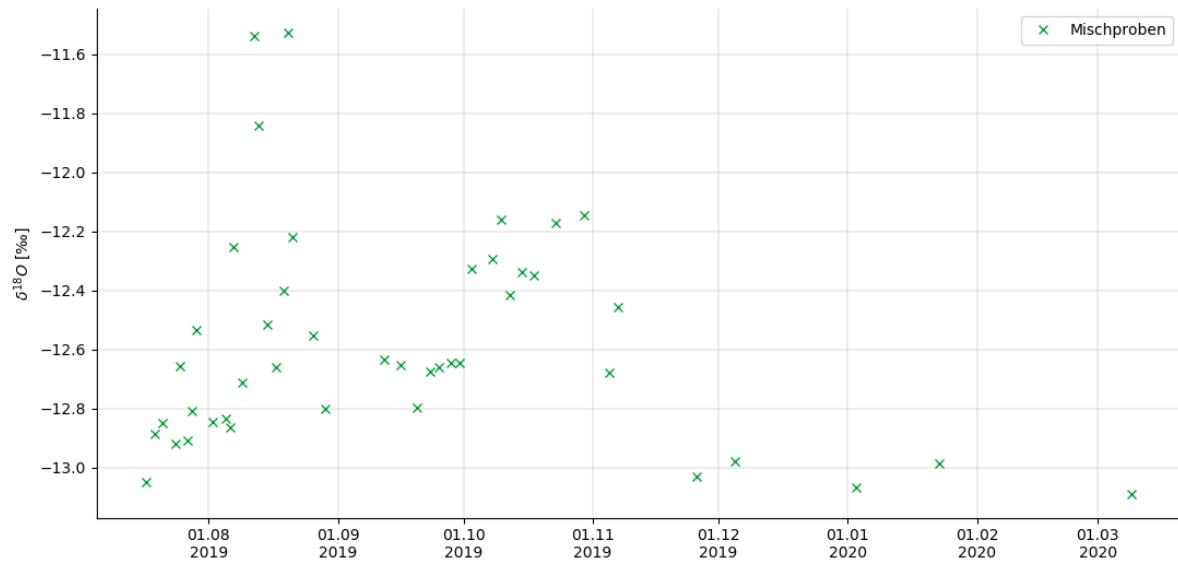


Abbildung 14: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben aus dem Giglibach

Wendenwasser

In Abbildung 15 sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben des Wendenwassers abgebildet. Es sind insgesamt 26 Mischwasserproben im Zeitraum vom 31.07.2019 bis zum 09.03.2019 vorhanden. Der Mittelwert beträgt $-12\text{\textperthousand}$ und die Standardabweichung $0.62\text{\textperthousand}$.

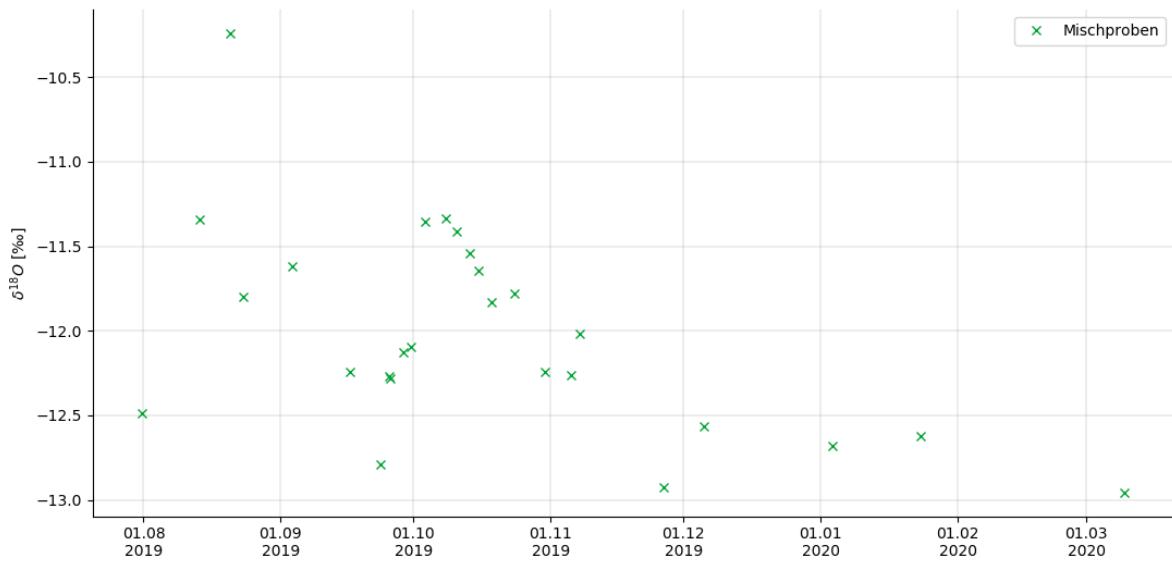


Abbildung 15: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben aus dem Wendenwasser

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte weisen im Winter tieferen Werten auf (Mittelwert Mitte November bis März: $-12.8\text{\textperthousand}$) und die Standardabweichung fällt mit $0.18\text{\textperthousand}$ geringer aus. Am 20.08.2019 wurde mit $-10.3\text{\textperthousand}$ der höchste Wert während der gesamten Periode gemessen.

5.1.4 Regen

In Tabelle 6 sind die gewichteten Mittel sowie die Standardabweichung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der einzelnen Regensammler und aller Regensammler gemeinsam ersichtlich. Der schwerste Mittelwert (-8.20‰) ist bei dem am tiefsten gelegenen Regensammler Stein vorzufinden. Der am höchsten gelegene Regensammler Susten 2 weist den tiefsten Mittelwert (-9.29‰) auf. Die Standardabweichungen weisen ähnliche Werte auf, sie befinden sich im Bereich von 1.69‰ bis 2.72‰.

Tabelle 6: Gewichtetes Mittel und Standardabweichung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte über alle Regensammler sowie pro Regensammler (Stein, Susten 1, Susten 2 und Wenden)

	gewichtetes Mittel [‰]	SD [‰]
Sammler Total	-8.88	2.31
Stein	-8.20	2.72
Susten 1	-9.21	2.11
Susten 2	-9.29	1.69
Wenden	-8.83	2.71

In Abbildung 16 sind die einzelnen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben unterschieden nach den Regensammern abgebildet. Die längste Zeitreihe ist bei dem Regensammler Stein vorhanden, hier konnten im Zeitraum vom 16.06.2019 bis zum 18.10.2019 acht Mischproben entnommen werden. Die Mischproben der Regensammler Susten 1 und 2 wurden jeweils simultan entnommen, daher ergibt sich hier die gleiche Zeitreihe. Dieser erstreckt sich vom 08.07.2019 bis zum 03.10.2019 und besteht jeweils aus fünf Mischproben. Bei dem Regensammler Wenden wurden im Zeitraum vom 31.07.2019 bis zum 08.10.2019 fünf Mischproben entnommen, hier besteht die kürzeste Zeitreihe.

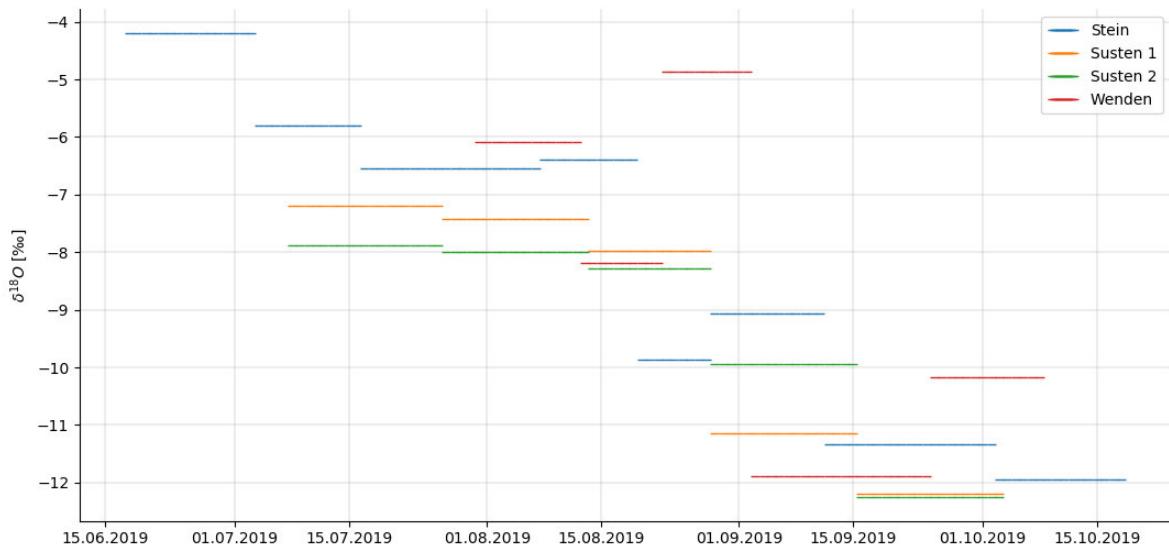


Abbildung 16: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Regensammler Stein, Susten 1, Susten 2 und Wenden

Im Verlauf von Juni bis Oktober findet in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten eine Abnahme statt. Dies gilt für sämtliche Mischproben mit Ausnahme von zwei Mischproben aus dem Regensammler Wenden (23.08.2019-03.09.2019 und 25.09.2019-08.10.2019), deren Werte liegen deutlich über denjenigen der anderen Standorte, was sich in Abbildung 16 deutlich zeigt.

5.1.5 Schnee

In Abbildung 17 sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der 21 entnommenen Schneeproben sowie die Schneehöhe in Gschletteregg ersichtlich.

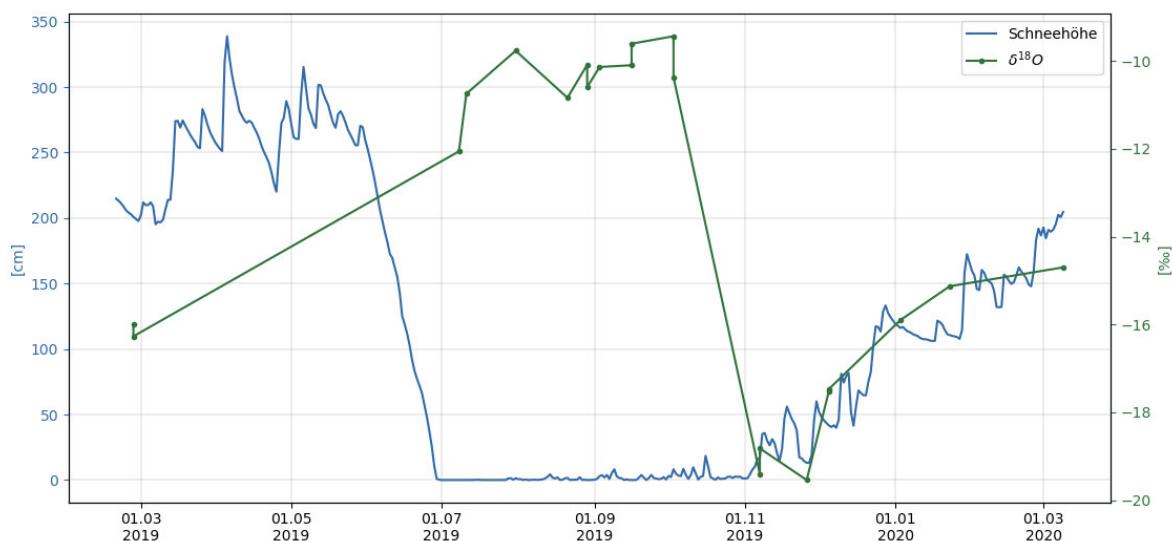


Abbildung 17: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Schneeproben und Schneehöhe Messstation Gschletteregg

Anhand der Schneehöhe werden die Zeitpunkte der Probennahmen in Akkumulations- und Ablationsperiode eingeteilt. Die Ablationsperiode reicht von Juni 2019 bis und mit Oktober 2019 und enthält 11 Schneeproben. Während dieser Periode kann davon ausgegangen werden, dass die Schneedecke in den Einzugsgebieten - ausgenommen einiger kleiner Schneefälle - an Masse verloren hat. Die Akkumulationsperiode wird von November 2019 bis März 2020 definiert und enthält acht Schneeproben. Während dieser Zeit ist insgesamt eine Zunahme der Schneedecke zu verzeichnen. Die beiden Proben aus dem Februar 2019 stammen ebenfalls aus einer Akkumulationsperiode, sie werden jedoch separat betrachtet, da sie nicht aus demselben Winter stammen.

Der Mittelwert der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte über sämtliche Schneeproben beträgt $-13.6\text{\textperthousand}$ und die Standardabweichung $3.68\text{\textperthousand}$. Wird lediglich die Ablationsperiode betrachtet, fällt der Mittelwert der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit $-10.3\text{\textperthousand}$ isotopisch schwerer aus. Während dieser Periode beträgt die Standardabweichung $0.73\text{\textperthousand}$. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind zu Beginn der Akkumulationsperiode auf dem tiefsten beobachteten Wert ($-19.4\text{\textperthousand}$). Im Verlauf findet eine Zunahme an schweren Isotopen statt. Insgesamt fällt der Mittelwert der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit $-17.3\text{\textperthousand}$ isotopisch leichter aus. Mit $1.9\text{\textperthousand}$ ist die Standardabweichung höher als in der Ablationsperiode.

Werden die vorhandenen Schneeproben während der Ablationsperiode betrachtet (Abbildung 18), kann eine systematische Abweichung von der LMWL erkannt werden. Die Neigung der Regressionsgerade ist im Vergleich zur LMWL um 0.59 reduziert. Die erstellte Regressionsgerade liegt unterhalb der LMWL und die beiden Linien schneiden sich nicht. Die beiden Proben vom 03.10.2019 weisen mit 22.2 und 20.36 einen höheren Deuterium-Exzess als sämtliche anderen Schneeproben auf. Zudem weichen sie deutlich von der LMWL ab, daher werden sie bei der Berechnung der Regressionsgerade nicht berücksichtigt.

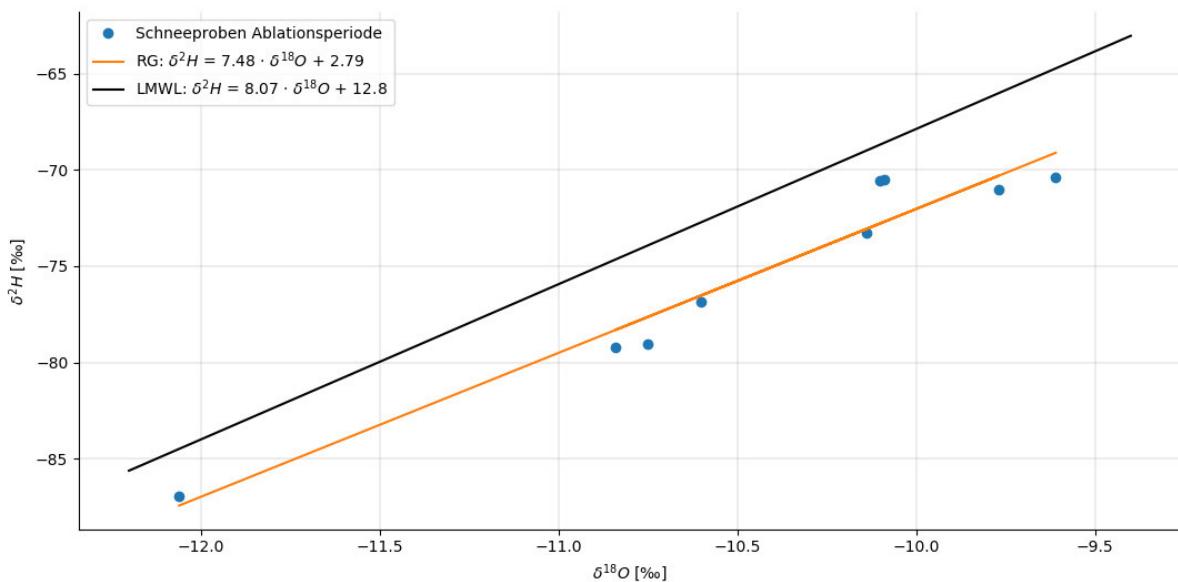


Abbildung 18: Schneeproben Ablationsperiode mit LMWL und Regressionsgerade

Werden die vorhandenen Schneeproben während der Akkumulationsperiode betrachtet (Abbildung 19), ist im Vergleich zu der LMWL eine Reduktion der Neigung der Regressionsgerade von 0.61 feststellbar. Die Regressionsgerade schneidet die LMWL und es ist kein eindeutiger Trend gegen oben oder unten ersichtlich. Somit ist keine systematische Abweichung von der LMWL ersichtlich.

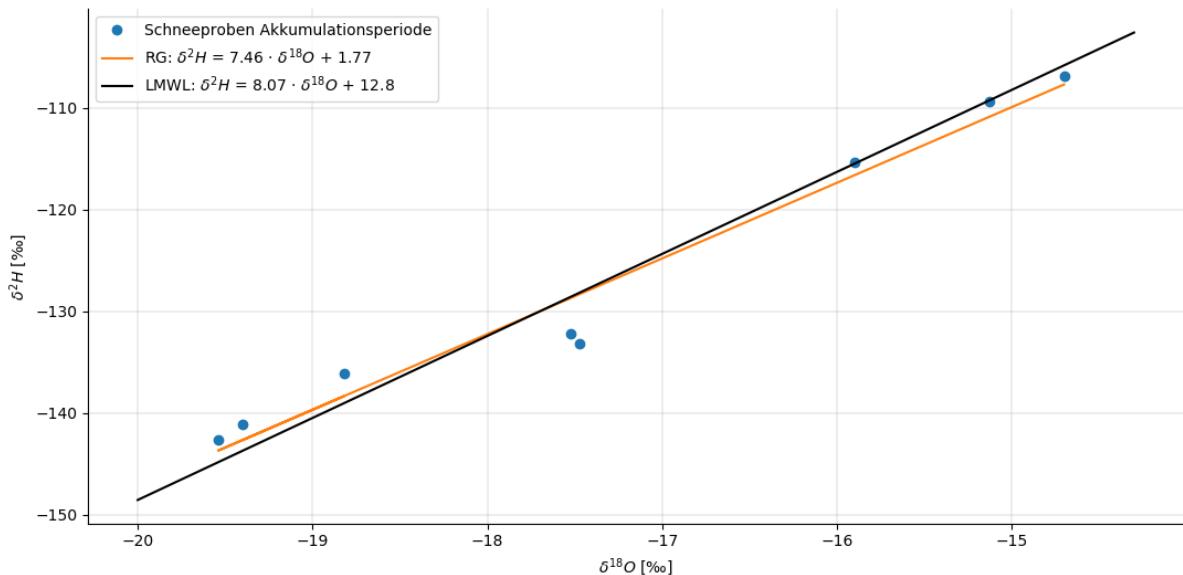


Abbildung 19: Schneeproben Akkumulationssperiode mit LMWL und Regressionsgerade

5.1.6 Eis

In Abbildung 20 sind die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte der Festeis- und Schmelzeisproben eingetragen. Es sind kaum Abweichungen zur LMWL vorhanden.

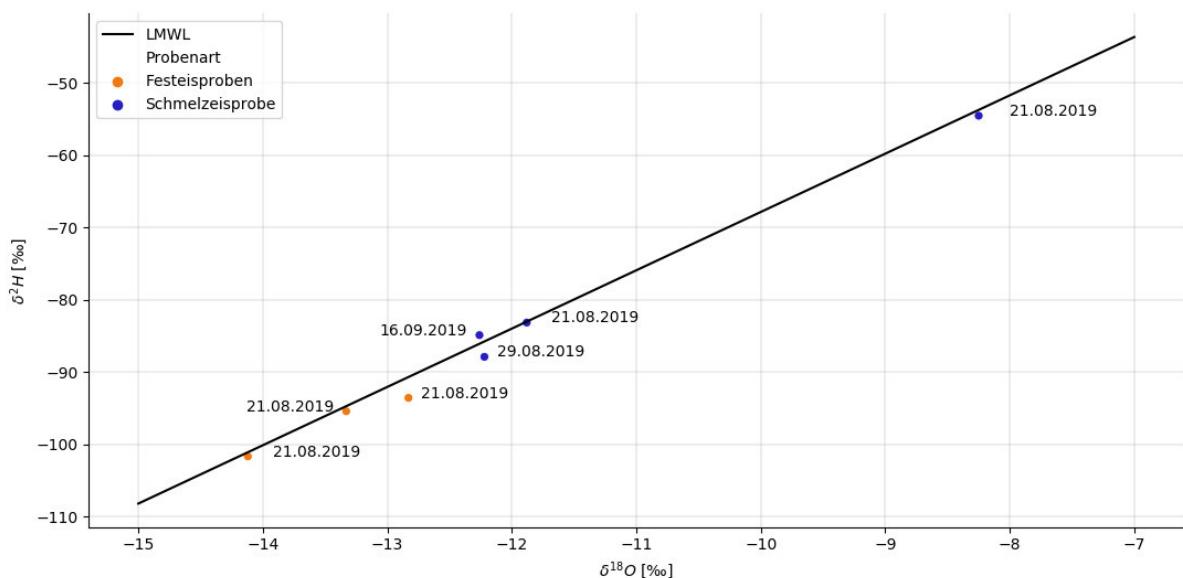


Abbildung 20: $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte der Festeis- und Schmelzeisproben inklusive Probenentnahmedatum und LMWL.

Der Mittelwert der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte über die beiden Probenarten Festeis- und Schmelzeisproben beträgt -12.13‰ und die Standardabweichung 1.87‰. Werden nur die Festeisproben betrachtet, ergibt sich ein Mittelwert der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von -13.43‰. Die Schmelzeisproben hingegen, weisen isotopisch höhere Werte auf. Dies zeigt sich im Mittelwert der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Schmelzeisproben der bei -11.15‰ liegt und ist auch in Abbildung 20 ersichtlich. Die Standardabweichung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Schmelzeisproben (1.94‰) ist höher als die der Festeisproben (0.65‰). Dies kommt durch die Schmelzeisprobe vom 21.08.2019 mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von -8.25‰ zu Stande.

5.1.7 Methodische Proben

Da die Standardabweichung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte <0.1‰ beträgt, wird die Differenz zweier $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erst als solche betrachtet, wenn sie 0.2‰ überschreitet. Der Aufbau der Probenbeschriftung ist dem Anhang A zu entnehmen.

Wasserfassungen

In Tabelle 7 sind die Methodenproben der Wasserfassungen Steinwasser und Wendenwasser sowie die dazugehörigen Mischproben aus dem Steinwasser, Giglibach und Wendenwasser ersichtlich. So-wohl eine Probe vom Giglibach als auch vom Steinwasser weist eine Abweichung von mindestens 0.2‰ zu den, bei der Steinfassung entnommenen Proben auf. Bei den Proben vom Wendenwasser im Vergleich zu den Proben von der Wendenfassung sind keine Abweichungen über 0.2‰ vorhanden.

Tabelle 7: Methodenproben Wasserfassungen

Entnahme	Datum	$\delta^{18}\text{O}$ [%‰]	Abweichung [%]
Fassung Stein	20.08.2019	-11.2	Vergleichswert
Steinwasser	20.08.2019	-11.2	-0.4
Giglibach	20.08.2019	-11.5	-3.3
Fassung Stein	23.10.2019	-12.0	Vergleichswert
Steinwasser	23.10.2019	-11.8	1.3
Giglibach	23.10.2019	-12.2	-1.8
Fassung Wenden	23.08.2019	-11.8	Vergleichswert
Wendenwasser	23.08.2019	-11.8	0.1
Fassung Wenden	07.11.2019	-12.0	Vergleichswert
Wendenwasser	07.11.2019	-12.0	-0.4

Quelle

In Tabelle 8 sind die Wasserproben der Quellen sowie die an denselben Tagen entnommenen Mischwasserproben aufgelistet.

Die Quelle auf der Wendenalp weist zwischen den beiden Probennahmezeitpunkten weder in der isotopischen Zusammensetzung noch in der elektrischen Leitfähigkeit Differenzen auf.

Bei den Proben vom 23.08.2019 (Quelle Wendenalp - Mischprobe Wendenwasser) ist das Bachwasser im Vergleich zum Quellwasser mit schweren Isotopen angereichert und weist eine deutlich tiefere elektrische Leitfähigkeit auf.

Das Probenpaar vom 16.09.2019 (Quelle Wendenalp – Mischprobe Wendenwasser) weist keine Differenzen in der isotopischen Zusammensetzung auf und eine leicht geringfügigere Abweichung in der elektrischen Leitfähigkeit als bei dem Probenpaar vom 23.08.2019.

Bei den Proben vom 03.10.2019 (Quelle Hotel Steinalp – Mischprobe Steinwasser) weist das Bachwasser im Vergleich zum Quellwasser tiefere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und eine höhere elektrische Leitfähigkeit auf.

Tabelle 8: Methodenproben Quellen

Entnahme	Datum	$\delta^{18}\text{O} [\text{\textperthousand}]$	Abweichung [%]	EC [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Abweichung [%]
Quelle Wendenalp	23.08.2019	-12.3	Vergleichswert	147.5	Vergleichswert
Wendenwasser	23.08.2019	-11.8	4.2	51.3	65.2
Quelle Wendenalp	16.09.2019	-12.2	0.9	149	-1.0
Quelle Wendenalp	16.09.2019	-12.2	Vergleichswert	149	Vergleichswert
Wendenwasser	16.09.2019	-12.2	-0.2	57.3	61.5
Quelle Steinalp	03.10.2019	-11.7	Vergleichswert	62.5	Vergleichswert
Steinwasser	03.10.2019	-12.0	-2.9	70.1	-12.2

See

In Tabelle 9 sind die ober- und unterhalb des Steinsees entnommenen Proben aufgelistet. Die beiden Proben weisen keine Differenz über 0.2‰ auf.

Tabelle 9: Methodenproben Steinsee

Entnahme	Datum	$\delta^{18}\text{O} [\text{\textperthousand}]$	Abweichung [%]
vor Steinsee	29.08.2019	-13.1	Vergleichswert
nach Steinsee	29.08.2019	-12.9	2.1

Paraffintest

In Abbildung 21 sind die Proben des Paraffintests abgebildet. Die Proben mit 20 Tropfen Paraffin als Verdunstungsschutz weichen deutlich von der GMWL ab und sind an schweren Isotopen angereichert. Die Probe mit 160 Tropfen Paraffin liegt beinahe auf der GMWL, zur geschlossenen Kontrollprobe ist lediglich eine Abweichung von 0.2‰ in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten vorhanden.

Die Paraffinschicht nimmt keinen Einfluss auf die Summe an gelöstem organischem Kohlenstoff (TOC-Wert).

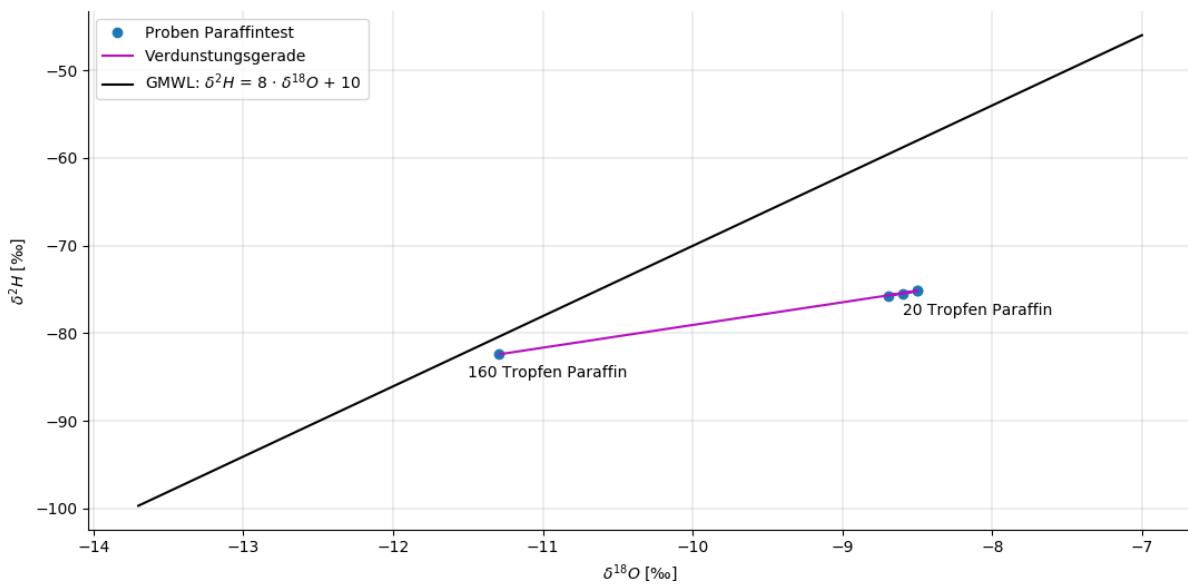


Abbildung 21: Methodenproben Paraffintest

Autosampler

Die offenen und geschlossenen methodischen Proben zur Überprüfung einer möglichen Fraktionierung durch Gefrieren der Proben in kalten Nächten weisen keine Differenzen über 0.1‰ in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten auf. Die offene und geschlossene methodische Probe befanden sich vom 16.09.2019 bis zum 03.10.2019 im Autosampler Stein.

Methodentest

In Abbildung 22 ist das Mischungsdreieck mit den Achsen δ^2H und $\delta^{18}O$ abgebildet. Obwohl das Mischungsdreieck sehr schmal ausfällt, liegt die Probe MT1 innerhalb des Dreieckes. Der berechnete Anteil der Abflusskomponente Schnee beträgt 58.6%, der von Regen 33.4% und der von Eis 8.1%.

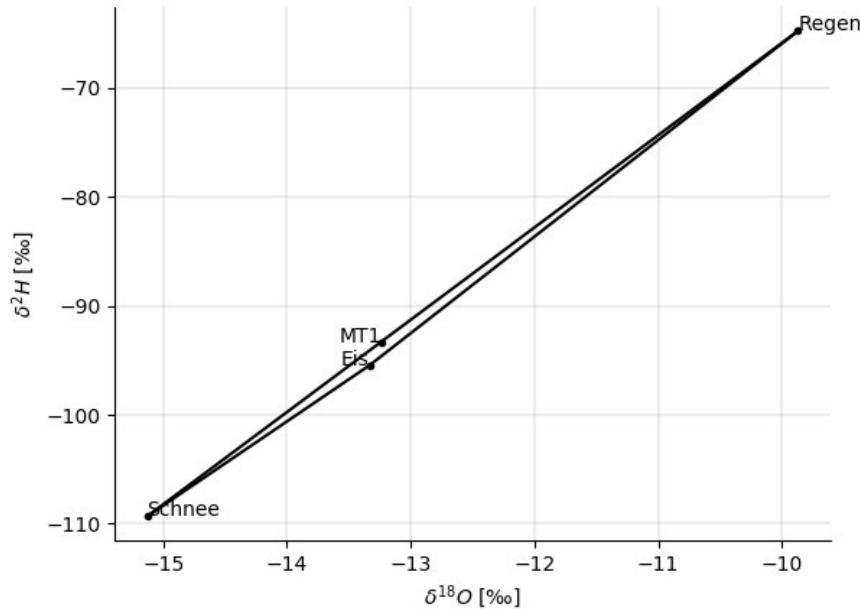


Abbildung 22: Mischungsdreieck ($\delta^2H / \delta^{18}O$) MT1

In Abbildung 23 ist das Mischungsdreieck mit den Achsen elektrische Leitfähigkeit und $\delta^{18}\text{O}$ ersichtlich. Da die Probe MT1 innerhalb des Mischungsdreiecks liegt, kann die EMMA durchgeführt werden. Es wurden folgende Abflussanteile berechnet: Schneeschmelze 54.4%, Regenwasser 31.2% und Eisschmelze 14.4%.

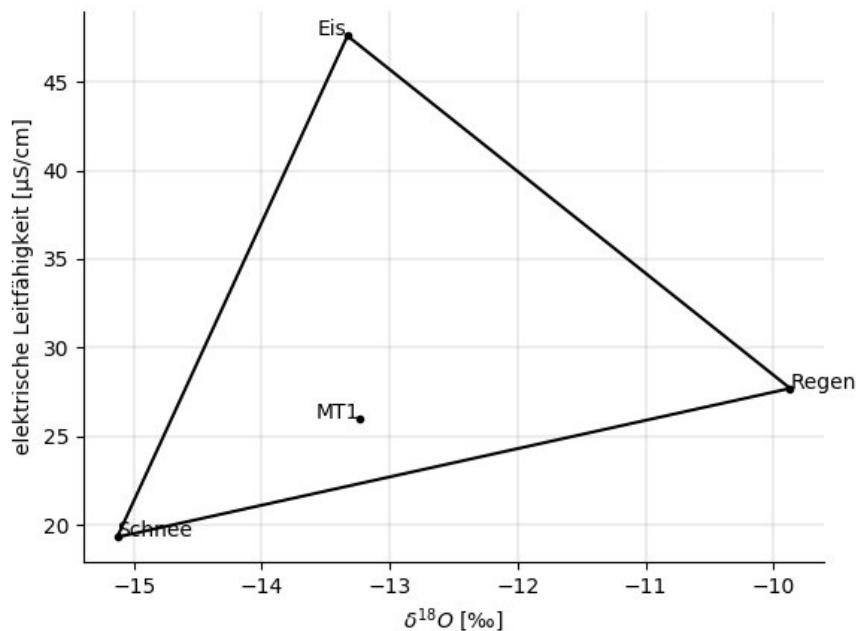


Abbildung 23: Mischungsdreieck (elektrische Leitfähigkeit/ $\delta^{18}\text{O}$) MT1

Zur Separierung der Probe MT2 werden einerseits die im Labor gemessenen Isotopenwerte in die in Kapitel 4.3.6.3 beschriebene Mischrechnung eingesetzt und andererseits die in dieser Arbeit berechneten Isotopensignale. Werden in die Mischrechnung die Werte der verwendeten Isotopenproben (RS290819: -9.9‰/ ES210819b: -13.3‰) eingesetzt, beträgt der Anteil Eisschmelze 62.4% und der Anteil Regenwasser 37.6%. Setzt man die Isotopensignale von Eis (-13.4‰) und Regen (für den 29.08.2019 im Einzugsgebiet Stein: -11.4‰) ein, erhält man einen deutlich geringeren Eisschmelzanteil von 32.4% und einen entsprechend höheren Anteil Regenwasser von 67.6%.

5.2 Abflusseparation

5.2.1 LMWL

In Abbildung 24 sind die LMWL, die GMWL und die Regenproben, die im Rahmen dieser Arbeit entnommen wurden, dargestellt. Die Neigung der LMWL ist um 0.7‰ höher als bei der GMWL. Der Schnittpunkt mit der y-Achse liegt bei der LMWL um 2.83‰ höher als bei der GMWL. Da die Datengrundlage auf der die LMWL basiert $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen -21.3‰ und -5.2‰ aufweist, ist die LMWL außerhalb dieses Wertebereiches nicht definiert. Das R^2 der LMWL beträgt 0.99.

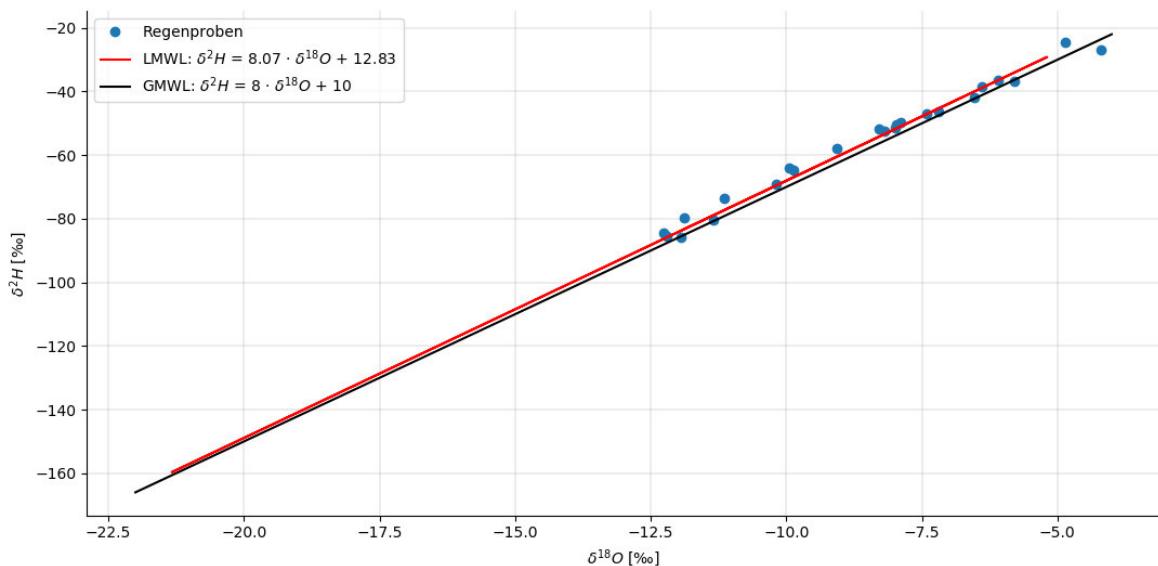


Abbildung 24: Regenproben, LMWL und GMWL

Die in dieser Arbeit entnommenen Regenproben liegen im isotopisch schwereren Bereich der LMWL. Die Proben RS040719 ($\delta^{18}\text{O}$ -Wert: -4.2‰) und RW030919 ($\delta^{18}\text{O}$ -Wert: -4.9‰) weisen isotopisch leicht höhere Werte auf als der definierte Bereich der LMWL.

5.2.2 Isotopensignal Regen

In Abbildung 25 ist das Isotopensignal Regen pro Einzugsgebiet abgebildet. Die Unterschiede zwischen den Regensignalen der Einzugsgebiete gründet in den verschiedenen mittleren Höhen. Das am höchsten gelegene Einzugsgebiet Steinwasser (mittlere Höhe 2'471m ü.M.) weist aufgrund des Höheneffektes die isotopisch leichtenste Werte auf. Die mittleren Höhen der Einzugsgebiete Wendenwasser (2'280m ü.M.) und Giglibach (2'190m ü.M.) weisen lediglich eine Differenz von 90 Metern auf. Daher fällt auch der Unterschied im Isotopensignal mit 0.13‰ klein aus. Da das Wendenwasser im Durchschnitt etwas höher gelegen ist als der Giglibach, fallen hier auch die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte höher aus.

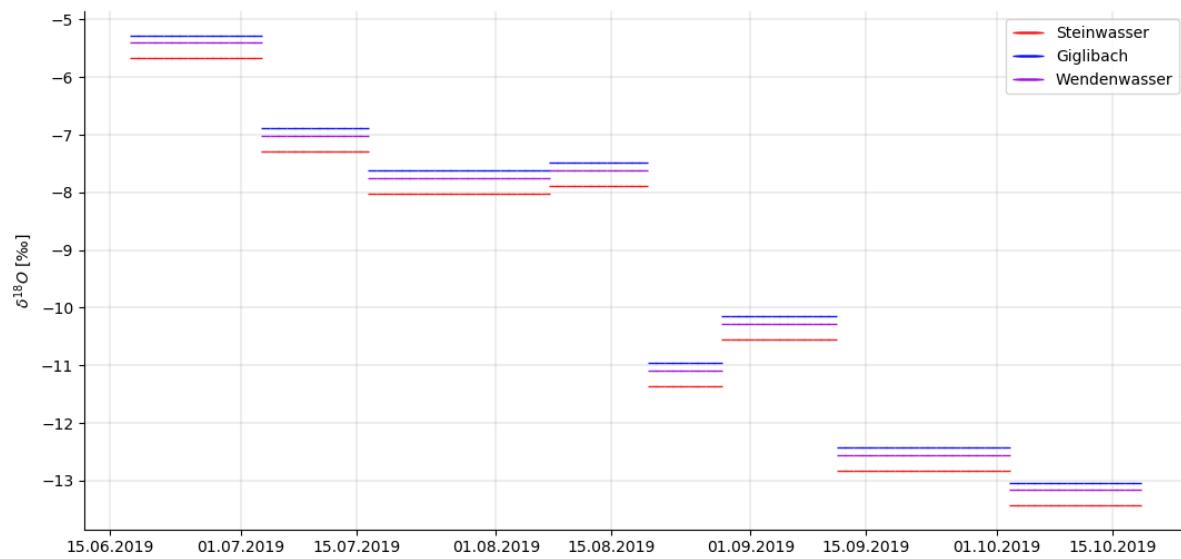


Abbildung 25: Isotopensignal Regen pro Einzugsgebiet

Das Isotopensignal Regen ist durch die Länge der Probennahme beim Regensammler Stein zeitlich limitiert, es ist somit vom 16.06.2019 bis zum 18.10.2019 definiert. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte weisen vom Juni hin zum Oktober eine Abnahme auf.

5.2.3 Isotopensignal Schnee

In Abbildung 26 ist das Isotopensignal Schnee abgebildet. Es setzt sich aus den monatlichen Mittelwerten der Schneeproben zusammen. Da im Juni keine Schneeproben entnommen wurden, wird hier der Mittelwert der ersten Julihälfte verwendet. Auch im Februar wurde keine Schneeprobe entnommen, daher wird der Mittelwert der Monate Januar und März verwendet.

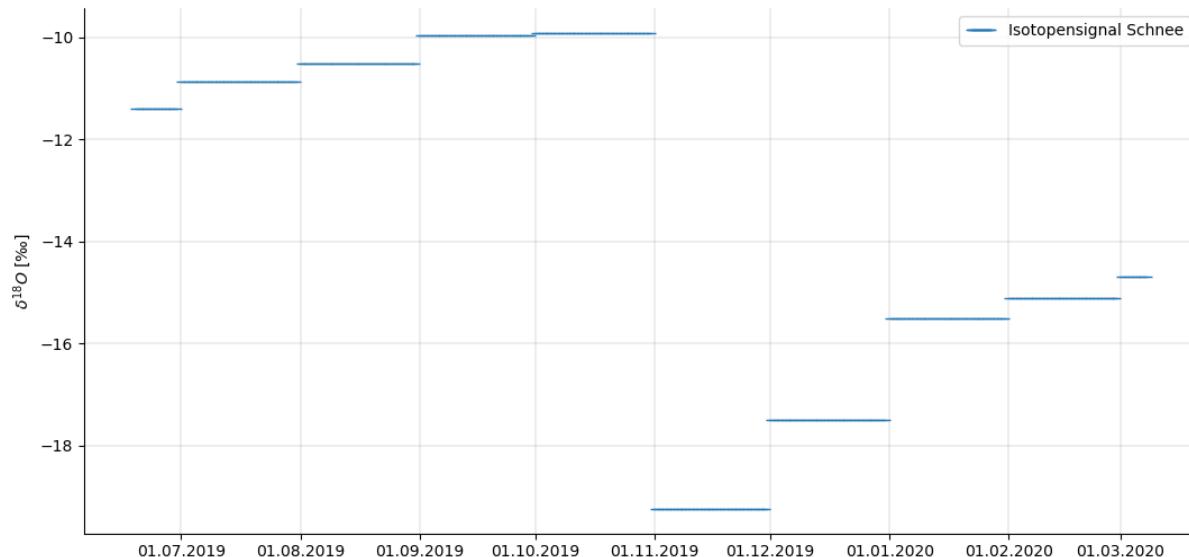


Abbildung 26: Isotopensignal Schnee

In Tabelle 10 ist pro Monat ersichtlich, wieviel Schneeproben zur Berechnung des Mittelwertes verwendet werden, auf welcher mittleren Höhe diese Proben entnommen werden und wieviel der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert beträgt. Die Schneeproben aus der Ablationsperiode (Juni bis Oktober 2019) wurden tendenziell aus höheren Lagen entnommen und weisen isotopisch schwerere Werte auf als während der Akkumulationsperiode (November 2019 bis März 2020). Die mittlere Standardabweichung der Monatsmittel beträgt 0.55‰.

Tabelle 10: Angaben zum Isotopensignal Schnee

Monat	Anzahl Proben	mittlere Höhe	$\delta^{18}\text{O}$ [%‰]
Jun 19	2	2 135	-11.4
Jul 19	3	1 947	-10.9
Aug 19	3	2 169	-10.5
Sep 19	3	2 047	-9.95
Okt 19	2	1 877	-9.91
Nov 19	3	1 503	-19.3
Dez 19	2	1 703	-17.5
Jan 20	2	1 541	-15.5
Feb 20	3	1 541	-15.1
Mrz 20	1	1 541	-14.7

5.2.4 Isotopensignal Eis

In Abbildung 27 ist der Mittelwert der Festeisproben und die Standardabweichung für die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^2\text{H}$ -Werte dargestellt. Der Mittelwert der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte beträgt -13.43‰ und die Standardabweichung 0.65‰.

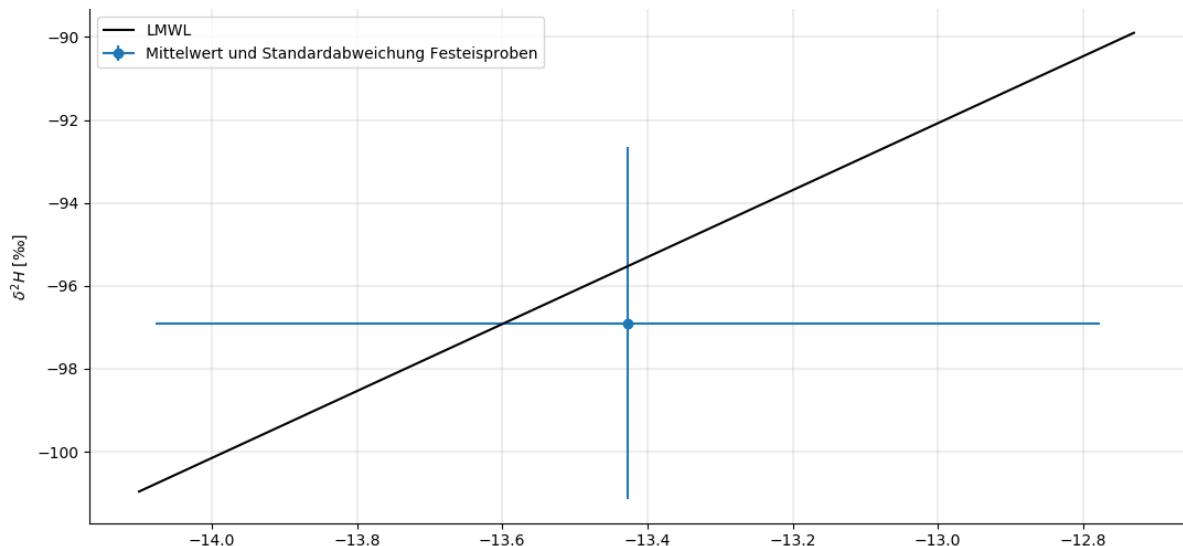


Abbildung 27: Mittelwert und Standardabweichung der Festeisproben mit LMWL

5.2.5 EMMA

Das Mischungsdreieck mit den Achsen δ^2H und $\delta^{18}O$ mit den Mischproben aus dem Steinwasser vom 11.-16.07.2019 ist in Abbildung 28 abgebildet. Die sechs Mischproben befinden sich nicht im Mischungsdreieck. Daher wird die Durchführung einer EMMA nicht weiterverfolgt.

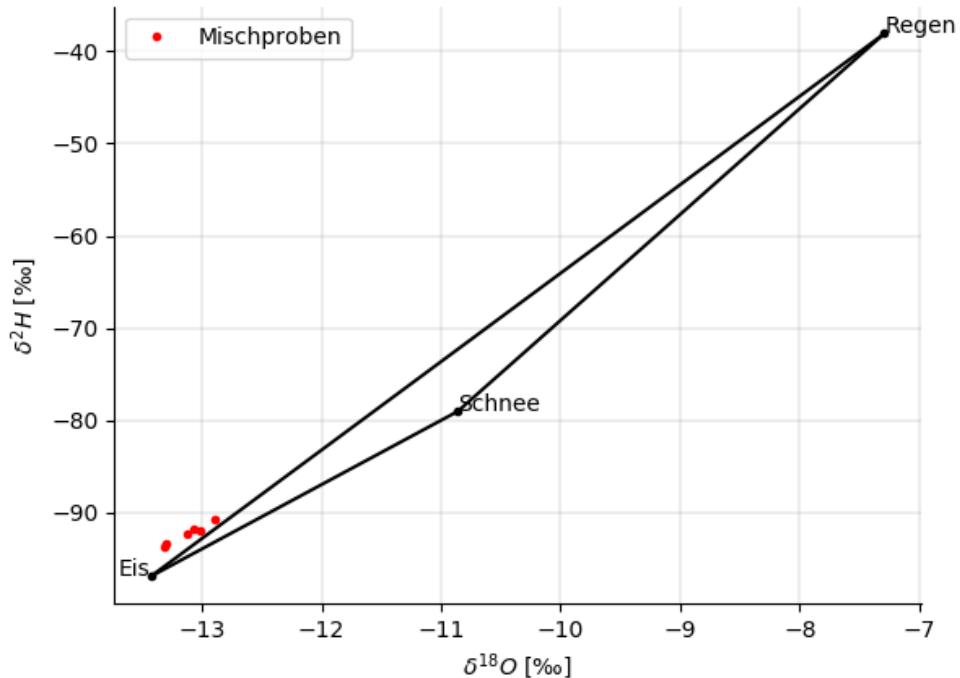


Abbildung 28: Mischungsdreieck ($\delta^2H / \delta^{18}O$) mit Mischproben vom 11.-16.07.2019

In Abbildung 29 ist das Mischungsdreieck mit den Achsen elektrische Leitfähigkeit und $\delta^{18}\text{O}$ mit den Mischproben aus dem Steinwasser vom 11.-16.07.2019 ersichtlich. Da sich die Mischproben nicht im Mischungsdreieck befinden ist die Durchführung einer EMMA nicht zulässig.

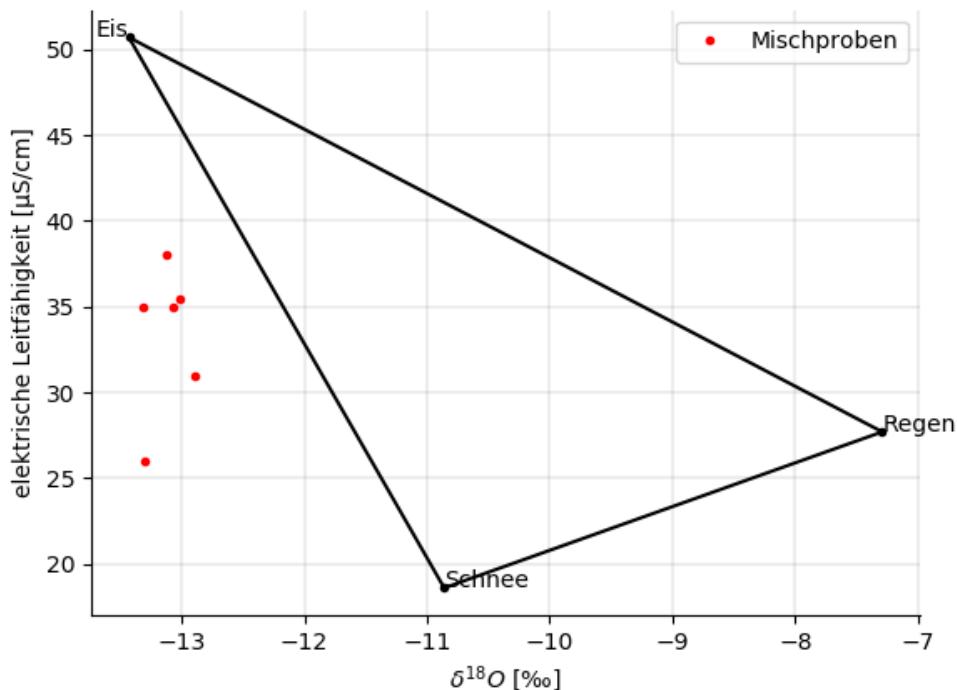


Abbildung 29: Mischungsdreieck (elektrische Leitfähigkeit/ $\delta^{18}\text{O}$) mit Mischproben vom 11.-16.07.2019

5.2.6 Quantitative Analyse

5.2.6.1 Saisonale Muster

Steinwasser

In Abbildung 30 sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte nach Saison geordnet als Boxplots dargestellt. Während der Schneeschmelze ist lediglich ein $\delta^{18}\text{O}$ -Wert vorhanden. Mit -13.1‰ besteht während der Gletscherschmelze der tiefste Median. Die Streuung der Werte ist jedoch am höchsten, der Interquartilsabstand beträgt 0.9‰. Während der Regensaison ist mit 12‰ der höchste Median vorhanden. Die tiefste Streuung besteht mit einem Interquartilsabstand von 0.2‰ während dem winterlichen Basisabfluss. Es sind keine Ausreisser vorhanden.

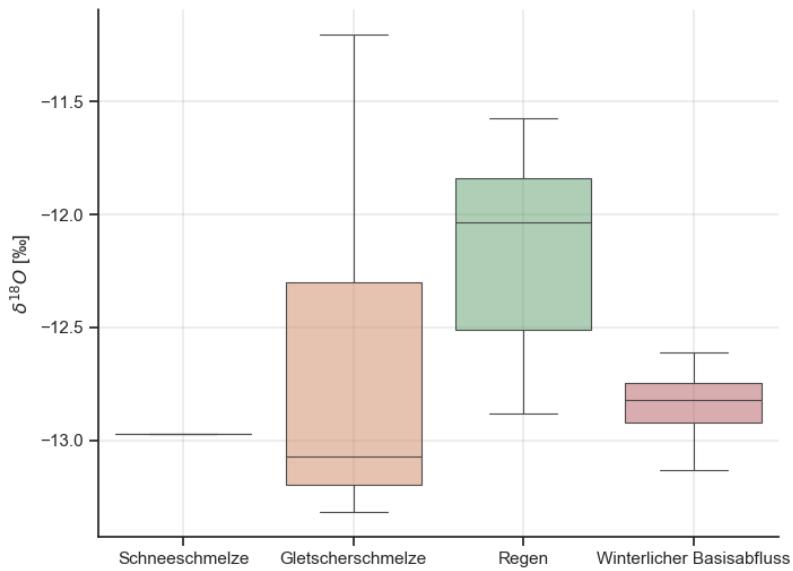


Abbildung 30: Boxplot $\delta^{18}\text{O}$ Steinwasser geordnet nach Saison

In Abbildung 31 ist die elektrische Leitfähigkeit pro Saison als Boxplot dargestellt. Die Mediane steigen von der Schneeschmelze, Gletscherschmelze, Regen hin zum winterlichen Basisabfluss an. Während der Gletscherschmelze und Saison-Regen sind die Interquartilsabstände geringer als während der Schneeschmelze und dem winterlichern Basisabfluss. Während dem winterlichen Basisabfluss sind zahlreiche Ausreisser unterhalb von $67.5\mu\text{S}/\text{cm}$ vorhanden.

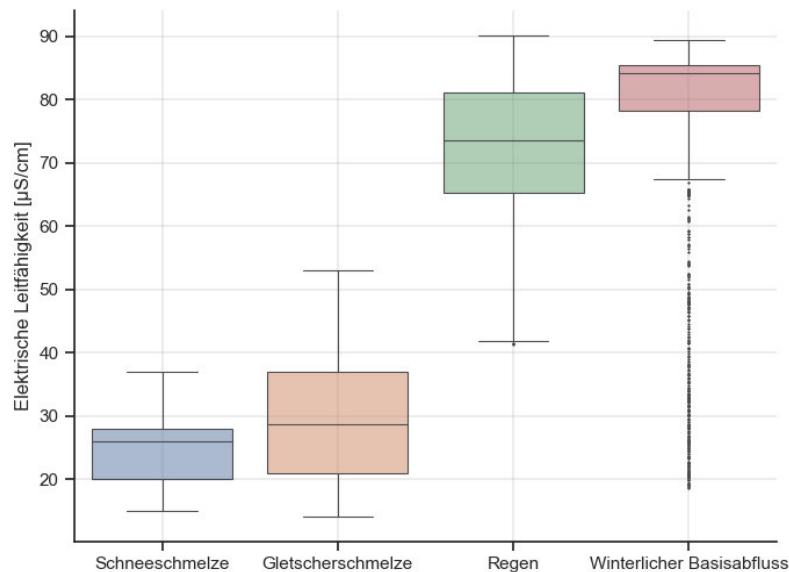


Abbildung 31: Boxplot elektrische Leitfähigkeit Steinwasser geordnet nach Saison

In Abbildung 32 sind die Abflusswerte nach Saison in Boxplots dargestellt. Der Median ist von der Schneeschmelze, Gletscherschmelze, Regen hin zum winterlichen Basisabfluss abnehmend. Der winterliche Basisabfluss kann nicht als Boxplot dargestellt werden.

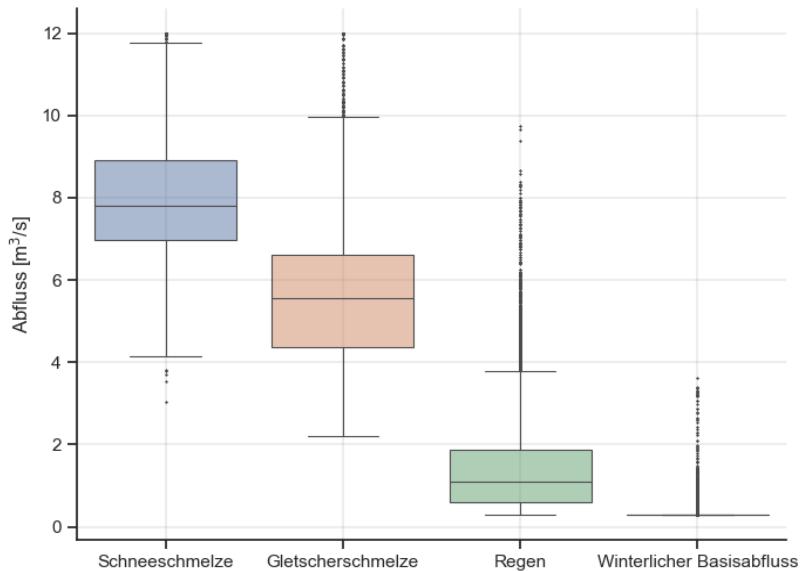


Abbildung 32: Boxplot Abfluss Steinwasser geordnet nach Saison

In Tabelle 11 ist die Rangkorrelationen nach Spearman pro Saison sowie über die gesamte Periode für die elektrische Leitfähigkeit – Abfluss, $\delta^{18}\text{O}$ – elektrische Leitfähigkeit und $\delta^{18}\text{O}$ – Abfluss angegeben. Das Signifikanzniveau von 95% kann nicht in jedem Fall sichergestellt werden.

Tabelle 11: Steinwasser, Rangkorrelation nach Spearman ** = $p > 0.05$

	Schneeschmelze	P	Gletscherschmelze	P	Regen	P	Winterlicher Basisabfluss	P	Gesamte Periode	P
elektrische Leitfähigkeit - Abfluss	-0.08	**	-0.56	**	-0.29	**	0.00		-0.85	**
$\delta^{18}\text{O}$ - elektrische Leitfähigkeit	-	-	0.26		-0.53	**	-0.40		0.47	**
$\delta^{18}\text{O}$ - Abfluss	-	-	0.37		0.20		0.78		-0.13	

Giglibach

In Abbildung 33 sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte nach Saison geordnet als Boxplots dargestellt. Die Streuung der Werte ist während der Gletscherschmelze und der Regen-Saison höher als während dem winterlichen Basisabfluss. Mit -13‰ liegt der tiefste Median im winterlichen Basisabfluss vor.

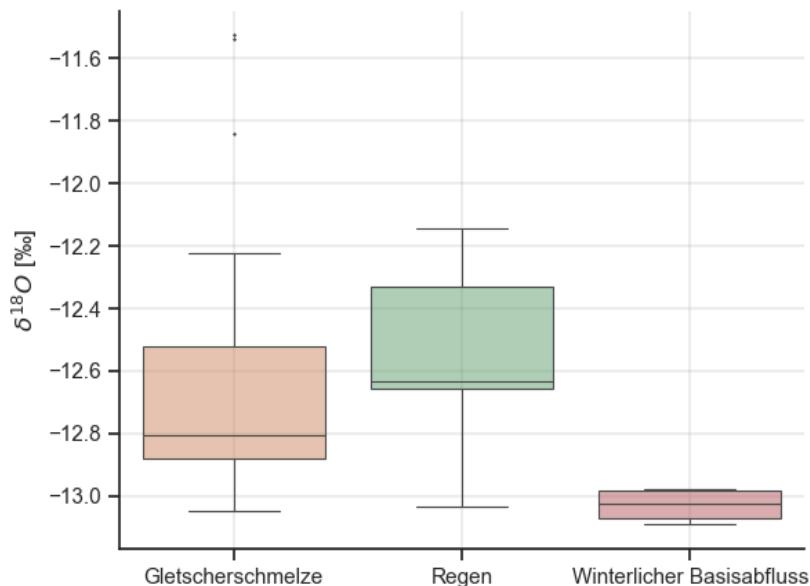


Abbildung 33: Boxplot $\delta^{18}\text{O}$ Giglibach geordnet nach Saison

In Abbildung 34 ist die elektrische Leitfähigkeit nach Saison geordnet in Boxplots dargestellt. Beim winterlichen Basisabfluss sind Ausreisser bis zum Maximalwert von 284.5µS/cm vorhanden, die in dieser Abbildung nicht ersichtlich sind. Die Streuung der Werte ist während der Regen-Saison höher als während der Gletscherschmelze und dem winterlichen Basisabfluss. Die Mediane weichen lediglich 1.5µS/cm voneinander ab.

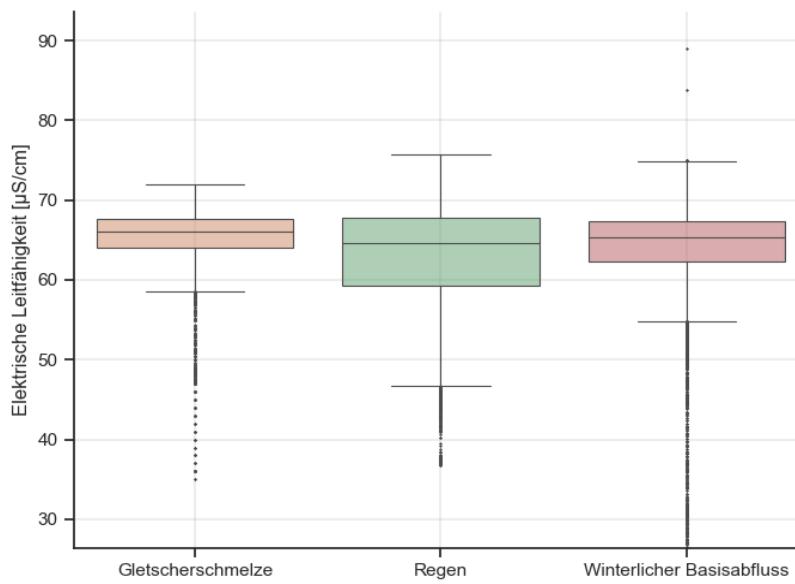


Abbildung 34: Boxplot elektrische Leitfähigkeit Giglibach geordnet nach Saison

In Abbildung 35 sind die Abflusswerte nach Saison geordnet als Boxplots dargestellt. Während der Gletscherschmelze und dem winterlichen Basisabfluss sind Ausreisser bis zu $3\text{m}^3/\text{s}$ und während der Saison-Regen bis $2.5\text{m}^3/\text{s}$ vorhanden, die in dieser Abbildung nicht ersichtlich sind. Der Median nimmt von der Gletscherschmelze zur Saison-Regen und zum winterlichen Basisabfluss ab.

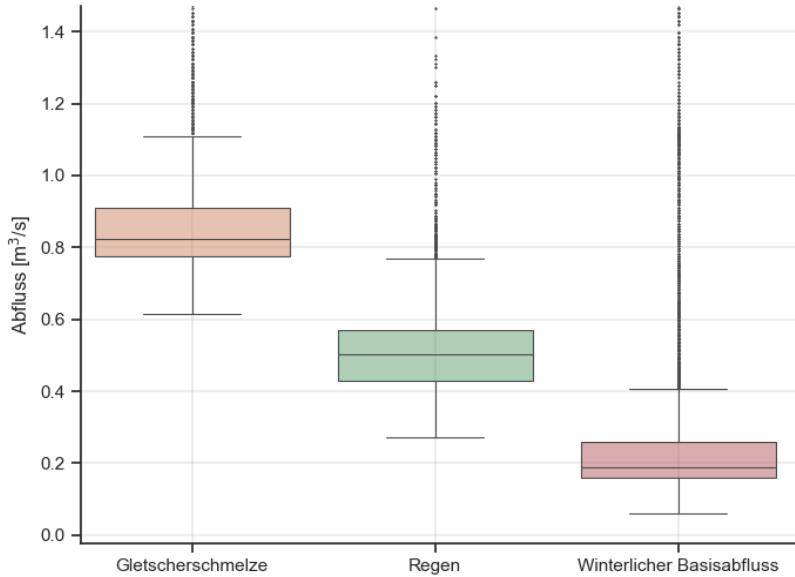


Abbildung 35: Boxplot Abfluss Giglibach geordnet nach Saison

In Tabelle 12 sind die Rangkorrelationen nach Spearman pro Saison sowie über die gesamte Periode für die elektrische Leitfähigkeit – Abfluss, $\delta^{18}\text{O}$ – elektrische Leitfähigkeit und $\delta^{18}\text{O}$ – Abfluss angegeben. Das Signifikanzniveau von 95% kann nicht in jedem Fall sichergestellt werden.

Tabelle 12: Giglibach, Rangkorrelation nach Spearman ** = $p > 0.05$

	Gletscherschmelze	P	Regen	P	Winterlicher Basisabfluss	P	Gesamte Periode	P
elektrische Leitfähigkeit - Abfluss	-0.50	**	-0.34	**	-0.14	**	-0.10	**
$\delta^{18}\text{O}$ - elektrische Leitfähigkeit	-0.52	**	-0.58	**	-0.20		-0.44	**
$\delta^{18}\text{O}$ - Abfluss	0.16		0.51	**	0.80		-0.06	

Wendenwasser

In Abbildung 36 sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte nach Saison geordnet als Boxplots dargestellt. Sowohl die Mediane als auch die Streuungen nehmen von der Gletscherschmelze zur Saison-Regen und zum winterlichen Basisabfluss ab.

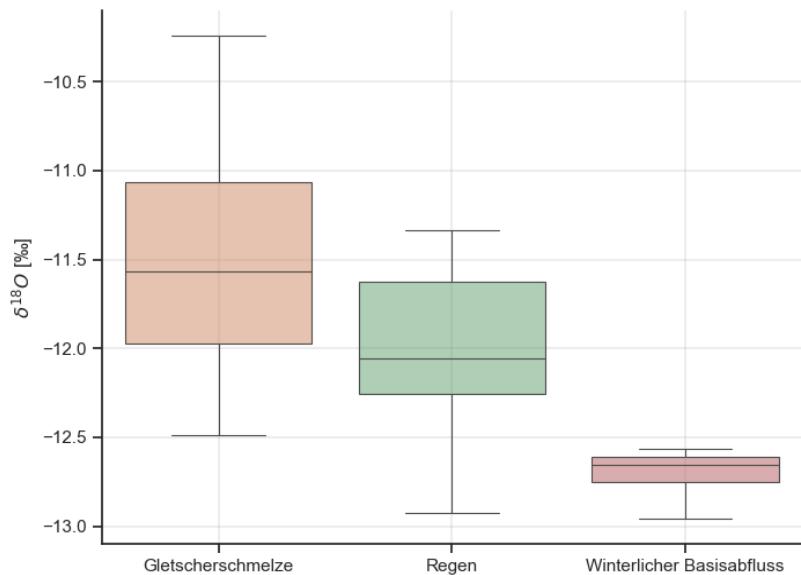


Abbildung 36: Boxplot $\delta^{18}\text{O}$ Wendenwasser geordnet nach Saison

In Abbildung 37 sind die Abflusswerte nach Saison geordnet in Boxplots dargestellt. Während der Gletscherschmelze sind Ausreisser bis zu $11\text{m}^3/\text{s}$ und während der Saison-Regen bis zu $7.6\text{m}^3/\text{s}$ vorhanden, die in dieser Abbildung nicht ersichtlich sind. Sowohl die Mediane als auch die Streuungen nehmen von der Gletscherschmelze zur Saison-Regen und zum winterlichen Basisabfluss ab.

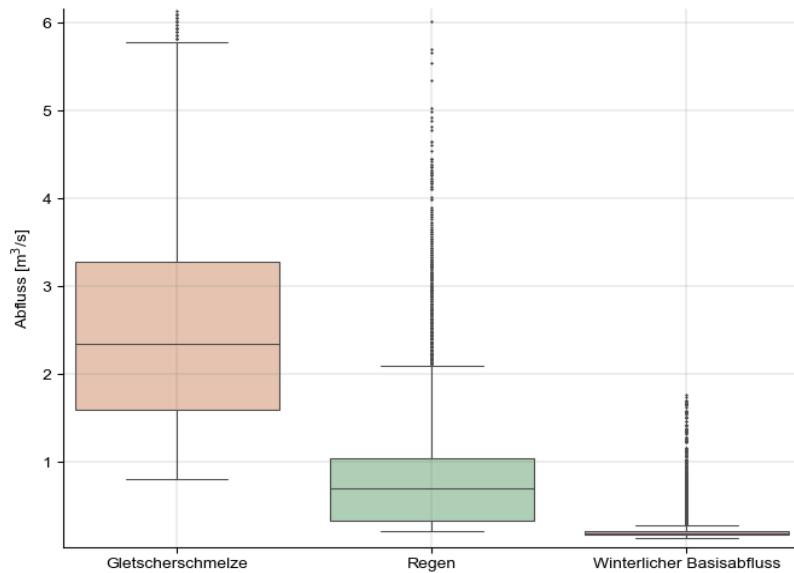


Abbildung 37: Boxplot Abfluss Wendenwasser geordnet nach Saison

In Tabelle 13 sind die Rangkorrelationen nach Spearman pro Saison sowie über die gesamte Periode für $\delta^{18}\text{O}$ – Abfluss angegeben. Das Signifikanzniveau von 95% kann lediglich über die gesamte Periode sichergestellt werden.

Tabelle 13: Wendenwasser, Rangkorrelation nach Spearman ** = $p > 0.05$

	Gletscherschmelze	P	Regen	P	Winterlicher Basisabfluss	P	Gesamte Periode	P
$\delta^{18}\text{O}$ - Abfluss	0.80		0.07		0.63		0.49	**

5.2.6.2 Tagesverlauf

Steinwasser

In Abbildung 38 sind die Anteile Gletscher- und Schneeschmelze des Steinwassers vom 23.07.2019 ersichtlich. Die Standardabweichung der Abflussanteile beträgt 1.2%. Der kleinste Gletscherschmelzanteil ist um 10:00 vorhanden und der grösste um 11:00. Von 13:00 hinzu 15:00 ist eine Abnahme im Gletscherschmelzanteil ersichtlich. Der mittlere Gletscherschmelzanteil liegt bei 91.6% und der mittlere Schneeschmelzanteil bei 8.4%.

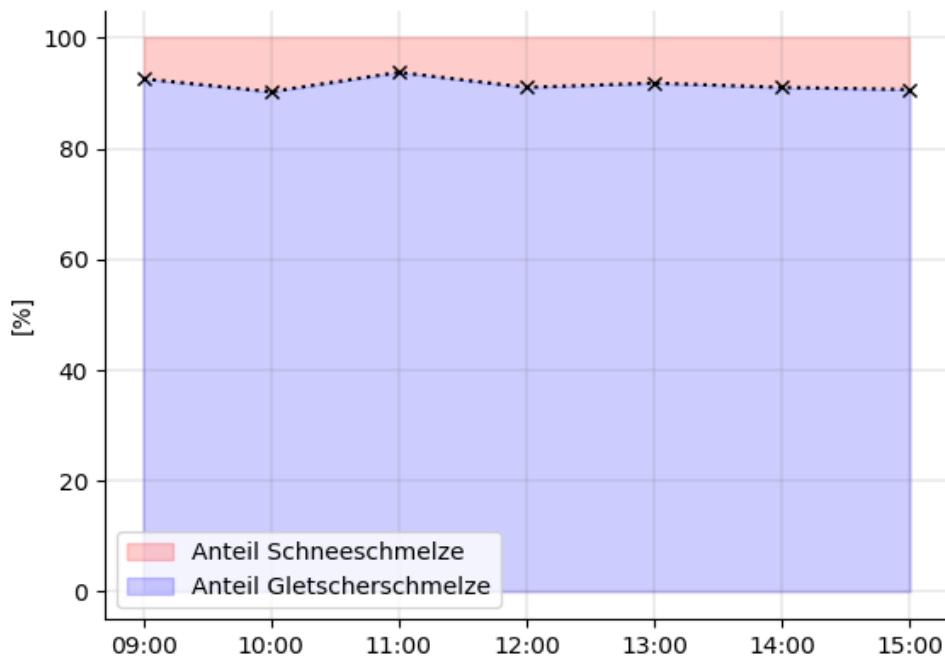


Abbildung 38: Anteile Gletscher- und Schneeschmelze des Steinwassers, 23.07.2019

In Abbildung 39 sind der Abfluss, die Wassertemperatur, die Isotopenwerte sowie die elektrische Leitfähigkeit des Steinwassers vom 23.07.2019 abgebildet. Der Abfluss steigt von 12:00 bis kurz vor 21:00 an und nimmt anschliessend wieder ab. Die Wassertemperatur steigt von 08:00 bis 15:00 an und sinkt anschliessend wieder. Das Isotopensignal weist keinen eindeutigen Verlauf auf. Von 13:00 zu 15:00 ist jedoch ein Anstieg ersichtlich. Die elektrische Leitfähigkeit weist lediglich geringfügige Veränderungen auf. Das Tagesmaximum ist kurz vor 12:00 erreicht. Von 15:00 zu 18:00 ist eine Senkung der Werte ersichtlich.

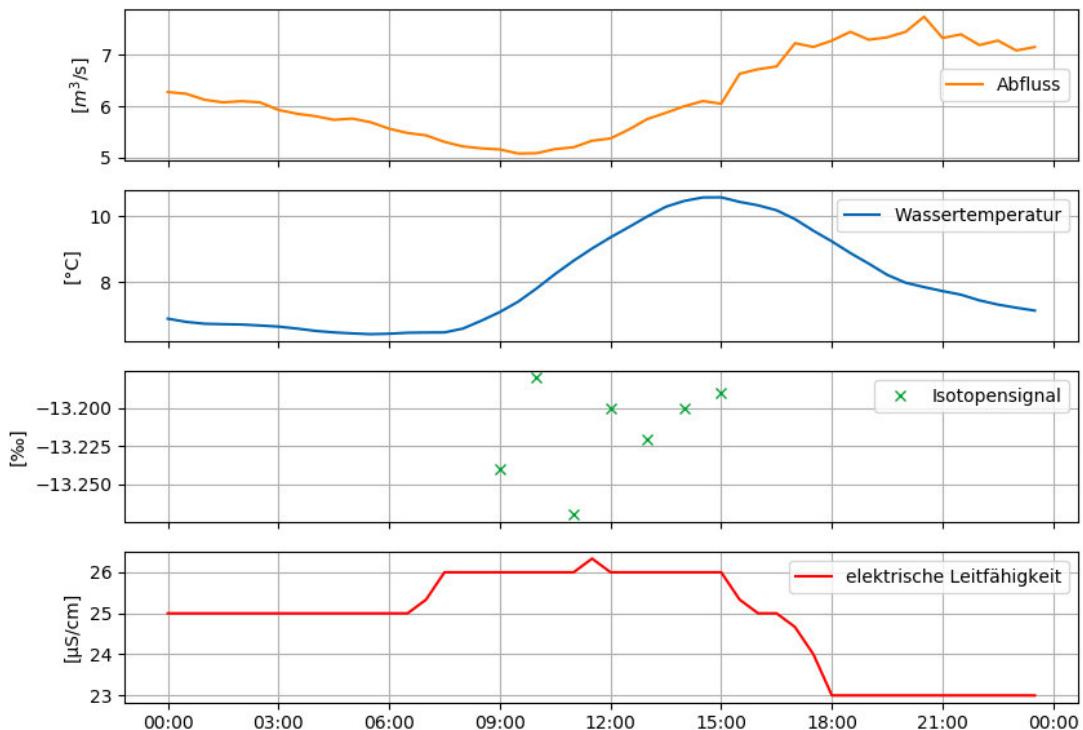


Abbildung 39: Tagesverlauf Steinwasser 23.07.2019

Giglibach

In Abbildung 40 sind die Anteile Gletscher- und Schneeschmelze des Giglibachs vom 24.07.2019 ersichtlich. Die Standardabweichung der Abflussanteile beträgt 2.5%. Von 10:30 zu 13:00 findet eine Abnahme im Gletscherschmelzanteil statt. Um 14:30 ist eine Zunahme auszumachen. Im Mittel beträgt der Gletscherschmelzanteil 80.2% und der Schneeschmelzanteil 19.8%.

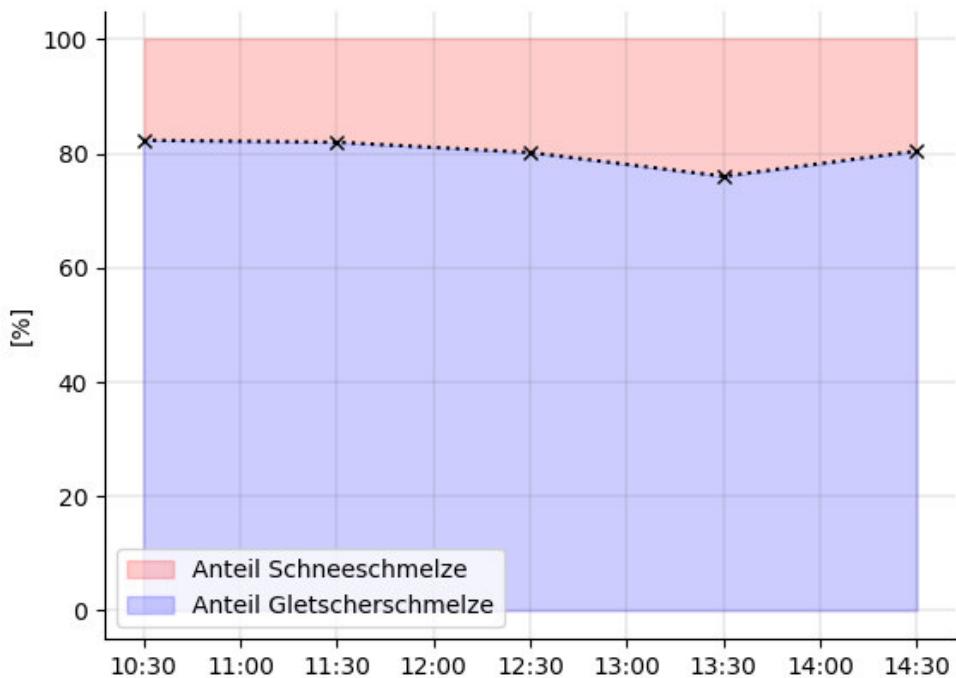


Abbildung 40: Anteile Gletscher- und Schneeschmelze des Giglibachs, 24.07.2019

In Abbildung 41 sind der Abfluss, die Wassertemperatur, die Isotopenwerte sowie die elektrische Leitfähigkeit des Giglibachs vom 24.07.2019 abgebildet. Der Abfluss steigt von 09:00 bis um 18:00 an, danach nimmt er wieder ab. Die Wassertemperatur steigt von 06:00 bis 15:00 und geht anschliessend wieder zurück. Das Isotopensignal weist von 10:30 bis 13:30 einen Anstieg auf, woraufhin es wieder abnimmt. Bei der elektrischen Leitfähigkeit kommt es von 12:00 bis um 18:00 zu einer leichten Abnahme.

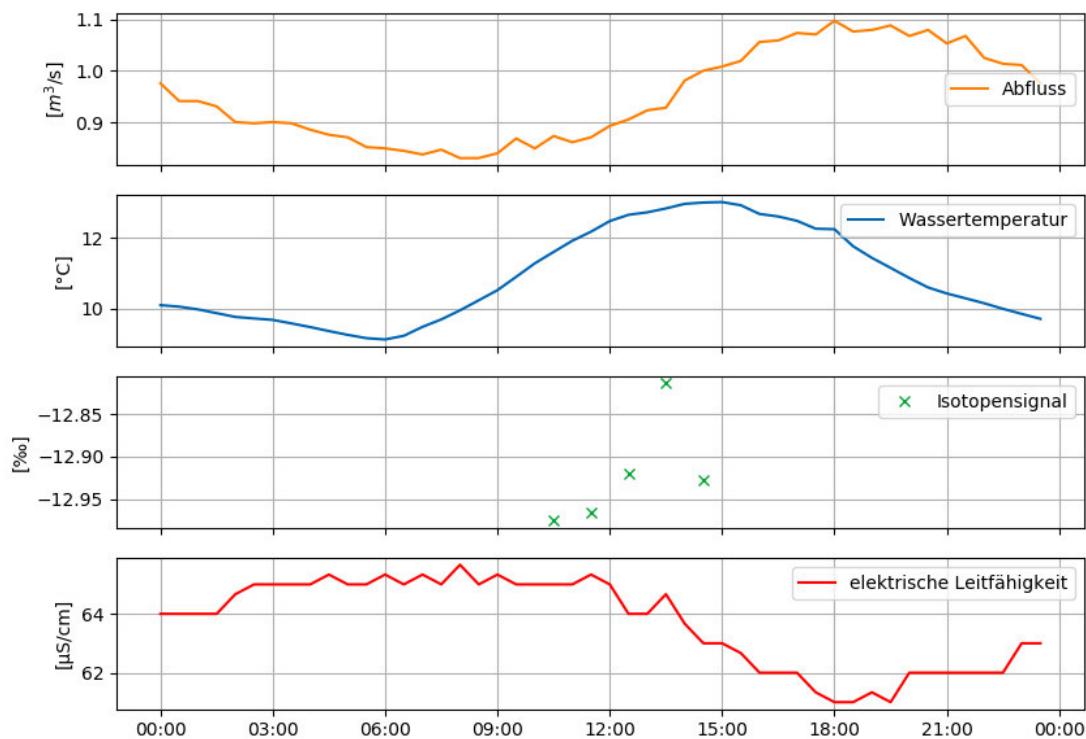


Abbildung 41: Tagesverlauf Giglibach 24.07.2019

5.2.6.3 Prozentuale Abflusseparation

Steinwasser

Die Mischprobe aus der Schneeschmelze weist einen Gletscherschmelzanteil von 76.8% und einen Schneeschmelzanteil von 23.2% auf.

In Abbildung 42 ist die prozentuale Aufteilung des Steinwassers in Regen- und Gletscherschmelzanteil während der Saison Gletscherschmelze ersichtlich. Der mittlere Gletscherschmelzanteil beträgt 71.4% und der mittlere Regenanteil 28.6%. Die x in den folgenden Abbildungen markieren die Zeitpunkte der Mischprobennahme. Zu diesen Zeitpunkten kann die Abflusseparation berechnet werden, die Zwischenräume sind interpoliert. In den Abbildungen 41, 43, 47, 49 und 51 sind prozentuale Anteile über 100% sowie negative Werte vorhanden. Diese Resultate sind unrealistisch, sie geben jedoch Aufschluss über die Tendenz. In Kapitel 6.2.6.3 wird diskutiert, wie diese unrealistischen Resultate zu stehen gekommen sind.

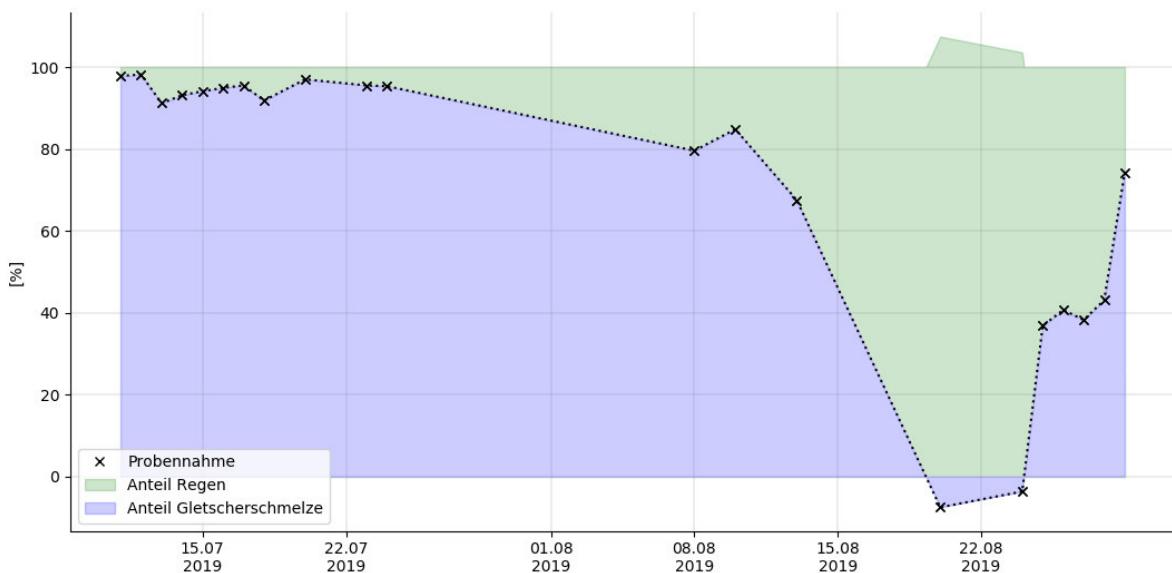


Abbildung 42: prozentuale Abflusseparation des Steinwassers während der Gletscherschmelze

In Abbildung 43 sind der Tagesniederschlag, der Abfluss und die elektrische Leitfähigkeit des Steinwassers während der Gletscherschmelze abgebildet.

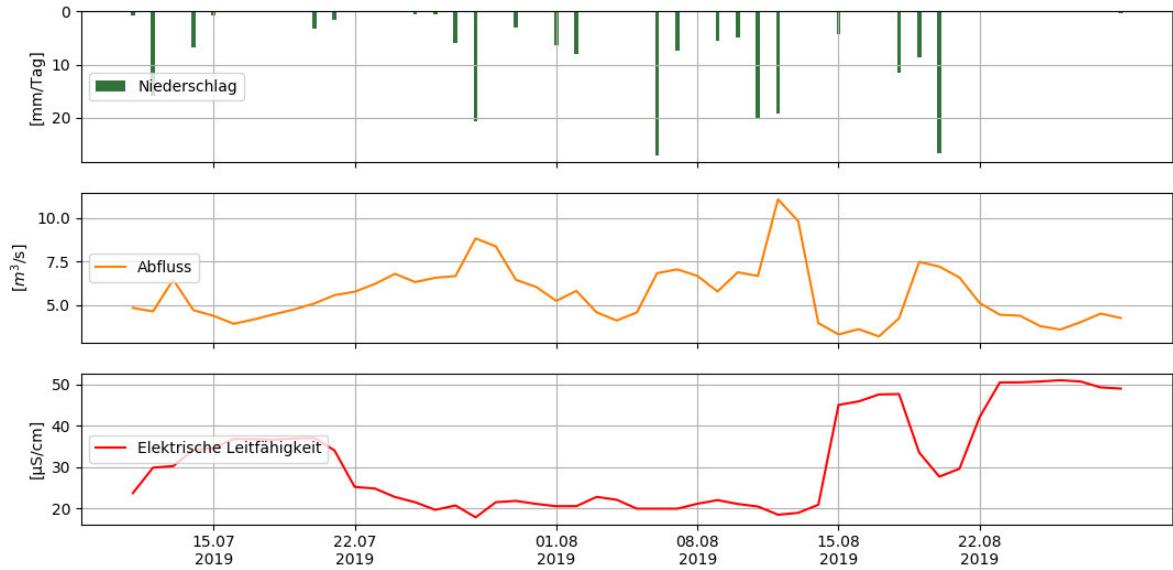


Abbildung 43: hydrologische und meteorologisches Daten während der Gletscherschmelze, Steinwasser

In Abbildung 44 ist die prozentuale Abflusseparation des Steinwassers in Regen und Schneeschmelze während der Saison-Regen ersichtlich. Der mittlere Regenanteil beträgt 71.6% und der mittlere Schneeschmelzanteil 28.4%.

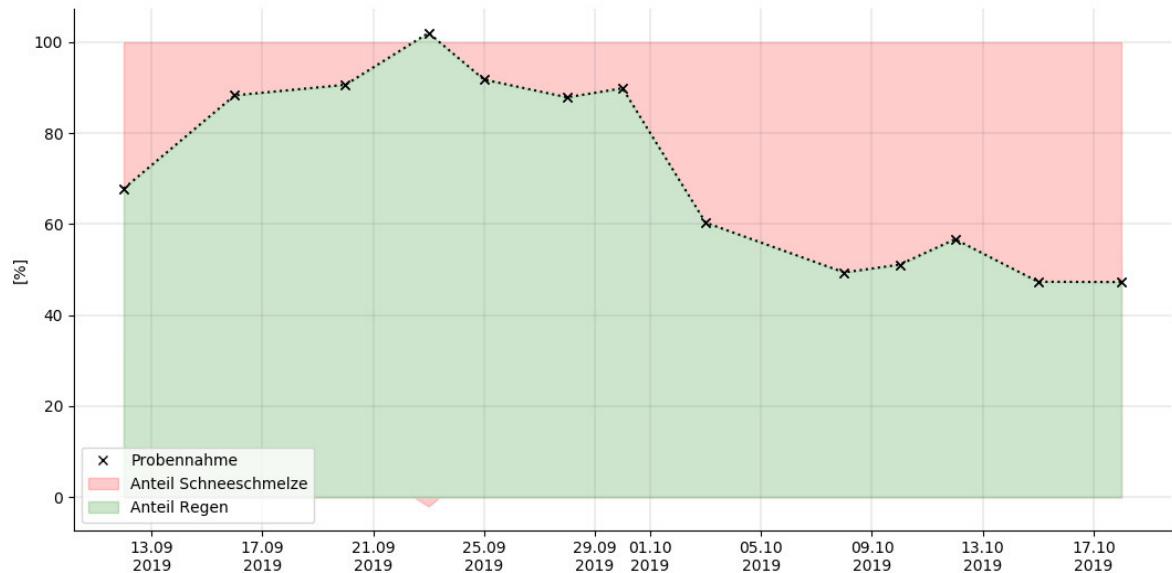


Abbildung 44: prozentuale Abflusseparation des Steinwassers während der Saison-Regen

In Abbildung 45 ist der Niederschlag, der Abfluss, die elektrische Leitfähigkeit, die Schneedecke sowie die Tagesmitteltemperatur von Gadmen während der Saison-Regen abgebildet.

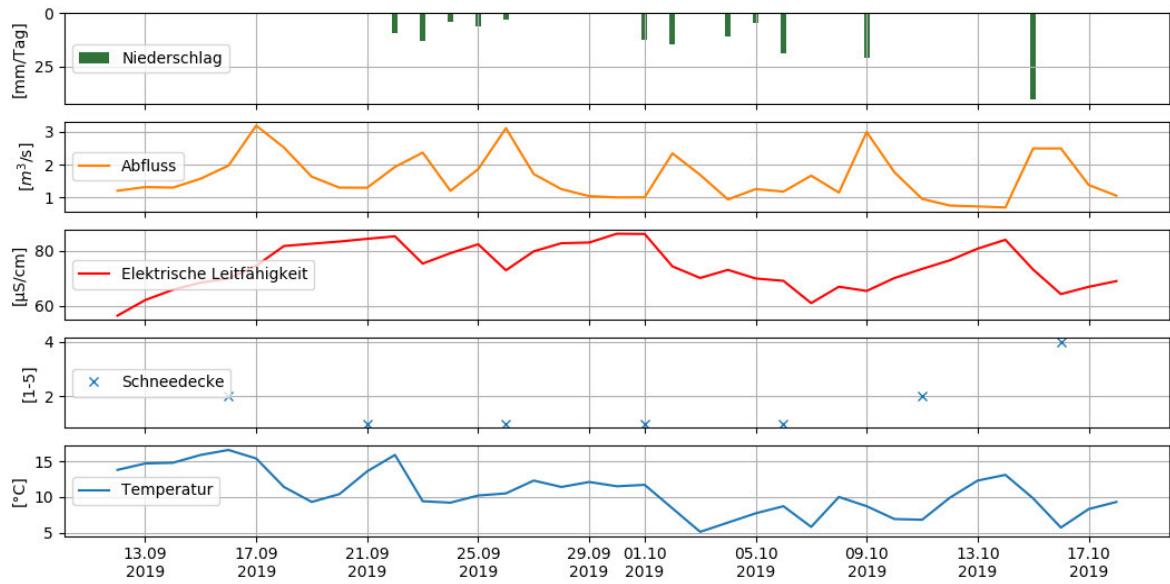


Abbildung 45: hydrologische und meteorologisches Daten während der Saison-Regen, Steinwasser

Giglibach

In Abbildung 46 ist die prozentuale Aufteilung des Giglibachs während der Gletscherschmelze in die Abflusskomponenten Regen und Gletscherschmelze ersichtlich. Der mittlere Gletscherschmelzanteil beträgt 80.5% und der mittlere Regenanteil 19.5%.

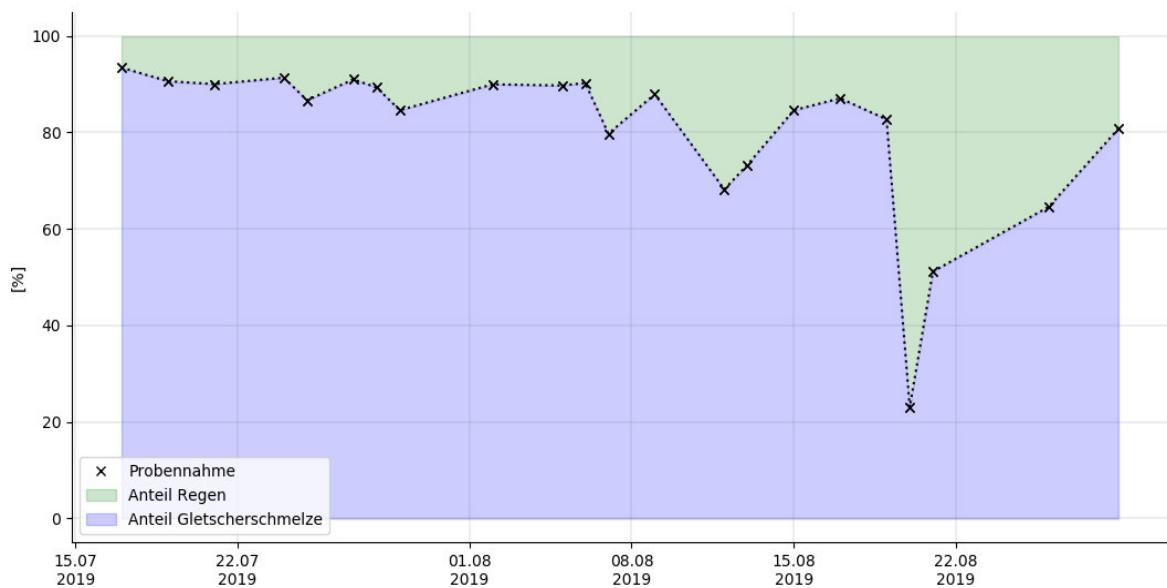


Abbildung 46: prozentuale Abflusseparation des Giglibachs während der Gletscherschmelze

In Abbildung 47 ist der Niederschlag, der Abfluss sowie die elektrische Leitfähigkeit des Giglibachs während der Gletscherschmelze abgebildet.

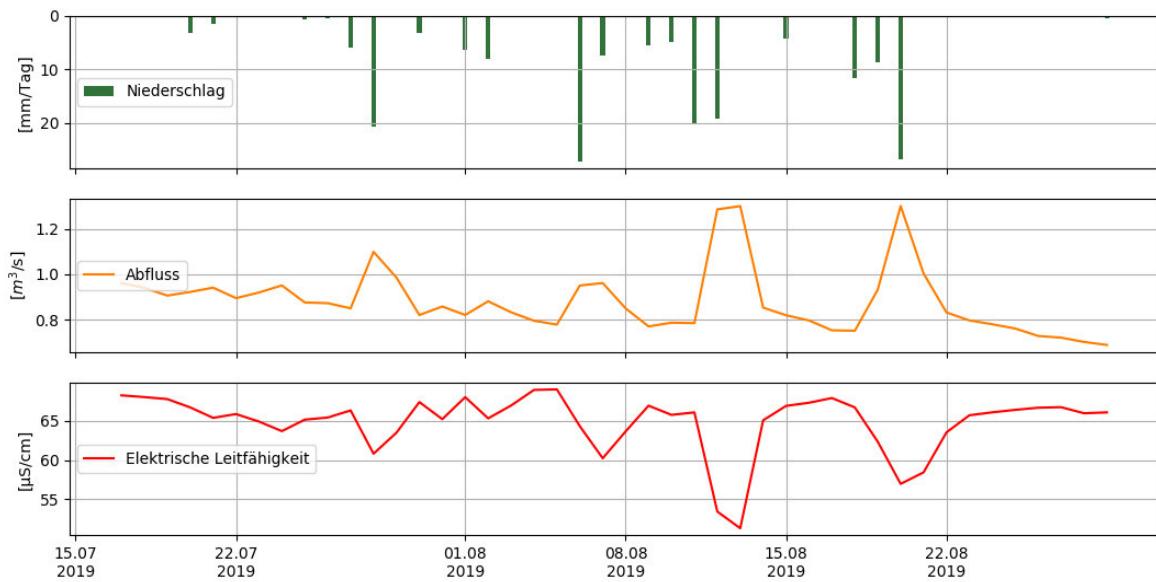


Abbildung 47: hydrologische und meteorologisches Daten während der Gletscherschmelze, Giglibach

In Abbildung 48 sind die prozentualen Abflussanteile des Giglibachs aufgeteilt nach Regen und Schneeschmelze während der Saison-Regen dargestellt. Der mittlere Regenanteil beträgt 94.8% und der mittlere Schneeschmelzanteil 5.3%.

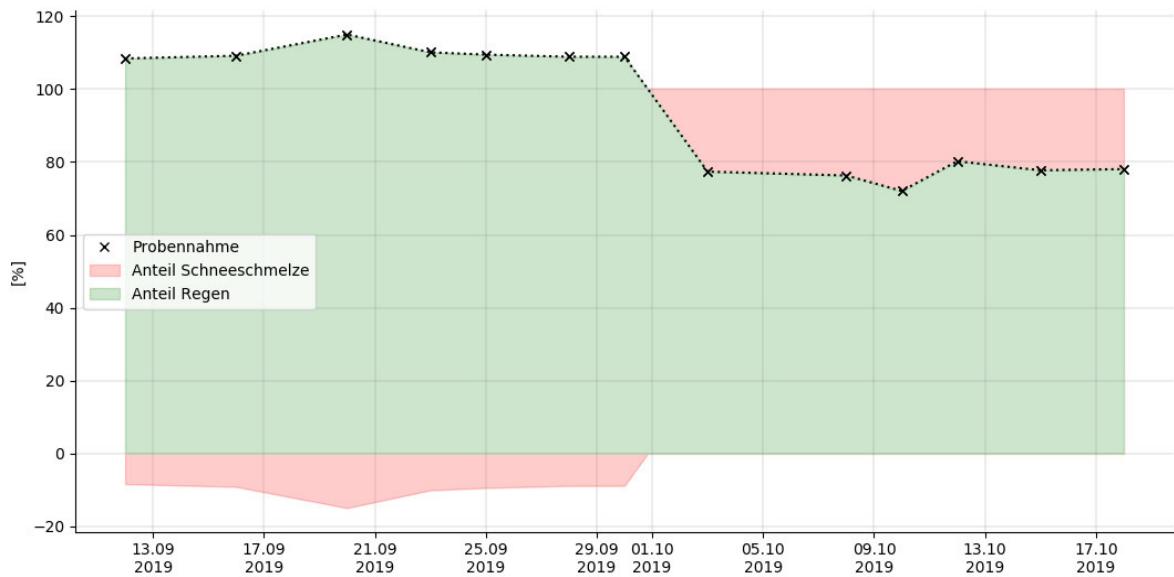


Abbildung 48: prozentuale Abflussanteile des Giglibachs während der Saison-Regen

In Abbildung 49 sind der Niederschlag, der Abfuss, die elektrische Leitfähigkeit, die Schneedecke sowie die Tagesmitteltemperatur von Gadmen während der Saison-Regen abgebildet.

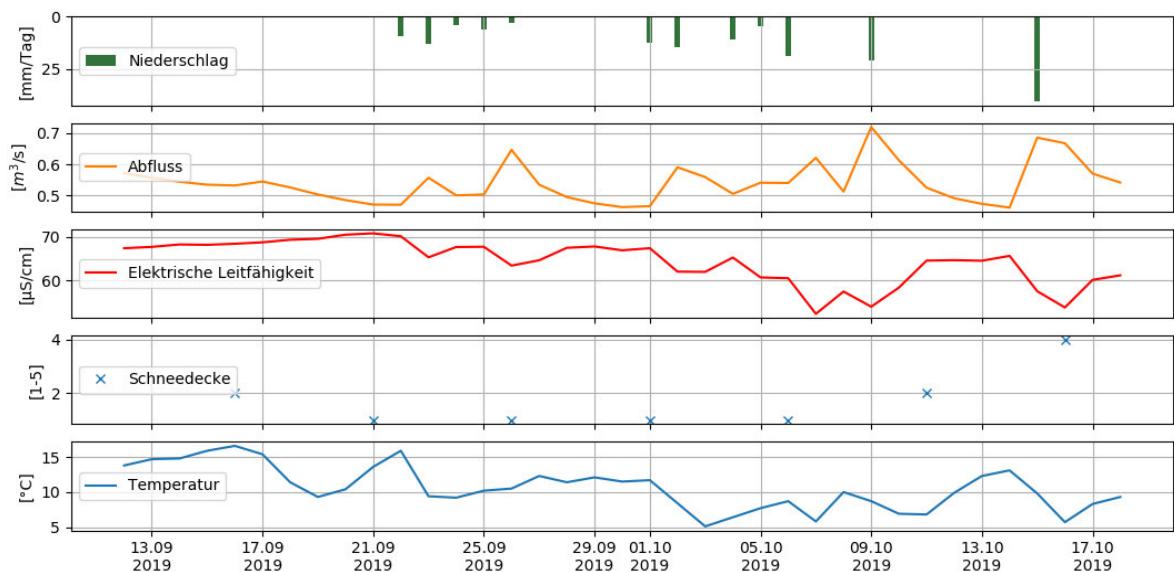


Abbildung 49: hydrologische und meteorologisches Daten während der Saison-Regen, Giglibach

Wendenwasser

In Abbildung 50 ist die Abflusseparation des Wendenwassers in Gletscherschmelze und Regen während der Gletscherschmelze dargestellt. Der mittlere Regenanteil beträgt 64.5% und der mittlere Gletscherschmelzanteil beträgt 35.4%.

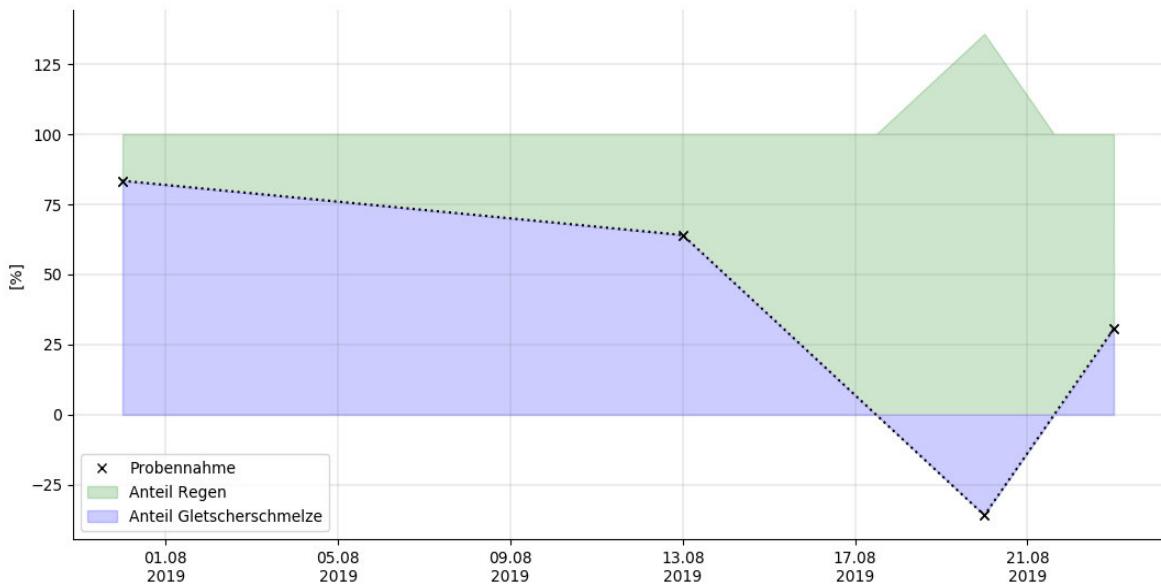


Abbildung 50: prozentuale Abflusseparation des Wendenwassers während der Gletscherschmelze

In Abbildung 51 sind der Niederschlag und der Abfluss des Wendenwassers während der Gletscherschmelze abgebildet.

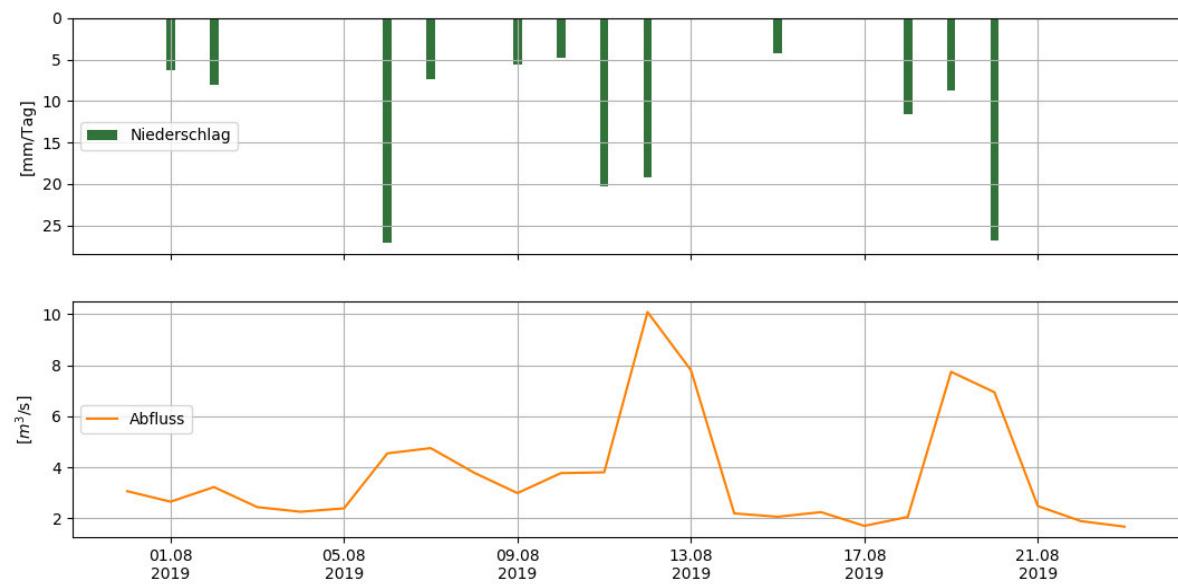


Abbildung 51: hydrologische und meteorologisches Daten während der Gletscherschmelze, Wendenwasser

In Abbildung 53 sind die Anteile Schneeschmelze und Regen des Wendenwassers während der Saison-Regen ersichtlich. Der mittlere Regenanteil beträgt 68.2% und der mittlere Schneeschmelzanteil 31.8%.

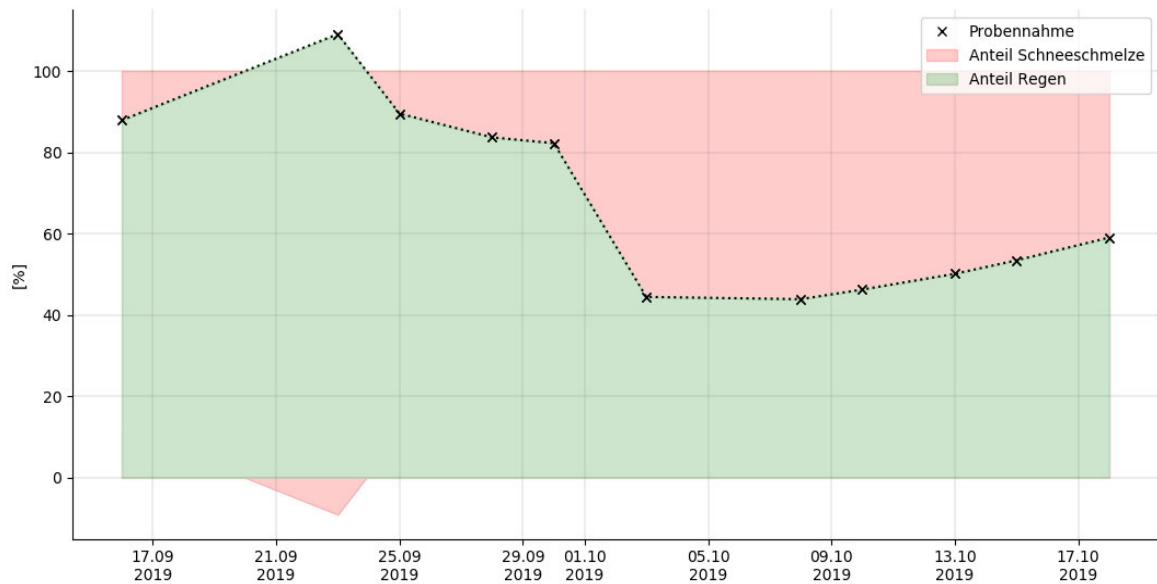


Abbildung 52: prozentuale Abflusseparation des Wendenwassers während der Saison-Regen

In Abbildung 53 ist der Niederschlag, der Abfluss, die Schneedecke sowie die Tagesmitteltemperatur von Gadmen während der Saison-Regen abgebildet.

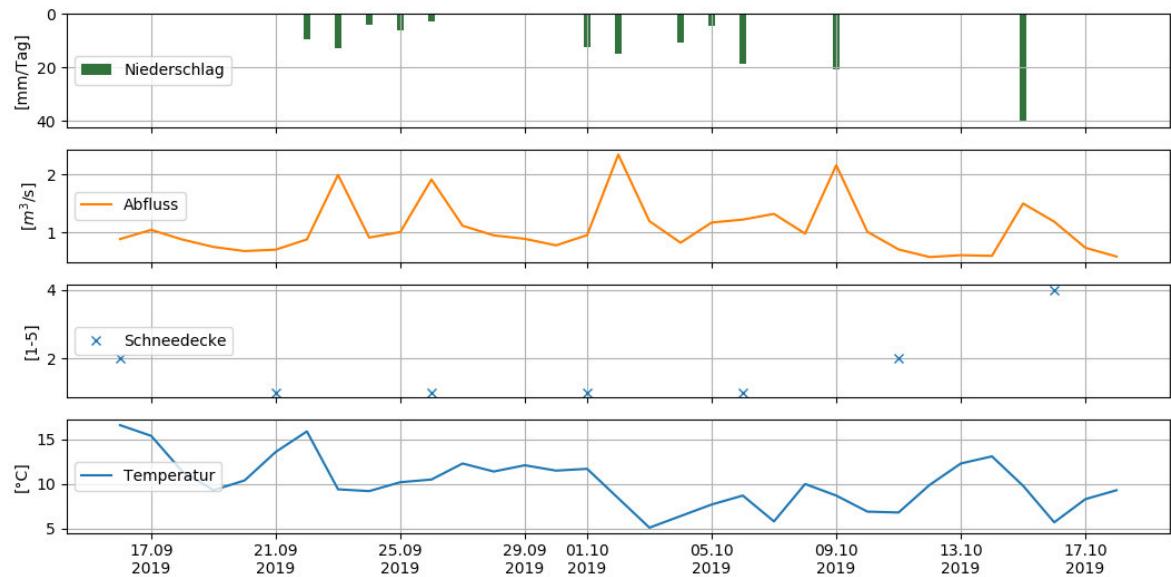


Abbildung 53: hydrologische und meteorologisches Daten während der Saison Regen, Wendenwasser

Bei der prozentualen Abflusseparation während dem winterlichen Basisabfluss konnte in keinem der betrachteten Einzugsgebiete ein realistisches Resultat erzielt werden. Der mittlere Gletscherschmelzannteil liegt jeweils deutlich über 100% während der mittlere Schneeschmelzanteil negative Werte aufweist.

6. Diskussion

6.1 Feldmessungen

6.1.1 Elektrische Leitfähigkeit

Kristallines Gestein, wie es in den untersuchten Einzugsgebieten vorhanden ist, löst sich nur langsam, daher ist das Wasser nur schwach mineralisiert, und es sind tiefe elektrische Leitfähigkeitswerte vorhanden. Die Messwerte der elektrischen Leitfähigkeit liegen in einem für alpine Bäche normalen Bereich (Schmieder, Marke, et al., 2018). Der Messbereich der Sonde CS547A (von 0.005 bis 7.5 mScm⁻¹) wird weder über- noch unterschritten. Beim Steinwasser wurde die Sonde nicht während der ganzen Zeit von Wasser umflossen, was zu Messlücken führt. Die Sonde ist für Temperaturen zwischen 0°C und + 50°C konstruiert. Beim Steinwasser wurden Temperaturwerte unter 0°C aufgezeichnet, jedoch nur während der Zeit, in der die Sonde nicht im Wasser war und daher keine Messwerte der elektrischen Leitfähigkeit aufzeichnete. Beim Giglibach beträgt die Minimaltemperatur -0.38°C. Dies betrifft jedoch nur wenige Messwerte, das 0.25-Quantil der Temperaturwerte fällt mit 0.29°C positiv aus. Beim Wendenwasser wurde die Nullgradgrenze nicht unterschritten.

Der markante Abfall der elektrischen Leitfähigkeit am 03.02.2020 bei den Messstationen Steinwasser und Giglibach lässt sich durch ein Niederschlagsereignis erklären. Am 02.02.2020 wurde mit 59mm der während der Messperiode der elektrischen Leitfähigkeit höchste Tagesniederschlag aufgezeichnet. Auch am darauffolgenden Tag hielt der Niederschlag an (14.7mm). Aufgrund der positiven Tagesmitteltemperatur (02.02.2020: 3.5°C/ 03.02.2020: 5.1°C) kann von Niederschlag in Form von Regen ausgegangen werden. Der Abfluss im Giglibach weist einen Anstieg von 0.17m³/s am 01.02.2020 auf 0.45m³/s am 02.02.2020, respektive auf 0.51m³/s am 03.02.2020 auf. Auch beim Steinwasser wird ein Abflussanstieg festgestellt (02.02.2020: 0.28m³/s/ 03.02.2020: 1.62m³/s). Daher kann die tiefe elektrische Leitfähigkeit bei beiden Messstationen anhand des Verdünnungseffektes durch den Regen erklärt werden.

Die kurzzeitigen Anstiege der elektrischen Leitfähigkeit am 5./6. und 13. 02.2020 im Giglibach sind durch die Wetterverhältnisse nicht eindeutig erklärbar. Abgesehen vom 13.02.2020 (18.7mm) ist nur wenig Niederschlag vorhanden (04.02.2020: 3.8mm/ 05.02.2020: 0.1mm/ 06.02.2020 0mm/ 12.02.2020: 0.1mm). Da sich die Tagesmitteltemperaturen entweder negativ oder nahe dem Nullpunkt befinden, wird der Niederschlag in Form von Schnee vermutet, wobei Regen aber nicht ausgeschlossen werden kann (04.02.2020: -0.1°C/ 05.02.2020: -2.9°C/ 06.02.2020 -4.1°C/ 12.02.2020: -0.5°C/ 13.02.2020: 0.5°C). Ein Anstieg im Abfluss ist vorhanden (04.02.2020: 0.28m³/s/ 05.02.2020: 0.36m³/s/ 06.02.2020 1.05m³/s/ 12.02.2020: 0.18m³/s/ 13.02.2020: 0.34m³/s). Es wird vermutet, dass durch Föhn der Anteil an Schwemmmaterial im Bach erhöht wurde und dies zu den Anstiegen in der elektrischen Leitfähigkeit geführt hat. Die Anstiege sind nur von kurzer Dauer und nehmen daher kaum Einfluss auf den Tagesmittelwert.

Die Differenz der Kontrollwerte zu den kontinuierlichen Messungen bei den Messstandorten Steinwasser und Giglibach sind nicht beträchtlich. Da die beiden Werte mit unterschiedlichen Messgeräten erhoben wurden, ist ein gewisser Unterschied tolerierbar. Optimalerweise sollten dieselben Sonden verwendet werden und diese gemeinsam und regelmässig kalibriert werden. Die Unterschiede beim Wendenwasser sind jedoch erheblich. Vermutlich sind sie durch Kies in der Messsonde zu stande gekommen. Bei den Abflussmessungen wurde beobachtet, dass Kies in der Messsonde zu einem Abfallen der elektrischen Leitfähigkeit führt. Im Feld wurde festgestellt, dass die Messsonde beim Wendenwasser im Kies steckte. Daher werden die Messwerte der elektrischen Leitfähigkeit am Standort Wendenwasser verworfen.

Die Betrachtung saisonaler Muster in den elektrischen Leitfähigkeitswerten wird im Kapitel 6.2.6.1 vorgenommen.

6.1.2 Schneedecke

Die widersprüchlichen Aussagen in der Auswertung der Webcambilder von Susten Kulm und der gemessenen Schneehöhe bei der Messstation Gschletteregg (einerseits aperer Boden, andererseits Schneehöhen von bis maximal 10 cm) während der Monate August bis Oktober lassen sich mit grosser Wahrscheinlichkeit durch hohes Gras bei der Messstation Gschletteregg erklären. Der Radar, der zum Messen der Schneehöhe eingesetzt wird, ist nicht in der Lage Schnee von Grass zu unterscheiden. Abgesehen von diesen Werten in den Monaten August bis Oktober bestehen keine Widersprüche zwischen den Webcambildern und der Messstation. Die Webcambilder vom Susten Kulm zeigen die Ausbreitung der Schneedecke an, nicht aber deren Höhe. Diese ergänzende Information wird von der Messstation Gschletteregg geliefert.

Die Schneedecke in den höchsten Lagen des untersuchten Einzugsgebiets werden von der Webcam nicht abgebildet, d. h. sie werden mit der in dieser Arbeit verwendeten Methodik nicht erfasst. Es kann angenommen werden, dass der Abfluss vernachlässigt werden kann, der durch die liegegebliebenen Schneereste entsteht. Von der Webcam nicht erfasste Neuschneereignisse in diesen hohen Lagen kann jedoch Abflussmengen generieren, die nicht vernachlässigt werden sollten. Mit der verwendeten Methode wird die schneedeckte Fläche leicht unterschätzt, weil die höchsten Lagen nicht miterfasst werden konnten.

Ein anderer Nachteil der Methode liegt darin, dass die Bewertung der Schneedecke auf den Webcambildern vom Susten Kulm nicht durch eine Computeranalyse erfolgte, sondern durch eine persönliche, und deshalb nicht gänzlich objektive Beurteilung durch die Autorin. Eine bessere Objektivität bei der Beurteilung der Schneedecke liesse sich zwar durchaus erreichen, würde aber einen unverhältnismässig hohen Zeitaufwand bedingen. Da die Schneedecke nicht den Hauptfokus dieser Arbeit darstellt, wird die hier verwendete Methode jedoch als ausreichend und dem Untersuchungsgegenstand angemessen betrachtet.

6.1.3 Mischproben

Schmieder & Marke et al. (2018), die sich in ihrer Studie ebenfalls mit Isotopenwerten von alpinen Bächen befassen, messen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Bereich von -15‰ bis -13‰ in den Monaten von Juli bis Oktober. In der Winterperiode zwischen November und März liegen die tiefsten von Schmieder & Marke et al. (2018) gemessenen Werte bei ca. -15‰. Im Unterschied dazu fallen die Werte in der vorliegenden Arbeit etwas weniger negativ aus, was aufgrund von hydrologischen und klimatischen Unterschieden der Einzugsgebiete zu erwarten war. Im Weiteren stellen sie eine Abnahme und Stabilisierung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Winter fest, was in der vorliegenden Arbeit ebenfalls der Fall ist. Saisonale Muster in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten werden in Kapitel 6.2.6.1 betrachtet.

Bei sämtlichen Einzugsgebieten wurde der maximale $\delta^{18}\text{O}$ -Wert am 20.08.2019 beobachtet. An diesem Tag wird ein Regenereignis (26.8mm Tagesniederschlag) registriert, was in sämtlichen Einzugsgebieten zu einem Abflussanstieg führte, und die Temperatur sinkt auf 11.8°C (Monatsmittel August: 15.6°C). Im Steinwasser ist der Tagesmittelwert des Abflusses auf 7.2m³/s (Monatsmittelwert August: 5.4m³/s) angestiegen. Das Wendenwasser weist einen Abflussanstieg auf 6.9m³/s (Monatsmittelwert August: 3.1m³/s) auf. Der Giglibach schwollt auf 1.3m³/s (Monatsmittelwert August: 0.85m³/s) an. Laut Schotterer et al. (2010) sind Extremereignisse wie Starkniederschläge in Isotopendaten deutlich erkennbar. Daher kann angenommen werden, dass die maximalen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aufgrund des Niederschlagsereignisses zustande gekommen sind. Diese Vermutung wird durch die Beobachtung gestützt, dass der Isotopenwert von Regen der zweiten Augusthälfte nahe an dem hier beobachteten $\delta^{18}\text{O}$ -Wert liegt (siehe Abbildung 25).

Während mit dem «3700 Portable Samplers (ISCO)» der Firma Teledyne die Probennahme komplikationsfrei verlief, stellte sich der Autosampler der Universität Bern wegen technischen Schwierigkeiten als unzuverlässig bei der Probennahme heraus. Geilen (2018), die bei ihrer Studie ebenfalls den Autosampler ISCO über eine längere Zeit einsetzte, berichtet von einigen technischen Schwierigkeiten. Obwohl nicht ganz zuverlässig, kann durch den Einsatz dieses Autosamplers die Beprobung von abgelegenen Fließgewässern deutlich vereinfacht werden. Die Wirksamkeit der Paraffinschicht als Verdunstungsschutz der automatisch entnommenen Proben wird in Kapitel 6.1.7 diskutiert.

6.1.4 Regen

Der Mittelwert über sämtliche Regen-Mischproben dieser Arbeit (-8.88‰) und der Mittelwert der Messstation Guttannen 1992-2014 der Monate Juni bis Oktober (-9.14‰) liegen im selben Bereich. In den hier betrachteten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten kann im Verlauf von Juni bis Oktober ein Trend hin zu isotopisch leichteren Werten beobachtet werden. Es wird angenommen, dass es sich dabei um den Saisonalitätseffekt handelt, welcher in kontinentalen Regionen eng mit dem Temperaturregime verbunden ist (Leibundgut et al., 2009). Die für die Region typische Abnahme der mittleren Temperatur von Juni bis Oktober hat Einfluss auf die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Die beiden Mischproben aus dem Regensammler Wenden, die diesem Trend nicht folgen, könnten durch Fraktionierungsprozesse verfälscht worden sein. Dies ist beispielsweise durch kurzzeitiges Einfrieren der Mischprobe im Feld möglich. Es kann sich dabei auch um ein

prägnantes Regenereignis handeln, dessen isotopische Zusammensetzung durch eine dynamische Wetterlage zustande gekommen ist. Im Winter ist die Probennahme von Regen erschwert. Mischproben können Schnee enthalten, was die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aufgrund von Fraktionierungsprozessen verfälscht. Um dies zu verhindern, müssten Proben einzelner Niederschlagsereignisse gezielt gesammelt werden, was jedoch durch die eingeschränkte Zugänglichkeit der Regensammler im Einzugsgebiet während des Winters erschwert, falls nicht völlig unmöglich ist. Um diese Problematik zu umgehen, sollte der Einsatz eines geheizten Regensammlers in Betracht gezogen werden.

Zur Entnahme der Mischproben werden zwei unterschiedliche Regensammler verwendet. Der Rain-sampler 1B der Firma Palmex erweist sich als benutzerfreundlich und auf seine Funktionsweise ist Ver-lass (Gröning et al., 2012; Michelsen et al., 2018). Da sämtliche Mischproben im Bereich der LMWL (siehe Kapitel 5.2.1) liegen, kann davon ausgegangen werden, dass bei beiden Regensammlern keine systematischen Verdunstungsfehler vorhanden sind. Daher hat sich auch die Konstruktion um den Regensammler des Typs Young Nr. 52203 als funktionsfähig herausgestellt. Da die Positionierung der Regensammler im Einzugsgebiet eng mit der räumlichen und zeitlichen Variabilität des Regensignales zusammenhängt wird dieser Aspekt im Kapitel 6.2.2 diskutiert.

6.1.5 Schnee

Schmieder et al. (2016) ermittelten während der Schneeschmelzsaison von April bis Juni in den Ötzaler Alpen einen Mittelwert der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Schneepaket von $-18.1\text{\textperthousand}$. Dies entspricht etwa den in dieser Arbeit ermittelten Werten für die Akkumulationsperiode ($-17.3\text{\textperthousand}$).

Im Einzugsgebiet der Engstligen (Schweizer Alpen) ermittelten Dietermann & Weiler (2013) $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von $-20\text{\textperthousand}$ bis $-16.5\text{\textperthousand}$ für die Akkumulationsperiode und $-19\text{\textperthousand}$ bis $-12\text{\textperthousand}$ für die Ablationsperiode. Die Probennahme wurde auf ähnliche Art wie bei dieser Arbeit durchgeführt (Dietermann & Weiler, 2013). Sowohl die in dieser Arbeit erfassten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Ablations- ($-10.3\text{\textperthousand}$) als auch der Akkumulationsperiode ($-17.3\text{\textperthousand}$) stimmen mit den von Dietermann und Weiler erhaltenen Messwerte überein.

Lee et al. (2010) beobachteten eine Reduzierung der Neigung der Regressionsgerade ($\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$) von Neuschnee zu einem Schneaprofil. Als Hauptgrund werden Schmelz- und Frostprozesse genannt, der Einfluss von Evaporation und atmosphärischen Wasserdampfes werden ebenfalls diskutiert (Lee et al., 2010). Auch Zhou et al. (2008) stellten bei Schmelz- und Frostprozessen von Schnee fest, dass sich pro Schmelzvorgang die Neigung der Regressionsgerade ($\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$) reduziert. Daher wird angenommen, dass die festgestellte Reduktion der Neigung der Regressionsgerade sowie die systematische Abweichung von der LMWL während der Ablationsperiode hauptsächlich aufgrund von Schmelz- und Frostprozessen entstanden sind.

Dietermann & Weiler (2013) nennen durch Schmelz- und Frostprozesse bedingte Fraktionierungsprozesse während der Ablationsperiode als Grund für die Anreicherung von schweren Isotopen in der Schneedecke. Auch Stichler & Schotterer (2000) sowie Penna et al. (2014) stellten im Verlauf der Schmelzsaison eine Homogenisierung und Anreicherung von schweren Isotopen in der Schneedecke

fest. Laut Cooper (1998) führen starke Winde zu einer Zunahme von Schmelzprozessen, Schneekristallisation und Wasserdampfaustausch, was eine Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in hohen Lagen und eine Abnahme in tiefen Lagen begünstigt. Es ist anzunehmen, dass bereits im Verlauf der Akkumulationsperiode Verlagerungseffekte sowie teilweise auch durch Schmelz- und Frostprozesse bedingte Fraktionierungsprozesse auf die Schneedecke gewirkt haben. Dies erklärt die fortschreitende Anreicherung an schweren Isotopen während der Akkumulationsperiode. Es ist anzunehmen, dass die Schneeflecken, die während der Ablationsperiode beprobt wurden, deutlich stärker durch Verlagerungseffekte sowie durch Schmelz- und Frostprozesse bedingten Fraktionierungsprozesse beeinflusst wurden. Dies erklärt die starke Anreicherung an schweren Isotopen in diesen Schneeflecken.

Im Weiteren könnte die Anreicherung an schweren Isotopen auch durch den Einfluss von Regen auf die Schneedecke entstanden sein. Laut Cooper (1998) führt Regen während der Schneakkumulation in den meisten Fällen zu einer Zunahme an schweren Isotopen im Schneepaket, weil Regen im Vergleich zu Schnee normalerweise isotopisch schwerer ist. Während der Akkumulationsperiode liegt keine systematische Abweichung der Schneeproben von der LMWL vor, was auf einen dominanten Einfluss von Regen auf die isotopische Zusammensetzung der Schneeproben hindeutet. Dagegen spricht die systematische Abweichung von der LMWL während der Ablationsperiode gegen einen dominanten Einfluss von Regen auf die isotopischen Werte der Schneeproben.

Es ist somit anzunehmen, dass während der Akkumulationsperiode der Einfluss von Regen dominant ist. Während der Ablationsperiode jedoch scheinen durch Schmelz- und Frostprozesse bedingte Fraktionierungsprozesse den grösseren Einfluss zu haben. Vermutlich treten beide Prozesse in beiden Perioden auf. Diese Annahmen gelten lediglich für die hier erhobenen Schneeproben. Es würde mehrjährige Datensammlung bedingen, um diese Annahmen bestätigen (oder verwerfen) zu können.

Bei den beiden Proben vom 03.10.2019 handelt es sich um Neuschneeproben. Laut Cooper (1998) kommt es bei der Bildung von Schneeflocken zu einer Erhöhung des Deuterium-Exzesses, wodurch sich die erhöhten Deuterium-Exzess-Werte dieser Proben erklären lassen. Möglicherweise handelt es sich beim beprobten Neuschnee um ein spezifisches Schneereignis, welches aufgrund einer dynamischen Wetterlage zustande gekommen ist. Es kann hier nicht abschliessend geklärt werden, wie genau diese spezielle isotopischen Zusammensetzung gebildet wurde.

Da es sehr schwierig ist, das isotopische Signal des Schneepaketes während der Schmelze zu erfassen, empfiehlt Cooper (1998) das Sammeln von Schneeschmelzwasser. Dazu haben Penna et al. (2014) eine Methode entwickelt, welche die isotopische Untersuchung des gesammelten Schneeschmelzwassers für isotopische Untersuchungen ermöglicht. Lee et al. (2010) konnte keinen signifikanten Unterschied zwischen den isotopischen Werten der Schneedecke zur Schneeschmelze ausmachen. Zudem erstellen einige Autoren das isotopische Signal für Schnee anhand der Schneedecke (Ohlanders et al., 2013; Geilen, 2018; Dietermann & Weiler, 2013). Daher wären weitere Abklärungen nötig, um zu entscheiden, wie bei einer weiteren Arbeit am Vorteilhaftesten vorzugehen wäre.

Die Probenanzahl und die Standortwahl der Probennahme werden im Kapitel 6.2.3 diskutiert.

6.1.6 Eis

Die Isotopenwerte der untersuchten Eisproben weisen kaum Abweichungen zur LMWL auf (siehe Abbildung 20). Es kann daher angenommen werden, dass während dem Schmelzen der Festeisproben sowie der Lagerung beider Probenarten kein Wasser aus den Probennahmebehältern entwichen ist. Daher können durch die Probennahme bedingte Fraktionierungsprozesse durch Verdunstung ausgeschlossen werden.

In der Studie von Schmieder & Garvelmann et al. (2018) in den Ötztaler Alpen wurden $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für die isotopische Zusammensetzung von Gletschereis zwischen -17.0‰ und -12.2‰ gemessen. Penna et al. (2017) weist in den italienischen Alpen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zur Bestimmung der Gletscherkomponenten im Bereich zwischen -15.09‰ und -12.45‰ nach. (Die Werte von Penna et al. sind in $\delta^2\text{H}$ angegeben und hier zu Vergleichszwecken anhand der GMWL umgerechnet worden.) Die gemessenen Festeisproben in der vorliegenden Arbeit (Mittelwert: -13.43‰) befinden sich im Bereich beider vorgenannten Studien, die Schmelzeisproben (Mittelwert: -11.15‰) sind isotopisch etwas schwerer. Von Stichler & Schotterer (2000) wurde für einen Eisbohrkern an der Grimsel ein mittlerer $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von -13.8‰ ermittelt, sehr ähnlich wie die hier gemessenen Festeisproben (Mittelwert: -13.43‰).

Die Schmelzeisproben weisen im Vergleich zu anderen Studien in den Alpen isotopisch höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf. Es wird angenommen, dass dies am Einfluss von Schneeschmelzwasser liegt. Bei der Entnahme der Schmelzeisproben konnte nicht gänzlich ausgeschlossen werden, dass darin nicht auch Schneeschmelzwasser enthalten ist. Zum Zeitpunkt der beiden Schmelzeisproben beim Steilimigletscher lag unterhalb des Gletschers ein grosser Schneefleck. Dass solche Schneeflecken resp. deren Schmelzwasser auch zu den beprobten Rinnalen bei dem Steingletscher beigetragen haben, kann nicht ausgeschlossen werden.

Schmelzwasser, egal ob aus Schnee oder Eis entstanden, durchfliesst erst den Eiskörper des Gletschers, bevor es abfliesst. Dadurch kann Schneeschmelzwasser erst zeitlich verzögert freigesetzt werden. Durch diesen Effekt ist es auch bei einem ausgeaperten Gletscher möglich, dass dessen Abfluss aus einem Gemisch von Schnee- und Eisschmelze besteht (Stichler & Schotterer, 2000).

Insgesamt weist Gletschereis ein schwereres Isotopensignal als Schneeschmelze auf (Penna et al., 2014; Stichler & Schotterer, 2000). Ein Vergleich der Mittelwerte im Zeitraum von August bis September (Zeitraum der Entnahme der Eisproben) zeigt, dass der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert der Schneeproben mit -10.23‰ schwerer ist als die entsprechenden Werte der Fest- und Flüssigeisproben. Im Widerspruch zu den Feststellungen von Penna et al. und Stichler & Schotterer ist also das Schneesignal in der vorliegenden Arbeit schwerer als das Eissignal. Die Schmelzeisprobe mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von -8.25‰ könnte durch isotopisch noch leichten Schnee zustande gekommen sein.

Penna et al. (2017) sowie Schmieder & Garvelmann et al. (2018) beprobten Rinnale auf dem Gletscher, um die isotopische Zusammensetzung des Gletschers zu bestimmen. Durch diese Vorgehensweise kann der Anteil von Schneeschmelzwasser verringert werden. Dennoch können auch bei diesem Vorgehen immer noch Anteile von Schneeschmelze oder auch Regenwasser enthalten sein. Es wird jedoch davon ausgegangen, dass der Eisschmelzanteil dominant ist (Schmieder, Garvelmann, et al., 2018).

Da die Häufigkeit der Probennahme und Probenentnahmestellen eng mit der räumlichen und zeitlichen Variabilität des Eissignales zusammenhängt, wird dieser Aspekt im Kapitel 6.2.4 diskutiert.

6.1.7 Methodische Proben

Wasserfassungen

Die methodischen Proben der Wasserfassung Stein weisen Differenzen zu den Mischproben aus dem Steinwasser und Giglibach auf, deshalb wird von der Beprobung bei der Steinwasserfassung abgesehen. Die methodischen Proben der Wendenfassung zeigen lediglich Differenzen unterhalb der Standardabweichung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf. Daher kann die Probennahme der Mischproben vom Wendenwasser während dem Winter von der Wendenalp zur Wendenfassung verschoben werden, wo die Zugänglichkeit auch im Winter gegeben ist. Die Proben vom 26.11.2019- 03.09.2020 werden daher bei der Wendenfassung entnommen.

Quellen

Ob sich die Quelle auf der Wendenalp über das ganze Jahr hinweg bezüglich der isotopischen Zusammensetzung und der elektrischen Leitfähigkeit stabil verhält, müsste mit zahlreicheren Proben und besser über das ganze Jahr verteilt untersucht werden. Da im Winter vom Wendenwasser keine Werte zur elektrischen Leitfähigkeit vorhanden sind, kann nicht geprüft werden, wie stark die Quelle den Winterabfluss prägt.

Die höhere elektrische Leitfähigkeit der Quelle Wendenalp im Vergleich zu den Mischproben aus dem Wendenwasser, lässt sich durch die längere Aufenthaltszeit des Quellwassers im Einzugsgebiet erklären. Je länger Wasser das Gestein und den Boden durchfliesst, umso mehr Ionen werden gelöst, was wiederum die Leitfähigkeit ansteigen lässt (Schmieder, Marke, et al., 2018). Die Quelle des Hotels Steinalp weist eine sehr tiefe elektrische Leitfähigkeit auf. Das Wasser durchfliesst dort lediglich für eine kurze Zeit ein Schotterfeld. Die Quelle scheint daher keinen grossen Einfluss auf die elektrische Leitfähigkeit des Steinwassers auszuüben.

Der Einfluss des Quellwassers auf das Wendenwasser ist am 16.09.2019 vermutlich grösser als am 23.08.2019. Der Abfluss ist am 16.09.2019 (Tagesmittel: $0.88\text{m}^3/\text{s}$) deutlich tiefer als am 23.08.2019 (Tagesmittel: $1.67\text{m}^3/\text{s}$) und die isotopische Zusammensetzung ist am 16.09.2019 im Wendenwasser identisch zum Quellwasser. Die meteorologischen Gegebenheiten sind an beiden Tagen sehr ähnlich, es bestand kein Niederschlag, und die Tagesmitteltemperatur weist lediglich eine Differenz von 2.1°C zwischen diesen beiden Tagen auf.

See

Die Wasserproben unter- und oberhalb des Steinsees weisen keine Differenzen auf. Um vollständig auszuschliessen, dass es durch den See zu keinen Verfälschungen kommt, sollte die Beprobung wiederholt durchgeführt werden. Bei Seen kann es durch den Verdunstungseffekt oder die Verweilzeit im See zu einer Veränderung in der isotopischen Zusammensetzung kommen.

Paraffintest

Da leichte Isotopen bei der Verdunstung bevorzugt werden, wird das zurückbleibende Restwasser an schweren Isotopen angereichert (Etcheverry & Vennemann, 2009; Schotterer et al., 2010). In Abbildung 21 ist anhand der Abweichung von der GMWL deutlich erkennbar, dass 20 Tropfen Paraffin als Verdunstungsschutz nicht ausreichen. Bei 160 Tropfen hingegen ist lediglich eine leichte Abweichung von der GMWL vorhanden, was als unbedenklich betrachtet werden kann. Da eine leichte Abweichung zur Referenzprobe besteht, werden im Feld 180 Tropfen verwendet, um den Verdunstungsschutz zu verstärken.

Autosampler

Eine Fraktionierung der Wasserproben aufgrund von kalten Nächten im Herbst kann aufgrund der Kontrollproben ausgeschlossen werden.

Methodentest

Die Abflussanteile der Probe MT1 fallen mit beiden angewandten Mischungsdreiecken ($\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$ / $\delta^{18}\text{O}$ und elektrischen Leitfähigkeit) ähnlich aus. Da die Abflusskomponenten der Probe MT1 bekannt sind, können die Resultate der EMMA im Folgenden überprüft werden. Der Anteil der Abflusskomponente Regen wird leicht überschätzt (Differenz mit $\delta^2\text{H}$ -Werten: 4.7% / Differenz mit elektrischer Leitfähigkeit: 2.6%). Bei den Abflusskomponenten Schnee (Differenz mit $\delta^2\text{H}$ -Werten: 21.1% / Differenz mit elektrischer Leitfähigkeit: 16.9%) und Eis (Differenz mit $\delta^2\text{H}$ -Werten: 25.7% / Differenz mit elektrischer Leitfähigkeit: 19.4%) bestehen grosse Abweichungen. Aufgrund der hier festgestellten grossen Abweichungen erscheint die Anwendung der EMMA zur Abflusseparation in dieser Arbeit als nicht praktikabel. Die Aussagekraft dieses Methodentestes könnte durch eine direkte Messung der elektrischen Leitfähigkeit der Abflusskomponenten sowie der Mischprobe erhöht werden.

Da die Abflusskomponenten der Probe MT2 bekannt sind, können die Resultate der Mischrechnung (siehe Kapitel 4.3.6.3) im Folgenden überprüft werden. Werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der zur Erstellung der Isotopenprobe MT2 verwendeten Proben eingesetzt, besteht eine Differenz in den Abflussanteilen von 9.3%. Teilweise kann diese Differenz auf Ungenauigkeiten des Wiegeprozesses im Labor zurückgeführt werden. Restlos kann die Differenz jedoch nicht erklärt werden.

Werden die Abflussanteile anhand der in dieser Arbeit erstellten Isotopensignale berechnet, liegt eine Differenz von 20.7% vor. Diese erhöhte Differenz kann durch die Höhenkorrektur des Regensignales (siehe Kapitel 4.3.2) erklärt werden. Da die hier vorhandene Regenprobe aus dem tief gelegenen Regensammler Stein stammt, ist die Höhenkorrektur obsolet.

Bei sämtlichen methodischen Proben ist die Aussagekraft wegen der schmalen Datengrundlage stark beschränkt. Im Rahmen dieser Arbeit ist es jedoch nicht möglich, eine grössere Anzahl an methodischen Proben einzuholen, um die Aussagekraft zu verbessern.

6.2 Abflusseparation

6.2.1 LMWL

Die Abweichung der LMWL von der GMWL ist nicht beträchtlich. Da die Daten, die für die Erstellung der LMWL verwendet werden, räumlich sehr nahe an den betrachteten Einzugsgebieten erhoben wurden, ist die erstellte LMWL für diese Arbeit entsprechend.

Die Isotopenwerte der für diese Arbeit gemessenen Proben befinden sich in einem Wertebereich in dem die LMWL definiert ist. Eine Ausnahme bilden die Regenproben RS040719 und RW030919, da die Abweichungen jedoch nicht beträchtlich sind, kann dies vernachlässigt werden.

Da die für diese Arbeit entnommenen Regenproben aus warmen Monaten (Juni bis Oktober) stammen, liegen sie im isotopisch schwereren Abschnitt der LMWL. Der isotopisch leichtere Abschnitt der LMWL basiert auf Proben, die in kalten Wintermonaten entnommen wurden.

Obwohl Lyon et al. (2009) davon ausgeht, dass die Wahl der Isotopen ($\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$) einen geringen Einfluss auf die Abflusseparation nehmen kann, liegt in dieser Arbeit der Fokus auf den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten. Es liegt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit die Unsicherheiten, die sich daraus ergeben können abzuschätzen.

6.2.2 Isotopensignal Regen

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Regenproben wurden bereits im Kapitel 6.1.4 mit Werten aus der Literatur verglichen. Hier wird nun die räumliche und zeitliche Variabilität der isotopischen Zusammensetzung von Regen diskutiert.

Bei der isotopischen Zusammensetzung von Niederschlag kommt es zu zeitlicher und räumlicher Variabilität. Auf globaler und regionaler Ebene kann die zeitliche und räumliche Variabilität der Isotopenwerte des Monatsniederschlages mit Hilfe von Modellen gut bestimmt werden. Die räumliche Variabilität der Isotopenwerte des Niederschlages für Einzugsgebiete $< 10\text{km}^2$ wird jedoch von vielen Studien als unbedeutend betrachtet und somit vernachlässigt (Penna & van Meerveld, 2019). Penna & van Meerveld (2019) empfehlen besonders für gebirgige Einzugsgebiete eine Überprüfung dieser Annahme, denn gerade dort können signifikante Unterschiede in den Isotopenwerten auftreten. Solche Unterschiede lassen sich beispielsweise durch das Ausregnen von Wolkenpaketen an der Wind zugewandten Bergseite erklären. Schwere Isotopen werden ausgeregnet und es kommt zu isotopisch angereichertem Niederschlag (Dansgaard, 1964). Auch Cayuela et al. (2019) unterstreicht die Wichtigkeit der räumlichen Variabilität der isotopischen Zusammensetzung von Regen in kleinen Einzugsgebieten. Um einen repräsentativen Standort für einen Regensammler zu finden, sollte die Variabilität mittels mehreren Regensammlern untersucht werden.

Die räumliche Variabilität der isotopischen Zusammensetzung von Regen wird in dieser Arbeit durch den verwendeten Höheneffekt berücksichtigt. Um das Isotopensignal regionaler zu erfassen, müssten die Messreihen der Regensammler Stein, Susten 1 und 2 weitergeführt werden, weil zur Berechnung von Höheneffekten vor Ort Daten über mehrere Jahre benötigt werden (Leibundgut et al., 2009). Auch

die Weiterführung der Probennahme des Regensammlers Wenden könnte zu einem detaillierter ausgearbeiteten Isotopensignal Regen beitragen. Ein dichteres Messnetz an Regensammlern würde weiteren Aufschluss zur räumlichen Variabilität der isotopischen Zusammensetzung von Regen ermöglichen. Allerdings muss hierbei auf den Aufwand im Feld hingewiesen werden. Die Betreibung eines dichten Messnetzes ist zeitaufwendig und ressourcenintensiv. Bei der Planung von Feldstudien muss daher gut abgewogen werden zwischen den verfügbaren und meist limitierten Ressourcen einerseits und der erforderlichen Genauigkeit der zu erhebenden Daten andererseits. Im Rahmen dieser Arbeit wird der räumlichen Variabilität der isotopischen Zusammensetzung von Regen genügend Beachtung geschenkt. Um auch die zeitliche Variabilität hinreichend zu erfassen, wird in dieser Arbeit mit Hilfe wiederholtem Entleeren der Regensammler eine Datenreihe erstellt.

6.2.3 Isotopensignal Schnee

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Schneeproben wurden bereits im Kapitel 6.1.5 mit Werten aus der Literatur verglichen. Hier wird nun die räumliche und zeitliche Variabilität der isotopischen Zusammensetzung von Schnee diskutiert.

Auf den im November gefallenen Neuschnee wirken Verlagerungseffekte sowie durch Schmelz- und Frostprozesse bedingte Fraktionierungsprozesse, die über das Jahr hinweg zu einer Zunahme an schweren Isotopen führen. In den aus den höheren Lagen stammenden Schneeproben, die während der Ablationsperiode gesammelt wurden, sind die Auswirkung dieser Effekte am stärksten ausgeprägt.

Der zeitlichen Variabilität des Isotopensignals Schnee wird anhand der Monatsmittelwerte genügend Beachtung geschenkt. Aufgrund der geringen mittleren Standardabweichung der Monatsmittelwerte (0.55‰) wird davon ausgegangen, dass eine höhere zeitliche Auflösung nicht nötig ist. Allerdings würde eine regelmässigere Probennahme die Repräsentativität der Proben erhöhen.

Schmieder et al. (2016) betonen die räumliche Variabilität der isotopischen Zusammensetzung von Schneeschmelze zwischen Nord- und Südhängen, wobei diese Differenzen zu Beginn der Schmelzaison ausgeprägter sind. Sie empfehlen mindestens die Beprobung eines Nord- und eines Südhanges. Der Beginn der Ablationsperiode im Frühling 2019 wurde in der vorliegenden Arbeit nicht erfasst, die Differenzen der isotopischen Zusammensetzung des Schnees zwischen Nord- und Südhängen am Ende der Ablationsperiode sind deshalb tiefer zu erwarten. Auch Dietermann & Weiler (2013) betonen die Wichtigkeit der räumlichen Variabilität der isotopischen Zusammensetzung der Schneedecke. In der Schneetiefe sehen sie einen weiteren wichtigen Einflussfaktor. Hinsichtlich der Erfassung der räumlichen Variabilität der isotopischen Zusammensetzung von Schnee besteht bei der vorliegenden Arbeit Potential. Durch die unzureichende Erfassung des Isotopensignales Schnee sind Verfälschungen bei der Abflusseparation nicht auszuschliessen.

Durch die verschiedenen Herkunftsräume der Luftmassen sind schon beim Neuschnee beträchtliche Unterschiede der isotopischen Zusammensetzung vorhanden (Dietermann & Weiler, 2013). Aufgrund der Bedingungen während der Ablagerung des Schnees sowie atmosphärischen Einflüssen kommt es zu weiteren Prozessen, die Auswirkungen auf die isotopische Zusammensetzung des Schneepaketes

haben. Um die isotopischen Veränderungen einer Schneedecke über Zeit und Raum hinreichend zu verstehen, ist mehr Forschung nötig (Dietermann & Weiler, 2013).

6.2.4 Isotopensignal Eis

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Festeisproben wurden bereits im Kapitel 6.1.6 mit Werten aus der Literatur verglichen. Hier wird nun die räumliche und zeitliche Variabilität der isotopischen Zusammensetzung von Gletscherschmelze diskutiert.

Die räumliche Variabilität der isotopischen Zusammensetzung der Gletscherabflusskomponente am Gletscher Hochjochferner in Österreich gilt als vernachlässigbar (Schmieder, Garvelmann, et al., 2018). Auch Penna et al. (2017) und Ohlanders et al. (2013) konnten in ihren Studien kaum räumliche Variabilität im Gletschersignal feststellen. Daher kann davon ausgegangen werden, dass die räumliche Variabilität der isotopischen Zusammensetzung der Gletscherabflusskomponente auch in dieser Studie vernachlässigt werden darf. Zu einer genauen Überprüfung wäre ein Vergleich mit Eisproben vom Wendengletscher sinnvoll, da dieser räumlich weiter vom Steingletscher entfernt ist.

In der Literatur wird von einer hohen Variabilität der isotopischen Zusammensetzung von Gletschereisschmelze über die Schmelzsaison ausgegangen (Frenierre & Mark, 2014; Penna et al., 2017; Schmieder, Garvelmann, et al., 2018). Dies trifft jedoch nicht auf alle Studien zu, so konnte beispielsweise Ohlanders et al. (2013) kaum Unterschiede über das Jahr hinweg feststellen.

Schmieder & Garvelmann et al. (2018) gehen davon aus, dass durch die Verwendung eines Festwertes zur Bestimmung der isotopischen Zusammensetzung des Gletscherschmelzanteiles für Mischungsmodelle eine grosse Unsicherheit bei der Ermittlung der Abflussanteile aus der Gletscherschmelze hervorgeht. Dies kann sowohl zu einer Über- als auch zu einer Unterschätzung des Gletscherschmelzanteils am Gesamtabfluss führen. Somit kann auch in dieser Arbeit davon ausgegangen werden, dass möglicherweise eine Über- oder Unterschätzung des Gletscherschmelzanteil am Gesamtabfluss vorliegt. Penna et al. (2017) umgehen dieses Problem, indem sie Monatsmittelwerte zur Bestimmung der isotopischen Zusammensetzung von Gletschereisschmelze verwenden.

Für eine weiterführende Arbeit wäre es nötig zu untersuchen, ob die beobachtete zeitliche Variabilität lediglich bei den Schmelzeisproben, nicht aber bei den Festeisproben auftritt. In dieser Arbeit fehlt dazu die Datengrundlage. Es wird jedoch vermutet, dass bei direkter Messung der Festeisproben eine geringere zeitliche Variabilität vorliegt als bei der Messung von eventuell durch Schneeschmelze oder auch Regen beeinflussten Schmelzeisproben.

6.2.5 EMMA

Obwohl mit den Daten vom 11.-16.07.2019 hinsichtlich der Isotopensignale die besten Voraussetzungen zur Abflusseparation bestehen, befinden sich die Mischproben nicht im Mischungsdreieck. Eventuell könnte dies durch den Einbezug des Messfehlers der Isotopenwerte erreicht werden. Eine erfolgreiche Anwendung der EMMA auf sämtliche Daten scheint jedoch mit den vorhandenen Daten nicht

möglich. Zudem geht aus der Methodenprobe MT1 (siehe Kapitel 6.1.7) hervor, dass es bei der Anwendung der EMMA zu Abweichungen von über 20% kommen kann.

Die Anwendung der EMMA mit $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ ist aufgrund deren Kollinearität nicht zulässig (Pu et al., 2013). Dies zeigt sich in dem sehr schmalen Mischungsdreieck. Wird die EMMA mit $\delta^{18}\text{O}$ und der elektrischen Leitfähigkeit durchgeführt, ist das Mischungsdreieck breiter aufgespannt. Da sich die Mischproben vom 11.-16.07.2019 nicht im Mischungsdreieck befinden, ist die Anwendung dennoch gescheitert. Die Ermittlung der elektrischen Leitfähigkeit der Abflusskomponenten könnte verbessert werden. Bei der Entnahme der Regen-, Schnee- und Eisproben sollte die elektrische Leitfähigkeit direkt im Feld gemessen werden. Dadurch wäre die elektrische Leitfähigkeit der Abflusskomponenten räumlich und zeitlich deutlich höher aufgelöst. Da die elektrische Leitfähigkeit vor allem Aufschluss über die Verweilzeit im Grundwasserleiter gibt, bleibt es jedoch fragwürdig, ob die direkte Messung der Leitfähigkeit der Abflusskomponenten die Anwendung der EMMA ermöglichen würde.

Durch eine Principal-Components-Analysis besteht die Möglichkeit weitere Informationen in die EMMA miteinfließen zu lassen. Dr. Ole Rössler, Landschaftsökologe an der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Deutschland, der Erfahrung mit der Anwendung von EMMA aufweist, rät in diesem Fall jedoch dringend davon ab und verweist auf die Möglichkeit der parallelen Analyse der vorliegenden Daten.

6.2.6 Quantitative Analyse

6.2.6.1 Saisonale Muster

Schneeschmelze

Während der Schneeschmelze ist in den Einzugsgebieten Giglibach und Wendenwasser keine Datengrundlage vorhanden. Beim Steinwasser ist in dieser Saison der tiefste Median der elektrischen Leitfähigkeit und der höchste Median der Abflusswerte gemessen worden. Da nur eine Mischprobe vorliegt, kann bezüglich der Isotopenwerte keine valide Aussage getroffen werden.

Gletscherschmelze

Im Einzugsgebiet Stein liegt der Median der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben während der Gletscherschmelze mit $-13.1\text{\textperthousand}$ sehr nahe am Isotopensignal Eis ($-13.43\text{\textperthousand}$). Dies spricht für einen hohen Gletscherschmelzanteil am Abfluss. Da die positiveren Isotopenwerte, die zu der hohen Streuung der Isotopenwerte im Steinwasser während der Gletscherschmelze führen, an Tagen mit Regenereignissen (wie etwa dem 13./20. und 24.08.2019) gemessen wurden, scheinen sie aufgrund deren Zustand gekommen zu sein.

Im Einzugsgebiet Giglibach liegt der Median der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Mischproben $0.3\text{\textperthousand}$ höher als beim Steinwasser. Der Einfluss des Gletscherschmelzwassers scheint daher etwas geringer zu sein. Die Streuung der Isotopenwerte fällt deutlich geringer als beim Steinwasser aus, Grund dafür könnte ein höherer Anteil an Grundwasser sein. Es wird vermutet, dass Grundwasser eine tiefe Variabilität in den Isotopendaten aufweist.

Mit $-11.5\text{\textperthousand}$ liegt der Median der Isotopenwerte der Mischproben beim Wendenwasser noch höher, was auf einen noch geringeren Gletscherschmelzanteil im Abfluss schliessen lässt. Das Wendenwasser weist einen höheren Vergletscherungsgrad als der Giglibach auf, daher erscheint es erstaunlich, dass der Anteil an Gletscherschmelzwasser im Wendenwasser geringer als im Giglibach sein soll. Ein möglicher Grund dafür, liegt in dem Zeitpunkt der Probennahme. Die Proben aus der Saison Gletscherschmelze der Wendenalp stammen aus Mitte bis Ende August. Beim Steinwasser und Giglibach sind auch Proben vom Juli vorhanden, wodurch die Gletscherschmelze repräsentativer abgebildet werden kann. Daher wird davon ausgegangen, dass das Isotopensignal der Mischproben der Saison Gletscherschmelze an der Wendenalp unzureichend erfasst wurde.

Gletscherschmelzwasser weist eine tiefe elektrische Leitfähigkeit auf (Schmieder, Garvelmann, et al., 2018). Die tiefe elektrische Leitfähigkeit am Steinwasser (Median: $29\mu\text{S}/\text{cm}$) gibt daher einen zusätzlichen Hinweis auf einen hohen Gletscherschmelzanteil im Abfluss. Beim Giglibach liegen die elektrischen Leitfähigkeitswerte der jeweiligen Saison zu nahe beieinander, um Unterschiede aufzuzeigen zu können. Die Datengrundlage für das Wendenwasser ist nicht vorhanden.

Nach der Schneeschmelze sind im Steinwasser die höchsten Abflusswerte während der Gletscherschmelze vorhanden. Beim Giglibach und Wendenwasser, bei denen die Datengrundlage für die Schneeschmelze fehlt, sind die höchsten Abflusswerte während der Gletscherschmelze vorhanden.

Regen

Der Median der Isotopenwerte der Mischproben im Steinwasser während der Saison-Regen liegt mit einem Wert von $-12\text{\textperthousand}$ höher als das Isotopensignal für Gletschereis und Regen zu den Zeitpunkten, an denen die Mischproben entnommen wurden. Da das Isotopensignal Schnee höhere Werte aufweist, wird vom Einfluss der Schneeschmelze ausgegangen. Die Auswertung der Webcambilder bestätigen diese Vermutung. Während den Monaten September und Oktober ist es zweimal zu einem Schneeeereignis mit baldigem Abschmelzen des Neuschnees gekommen (siehe Kapitel 5.1.2).

Mit einem Median der Isotopenwerte der Mischproben von $-12.6\text{\textperthousand}$ ist der Einfluss der Schneeschmelze beim Giglibach sogar ausgeprägter zu beobachten. Da der Isotopenwert für Regen beim Giglibach höher ausfällt als beim Steinwasser, könnte der höhere Median allerdings auch daher röhren.

Beim Wendenwasser ist der Median der Isotopenwerte der Mischproben mit $-12.1\text{\textperthousand}$ beinahe identisch mit dem vom Steinwasser. Der etwas höhere Wert kann auch hier, durch das leicht höhere Regensignal erklärt werden.

Es wird davon ausgegangen, dass während der Saison-Regen der Einfluss von Regen auf den Abfluss dominant ist. Zudem besteht geringer Einfluss durch Schneeeereignisse. Da während der Saison-Regen die Isotopensignale für Eis und Regen so nahe beieinander liegen wie sonst nie, kann diese Vermutung jedoch nicht durch Isotopendaten gestützt werden. Während der Saison-Regen sind die Voraussetzungen für eine Abflusseparation ungünstig.

Während der Saison-Regen sind im Steinwasser höhere elektrische Leitfähigkeitswerte (Median: $74\mu\text{S}/\text{cm}$) als während der Schnee- und Gletscherschmelze feststellbar. Daher wird von einem grösseren Einfluss des Grundwassers auf den Abfluss ausgegangen. Beim Giglibach sind die Unterschiede zu gering und beim Wendenwasser ist keine Datengrundlage vorhanden.

Während der Saison-Regen sind im Steinwasser tiefere Abflüsse als während der Schnee- und Gletscherschmelze feststellbar. Auch beim Giglibach und beim Wendenwasser liegen die Abflusswerte während dieser Zeit unter denen aus der Gletscherschmelze.

Winterlicher Basisabfluss

Während des winterlichen Basisabflusses ist, in sämtlichen betrachteten Einzugsgebieten, die geringste Streuung der Isotopenwerte in den Mischproben vorhanden. Die Mediane der Isotopenwerte der Mischproben der einzelnen Einzugsgebiete liegen nahe beieinander (Steinwasser: $-12.8\text{\textperthousand}$, Giglibach: $-13\text{\textperthousand}$, Wendenwasser: $-12.7\text{\textperthousand}$) und nahe am Isotopensignal Eis ($-13.4\text{\textperthousand}$). Aufgrund der geringen Variabilität der Isotopendaten wird vermutet, dass der Abfluss durch das gut durchmischte Grundwasser gespiesen wird. Da die Isotopenwerte der Mischproben nahe am Isotopensignal Eis liegen, wird eine Speisung des Grundwassers durch den Gletscher in Betracht gezogen. Da während dieser Saison keine Daten zum Isotopensignal Regen vorliegen, kann ein vermischter Einfluss von Regen und Schnee jedoch nicht vollständig ausgeschlossen werden. Um detaillierte Aussagen über den winterlichen Basisabfluss treffen zu können, ist eine gründliche Untersuchung des Grundwassers nötig.

Hohe elektrische Leitfähigkeitswerte weisen auf eine längere Verweilzeit des Wassers im Einzugsgebiet hin (Schmieder, Marke, et al., 2018). Beim Steinwasser ist während dem winterlichen Basisabfluss der höchste Median der elektrischen Leitfähigkeitswerte vorhanden. Daher spricht dies für den Einfluss von Grundwasser während dieser Periode. Beim Giglibach kann kein klarer Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit verzeichnet werden. Beim Wendenwasser ist keine Datengrundlage vorhanden.

Während dem winterlichen Basisabfluss werden in sämtlichen Einzugsgebieten die tiefsten Mediane der Abflusswerte berechnet.

Die beim Steinwasser aufgetretenen hohen elektrische Leitfähigkeitswerte im Winter und tiefen Werte im Sommer sind für vergletscherte Einzugsgebiete typisch (Penna et al., 2017). Dies weist auf einen hohen Anteil an Gletscherschmelzwasser hin, welches eine tiefe elektrische Leitfähigkeit hat (Schmieder, Garvelmann, et al., 2018). Beim Giglibach kann man davon ausgehen, dass dieser Effekt aufgrund des niedrigen Vergletscherungsgrades oder der geringen Einzugsgebietsgrösse ausbleibt. Beim Steinwasser ist während der Schnee- und Gletscherschmelze mehr Abfluss vorhanden als in der restlichen Zeit. Dies führt zu einer tiefen elektrischen Leitfähigkeit, die hohe elektrische Leitfähigkeit des Grundwassers wird verdünnt. Während der Saison-Regen und dem winterlichen Basisabfluss ist die Abflussmenge tiefer, wodurch die hohe elektrische Leitfähigkeit des Grundwassers konzentrierter zu Vorschein kommt. Dieses Zusammenspiel zeigt sich auch in dem hohen negativen Zusammenhang zwischen Abfluss und elektrischer Leitfähigkeit im Steinwasser über das Jahr hinweg. Ein negativer Zusammenhang zwischen Abfluss und elektrischer Leitfähigkeit wird in vielen

schmelzdominierten Einzugsgebieten beobachtet, man spricht vom Verdünnungseffekt (dilution effect) (Engel et al., 2016; Schmieder, Garvelmann, et al., 2018). Werden die Einzugsgebiete Steinwasser und Giglibach verglichen fällt auf, dass mit zunehmendem Vergletscherungsgrad der Einzugsgebiete ein höherer negativer Zusammenhang zwischen Abfluss und elektrischen Leitfähigkeit vorhanden ist. Allerdings kann es sich dabei auch um eine Scheinkorrelation handeln, denn wie der Vergletscherungsgrad nimmt auch die Fläche der betrachteten Einzugsgebiete zu. Bei einer grösseren Einzugsgebietsfläche hat der Verdünnungseffekt mehr Wirkung als bei einer kleineren Einzugsgebietsfläche. Dies liegt an der längeren Verweilzeit des Wassers bei zunehmender Grösse des Einzugsgebietes.

Wird der Zusammenhang zwischen den Isotopenwerten und der elektrischen Leitfähigkeit pro Saison für die Einzugsgebiete Steinwasser und Giglibach betrachtet, fällt auf, dass während der Gletscherschmelze die grössten Unterschiede vorliegen. Während im Steinwasser die elektrische Leitfähigkeit tief ausfällt, ist beim Giglibach keine Veränderung ersichtlich. Vermutlich liegt dies an dem deutlich tieferen Vergletscherungsgrad des Einzugsgebiet Giglibach. In beiden Einzugsgebieten besteht der deutlichste Zusammenhang während der Saison-Regen.

In sämtlichen betrachteten Einzugsgebieten besteht während dem Winter ein deutlicher Zusammenhang zwischen den Isotopenwerten und dem Abfluss. Während der Gletscherschmelze ist der Zusammenhang im Wendenwasser deutlicher als in den anderen Einzugsgebieten. Im Giglibach ist der Zusammenhang während der Saison-Regen stärker als in den anderen Einzugsgebieten.

Bei der Berechnung des statistischen Zusammenhangs für den winterlichen Basisabfluss beim Steinwasser wurden interpolierte Werte verwendet. Dies gilt sowohl für die elektrische Leitfähigkeit (siehe Kapitel 6.1.1) als auch für den Abfluss (siehe Wyss, 2020). Bei der Erstellung der Boxplots wurden beim Steinwasser für den winterlichen Basisabfluss ebenfalls die interpolierten Werte verwendet. Beinahe während der ganzen Periode liegt der Wert des Abflusses auf dessen Minimum, wodurch der Boxplot nicht darstellbar ist.

Sowohl bei der Berechnung der Boxplots als auch der Berechnung des Spearman Korrelationskoeffizienten werden die Kalibrationsbereiche der Abflussganglinien in Form von empirischen Abflussmessungen (Steinwasser: $0.134 \text{ m}^3/\text{s}$ - $8.136 \text{ m}^3/\text{s}$, Giglibach: $0.133 \text{ m}^3/\text{s}$ - $1.326 \text{ m}^3/\text{s}$, Wendenwasser $0.402 \text{ m}^3/\text{s}$ - $6.365 \text{ m}^3/\text{s}$, siehe Wyss, 2020) sowohl unter- als auch überschritten. Um die Auswirkungen davon zu beschränken, wurden die unrealistisch hohen Abflussdaten vor den Berechnungen auf ein den hydrologischen Umständen entsprechendes Niveau gesenkt (Obergrenze Steinwasser: $12 \text{ m}^3/\text{s}$ / Giglibach: $3 \text{ m}^3/\text{s}$ / Wendenwasser: $11 \text{ m}^3/\text{s}$).

Studien die Zusammenhänge zwischen den stabilen Isotopen im Abfluss, der elektrischen Leitfähigkeit und dem Abfluss genauer untersuchen, verfügen meist über ganzjährige Daten, die den Beginn der Ablationsperiode (April bis Juni) miteinschliessen (Ohlanders et al., 2013; Penna et al., 2017; Schmieder, Garvelmann, et al., 2018). Zudem steigern mehrjährige Datensätze die Aussagekraft (Schotterer et al., 2010). Auf Grundlage der vorliegenden Daten sind Aussagen diesbezüglich nur sehr

eingeschränkt machbar. Dies zeigt sich auch darin, dass das Konfidenzniveau von 95% aufgrund der zu geringen Datengrundlage in vielen Fällen nicht sichergestellt ist.

Aufgrund technischer Probleme mit den Autosamplern sowie der Zugänglichkeit fand die Probennahme der Mischproben nicht in jedem Einzugsgebiet zeitgleich statt. Um die Einzugsgebiete miteinander zu vergleichen, wäre dies jedoch von Vorteil. Bei dem Vergleich der Einzugsgebiete während der Gletscherschmelze wird dies augenscheinlich.

6.2.6.2 Tagesverlauf

Aufgrund des hohen Vergletscherungsgrades des Einzugsgebietes, der Jahreszeit sowie den meteorologischen Bedingungen (siehe Kapitel 4.3.6.2) erscheint ein hoher Gletscherschmelzanteil am Abfluss des Steinwassers, wie er hier berechnet wurde, realistisch. Der tiefe Schneeschmelzanteil lässt sich durch die kleinen Schneeflecken im Einzugsgebiet erklären.

Der mittlere Gletscherschmelzanteil des Giglibaches liegt 11.4% tiefer als beim Steinwasser. Obwohl nicht dieselben Tage betrachtet wurden, erscheint ein Vergleich zulässig, da es sich um zwei aufeinander folgende Tage mit sehr ähnlichen meteorologischen Bedingungen handelt. Der tiefere Gletscherschmelzanteil des Giglibaches entspricht aufgrund des tieferen Vergletscherungsgrades des Einzugsgebietes den Erwartungen. Die festgestellten Veränderungen in der Abflusseparation über den Tagesverlauf in den beiden Einzugsgebieten sind zu klein, um valide Aussagen über die Veränderung der Abflussanteile machen zu können, denn wie in Kapitel 6.2.6.3 beschrieben wird die Unsicherheit der hier verwendeten Mischrechnung auf 5 bis 15% berechnet. Die hier betrachteten Differenzen liegen unter diesem Bereich.

Die beobachteten Abflussveränderungen über den Tag im Steinwasser sind typisch für ein gletscherdominiertes Einzugsgebiet an einem heißen Sommertag. Auch beim Giglibach ist ein deutlicher Tagesgang in den Abflusswerten vorhanden. Die Abnahme setzt jedoch früher ein. Vermutlich liegt durch die kleinere Einzugsgebietsfläche eine geringere Verzögerung vor.

Die Tagesmitteltemperatur des Baches liegt beim Steinwasser um 2.9°C tiefer als beim Giglibach. Die Temperaturveränderungen über den Tag verlaufen praktisch identisch. Die höhere Wassertemperatur beim Giglibach könnte aufgrund eines höheren Grundwasseranteiles zu Stande gekommen sein. Die deutlich höheren elektrischen Leitfähigkeitswerte am Giglibach weisen ebenfalls darauf hin.

Während des höchsten Abflusses am betrachteten Tag sind keine Isotopendaten vorhanden, eine erweiterte Datengrundlage erscheint daher sinnvoll. Eine Probennahme über den ganzen Tag wäre deutlich aussagekräftiger. Somit könnte der ganze Tagesgang untersucht werden. Möglicherweise wären dadurch das Einsetzen sowie der Rückgang der Gletscherschmelze im Abfluss gut ersichtlich. Stichler & Schotterer (2000) beschreiben einen beinahe parallelen Verlauf der Isotopenwerte und des Abflusses in einem vergletscherten Einzugsgebiet Ende Juli. Dies kann hier nicht beobachtet werden.

Vor allem beim Giglibach (siehe Abbildung 39) aber auch beim Steinwasser (siehe Abbildung 41) ist der deutliche negative Zusammenhang zwischen der elektrischen Leitfähigkeit und dem Abfluss während

der Gletscherschmelze, der bei der Betrachtung des saisonalen Musters berechnet wurde, gut ersichtlich. Es handelt sich dabei um den Verdünnungseffekt.

Die hier betrachteten Gletscherschmelzanteile schliessen sowohl die direkten vom Gletscher als auch, die durch das Grundwasser verzögerten Beiträge mit ein. Da der Gletscherschmelzanteil schon morgens sehr hoch ausfällt, ist anzunehmen, dass eine beträchtliche Menge der Gletscherschmelze durch den Gletscher oder das Grundwasser verzögert abflusswirksam wird. Moränenmaterial bietet Möglichkeit zur Grundwasserspeisung durch Schmelzwasser (Stichler & Schotterer, 2000).

Da bei der Mischrechnung lediglich zwei Abflusskomponenten betrachtet werden können, wird die Abflusskomponente Regen bei der hier gewählten Vorgehensweise nicht beachtet. Allerdings kann nicht mit absoluter Sicherheit ausgeschlossen werden, dass Regen an den betrachteten Tagen zum Abfluss beiträgt. Durch das Grundwasser kann es zu einer Abflussverzögerung von mehreren Tagen kommen.

6.2.6.3 Prozentuale Abflusseparation

Schneeschmelze

Obwohl die Schneedecke zum Zeitpunkt der Probennahme der analysierten Mischprobe aus der Saison Schneeschmelze deutlich abnehmend war, fällt der Schneeschmelzanteil gering aus. Es wird angenommen, dass dies daran liegt, dass die Mischproben gegen Ende der Schneeschmelzsaison entnommen wurde (18.06.2019). Aufgrund der geringen Datengrundlage während der Saison Schneeschmelze sind keine weiteren Angaben darüber möglich.

Gletscherschmelze

Wie auch im mittleren Gletscherschmelzanteil (71.4%) ersichtlich, wird die Saison Gletscherschmelze im Einzugsgebiet Steinwasser klar durch die Gletscherschmelze dominiert. Das Niederschlagsereignis vom 18.08-20.08.2019 zeigt deutlich auf, dass der Regen ebenfalls grossen Einfluss auf den Abfluss des Steinwassers nimmt. Vom 20.08-24.08.2019 wird der Abfluss gänzlich durch das Regenereignis geprägt. Noch acht Tage nach dem Niederschlag weist der Abfluss noch einen Anteil von 56.9% Regen auf. Der stetige Rückgang des Regenanteiles nach dem Niederschlagsereignis ist in der Abflusseparation klar ersichtlich.

Auch der Giglibach wird während der Saison Gletscherschmelze durch die Gletscherschmelze dominiert (mittlerer Gletscherschmelzanteil 80.5%). Regenereignisse wie das vom 11.08-12.08.2019 und 18.08-20.08.2019 sind deutlich in der Abflusseparation erkennbar. Nach den genannten Regenereignissen ist ein langsamer Rückgang des Regenanteiles im Abfluss erkennbar.

Die Datengrundlage während der Gletscherschmelze fällt beim Wendenwasser mit vier Mischproben gering aus, wodurch die Aussagekraft eingeschränkt wird. Die Regenereignisse vom 11.08-12.08.2019 und 18.08-20.08.2019 sind auch im Wendenwasser deutlich erkennbar. Der mittlere Regenanteil fällt mit 64.5% sehr hoch aus, da drei der vier Mischproben durch die genannten Regenereignisse beeinflusst sind.

Weil die Probennahmezeitpunkte während der Gletscherschmelze in den drei Einzugsgebieten nicht synchron verlaufen ist, kann kein direkter Vergleich der Abflussanteile durchgeführt werden. Der stetige

Rückgang des Regenanteils über mehrere Tage im Steinwasser und Giglibach weisen darauf hin, dass bei einem starken Regenereignis viel Wasser in den Einzugsgebieten zwischengespeichert wird und über einige Tage hinweg an den Bach abgegeben wird. Die Regenereignisse sind im Abfluss durch einen Anstieg und in der elektrischen Leitfähigkeit durch einen Rückgang klar ersichtlich.

Regen

Die Abflusseparation während der Saison-Regen kann lediglich bis zum 18.10.2019 durchgeführt werden, da das Isotopensignal Regen zu einem späteren Zeitpunkt der Saison-Regen nicht definiert ist (siehe Kapitel 6.1.4). Zudem ist die Interpretation der Daten während dieser Zeit schwer, da der Übergang von Regen zu Schnee fließend verläuft und sich über die Höhenstufen verändert.

Der Beginn der Saison-Regen (Mitte bis Ende September) wird im Einzugsgebiet Steinwasser durch die Abflusskomponente Regen bestimmt. Das Regenereignis vom 22.09-23.09.2019 ist am 23.09.2019 klar in der Abflusseparation ersichtlich. Neuschneeeinbrüche, die wieder abschmelzen sind ebenfalls erkennbar. So ist am 12.09.2019 ein Anteil von 32.2% Schneeschmelze im Steinwasser vorhanden, was auf den Neuschneeeinbruch um den 06.09.2019 zurückzuführen ist. Im weiteren Verlauf der Saison-Regen nimmt der Einfluss der Schneeschmelze auf das Steinwasser zu (Schneeschmelzanteil ab 03.10.2019: 39.7% - 52.7%). Die minimale Temperatur in Gadmen während der betrachteten Zeit beträgt 0.8°C. Daher wird vermutet, dass der Niederschlag ab Anfang Oktober in den höheren Lagen in Form von Schnee und in den tieferen Lagen in Form von Regen fällt. Am 15.10.2019 wird ein Tagesniederschlag von 40.2mm verzeichnet. Dieser äußert sich sowohl in einem Abflussanstieg des Steinwassers als auch im Aufbau der Schneedecke.

Von Beginn der Saison-Regen bis zum 03.10.2019 sind bei der Abflusseparation des Giglibaches negative Werte für den Schneeschmelzanteil sowie Werte über 100% für den Regenanteil im Abfluss berechnet worden. Da diese Werte unrealistisch sind, können sie nicht verwendet werden. Sie geben jedoch Hinweis auf starken Einfluss von Regen auf den Abfluss. Diese unrealistischen Werte sind zu Stande gekommen, in dem sowohl das Isotopensignal für Schnee als auch das für Regen isotopisch schwerer ist, als die Mischproben aus diesem Zeitraum. Diese Situation tritt nur beim Giglibach auf, da es sich hier um das am tiefsten gelegenen Einzugsgebiet handelt, was sich auf das Isotopensignal Regen auswirkt (siehe Kapitel 4.3.2). Ab dem 03.10.2019 fällt das Isotopensignal für Regen negativer aus, wodurch realistische Berechnungen möglich werden. Von nun an, zeigt sich der Einfluss der Schneeschmelze in der Abflusseparation in Werten zwischen 19.8% und 27.9%. Der Niederschlag vom 15.10.2019 ist auch im Giglibach durch einen Abflussanstieg ersichtlich.

Die Mischprobe vom 03.09.2019 aus dem Einzugsgebiet Wenden wurde aufgrund der unrealistischen Resultate (Regenanteil: 501% / Schneeschmelzanteil: -401%) von der Abflusseparation ausgeschlossen. Während dieser Zeit liegt das Isotopensignal Regen deutlich höher als im weiteren Verlauf der Saison-Regen. Daher sind die Isotopensignale für Regen und Schnee sehr nahe beieinander und die Mischprobe liegt isotopisch tiefer als die beiden Signale, was zu den unrealistischen Resultaten führt. Das Regenereignis vom 22.09-23.09.2019 ist am 23.09.2019 auch beim Wendenwasser klar ersichtlich. Ab dem 03.10.2019 ist der Einfluss von Schneeschmelze in der Abflusseparation deutlicher erkennbar als zu Beginn der Saison-Regen (Schneeschmelzanteil ab 03.10.2019: 40.9% - 55.5%). Am 08.10.2019

ist ein höherer Schneeschmelzanteil im Wendenwasser erkennbar. Dieser nimmt bis zum 18.10.2019 stetig leicht ab. Dieses Verhalten kann so in den anderen Einzugsgebieten nicht beobachtet werden. Möglicherweise verhält sich die Schneedecke im Einzugsgebiet Wendenwasser leicht anders. Die Schneedeckenanalyse wurde im Einzugsgebiet Steinwasser durchgeführt, aufgrund der räumlichen Distanz sind Differenzen gut möglich.

Ein Vergleich zwischen den Einzugsgebieten ist während der Saison-Regen besser möglich, da die Probennahmezeitpunkte der Mischproben beinahe identisch sind. Bei allen drei Einzugsgebieten ist der Einfluss der Schneeschmelze ab dem 03.10.2019 höher als zu Beginn der Saison-Regen. Zu diesem Zeitpunkt wird das Isotopensignal Regen isotopisch leichter definiert. Die Werte zu Beginn der Saison-Regen aus dem Einzugsgebiet Giglibach sind nicht verwendbar. Werden die Werte nach dem 03.10.2019 verglichen, weist das Wendenwasser den höchsten mittleren Schneeschmelzanteil (50.5%) auf. Während beim Steinwasser leicht tiefere Werte vorhanden sind (48%), weist der Giglibach nach dem 03.10.2019 einen deutlich tieferen mittleren Schneeschmelzanteil (23.1%) auf. Der tiefere Wert beim Giglibach kann durch dessen geringere Höhenlage erklärt werden. Weniger Niederschlag ist in Form von Schnee gefallen, wodurch auch der Schneeschmelzanteil im Abfluss geringer ausfällt. Nach diesem Prinzip sollte der Schneeschmelzanteil im Steinwasser höher als im Wendenwasser sein, was jedoch nicht der Fall ist. Vermutlich liegt dies daran, dass sich, wie bereits diskutiert, die Schneedecke im Einzugsgebiet Wendenwasser ein differenziertes Verhalten aufweist.

Winterlicher Basisabfluss

Das Isotopensignal Schnee ist während dem ganzen winterlichen Basisabfluss deutlich tiefer als das Isotopensignal Eis. Die Mischproben weisen jedoch isotopisch höhere Werte als das Isotopensignal Eis auf. Daher können die Isotopenwerte des Bachwassers nicht durch den Einfluss von Schnee erklärt werden. Die Schneedecke weist während dieser Zeit nur geringfügige Abnahmen auf, im Trend ist ein klarer Aufbau der Schneedecke zu beobachten. Daher wird davon ausgegangen, dass der Schnee tatsächlich kaum Einfluss auf den winterlichen Basisabfluss hat. Da die Isotopenwerte der Mischproben nahe am Isotopensignal Eis liegen, wird vermutet, dass der winterliche Basisabfluss stark durch die Gletscherschmelze beeinflusst wird. Wie bereits in Kapitel 6.2.6.1 diskutiert, besteht die Möglichkeit der Speisung des Grundwassers durch den Gletscher. Die hohen elektrischen Leitfähigkeitswerte sowie die geringe Variabilität der Isotopendaten während des Winters weisen auf einen hohen Grundwasseranteil hin. Es ist jedoch eine gründliche Untersuchung des Grundwassers nötig, um detaillierte Aussagen über den winterlichen Basisabfluss treffen zu können. Da das Isotopensignal Regen zu dieser Zeit nicht definiert ist, kann dessen Einfluss auf den winterlichen Basisabfluss nicht abgeschätzt werden.

Bei der Berechnung der Abflusseparation werden teilweise unrealistische Resultate (negative und über 100%) erzielt. Diese kommen zu Stande, wenn beide miteinbezogenen Isotopensignale Isotopenwerte unter- respektive oberhalb der Isotopenwerte der Mischprobe aufweisen. Dies ist etwa bei dem Regenereignis am 20.08.2019 der Fall. Vermutlich handelt es sich dabei um ein Niederschlagsereignis, wel-

ches aufgrund einer dynamischen Wetterlage zustande gekommen ist und daher einen höheren Isotopenwert als die Regenmischprobe aufweist. Zu unrealistischen Abflussanteilen kommt es auch beim winterlichen Basisabfluss. Die so erhaltenen prozentualen Abflussanteile sind nicht direkt verwendbar, sie geben jedoch Aufschluss über die Tendenz.

Die hier durchgeführte Abflusseparation ist durch die Beschränkung auf zwei Abflusskomponenten stark limitiert. Durch die Auswahl von zwei berücksichtigten Abflusskomponenten pro Saison sind die Resultate innerhalb der Saison sowie zwischen den Einzugsgebieten gut vergleichbar. Allerdings können kurzzeitige meteorologische Veränderungen nicht mitberücksichtigt werden. So wäre es für einen Tag zu Beginn der Gletscherschmelzsaison in einer Trockenperiode sinnvoller eine Aufteilung zwischen Schnee- und Gletscherschmelze durchzuführen.

Aufgrund des bei der Messung von $\delta^{18}\text{O}$ bestehenden Messfehlers von 0.1‰ ergibt sich bei der prozentualen Berechnung der Abflussanteile ein Fehlerbereich. Dieser Fehlerbereich variiert je nach dem wie weit die beiden Isotopensignale, die jeweils in die Mischrechnung einfließen, voneinander entfernt sind. Um den Fehlerbereich zu berechnen, werden diejenigen Isotopensignalpaare berücksichtigt, die den maximalen sowie den minimalen Abstand zueinander aufweisen, in die Mischrechnung eingeflossen sind und realistische Resultate erzielt haben. Der auf diese Weise berechnete Fehlerbereich beträgt 5 bis 15%, d.h. aufgrund des Messfehlers besteht bei jedem berechneten Abflussanteil ein Fehler von +/- 2.5 bis 7.5%.

Die Isotopensignale von Regen, Schnee und Eis nehmen direkten Einfluss auf die Abflusseparation. Daher ist die Wichtigkeit einer korrekten und detaillierten Erfassung nicht zu unterschätzen. Da die Isotopensignale von Schnee und Regen über die Zeit variieren sind die Voraussetzungen für eine erfolgreiche Abflusseparation nicht zu jedem Zeitpunkt gleich hoch (siehe Anhang B). Wie die Mischprobe zu Beginn der Saison-Regen im Einzugsgebiet Wenden aufzeigt, kann es sich dabei um den limitierenden Faktor einer Abflusseparation handeln.

Bei den hier betrachteten prozentualen Abflussanteilen wird nicht differenziert, wie lange sich die jeweilige Abflusskomponente im Einzugsgebiet aufgehalten hat. Daher wird das Grundwasser nicht separat behandelt. Es wird davon ausgegangen, dass Grundwasser ebenfalls aus den drei Abflusskomponenten Regen, Schnee- und Gletscherschmelze besteht.

7. Schlussfolgerungen

Im Folgenden werden die Forschungsfragen sowie die Hypothesen dieser Arbeit diskutiert.

- **F1a:** *Welches Isotopensignal weist die Abflusskomponente Regen auf?*

Das Isotopensignal Regen wird anhand des regionalen Höheneffektes von $-0.14\text{‰}/100\text{m}$ für jedes Einzugsgebiet differenziert betrachtet. Die Mischproben aus dem Regensammler Stein dienen als Grundlage, daher bestehen acht verschiedene Werte, die pro Zeitabschnitt eingesetzt werden. Anhand der Aufrechnung mittels des Höheneffektes auf die mittlere Einzugsgebietshöhe ergibt sich eine Verschiebung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte um -1.46‰ für das Einzugsgebiet Steinwasser, -1.09‰ für das Einzugsgebiet Giglibach und -1.21‰ für das Einzugsgebiet Wendenwasser. Das Isotopensignal Regen ist lediglich im Zeitraum vom 16.06.2019 bis zum 18.10.2019 definiert. Es liegt zwischen -5.3‰ und -13.4‰ , die genauen Werte pro Einzugsgebiet sind dem Kapitel 5.2.2 zu entnehmen. Aufgrund des Saisonalitätsfaktors kommt es von Juni hinzu Oktober zu einer Abnahme in den Isotopenwerten.

Durch die Verwendung der Mischproben und die Anwendung des regionalen Höheneffektes wird die isotopische Zusammensetzung der Abflusskomponente Regen sowohl räumlich als auch zeitlich differenziert erfasst. Um das Isotopensignal Regen zu bestätigen und weiter zu differenzieren bedarf es mehrjähriger Daten aus den Einzugsgebieten.

- **F1b:** *Welches Isotopensignal weist die Abflusskomponente Schnee auf?*

Das Isotopensignal Schnee wird für sämtliche Einzugsgebiete gemeinsam erstellt, es ist in Kapitel 5.2.3 dargestellt. Für jeden betrachteten Monat wird der Mittelwert der bestehenden Schneeproben berechnet, die Werte liegen im Bereich von -9.9‰ bis -19.3‰ . Da die Standardabweichung der Monatsmittelwerte gering ausfällt (0.55‰) kann davon ausgegangen werden, dass die zeitliche Variabilität des Isotopensignals Schnee hinreichend erfasst ist.

Auf den Neuschnee wirken über das Jahr hinweg diverse Prozesse, die zu einer Anreicherung an schweren Isotopen führen. Dabei ist anzunehmen, dass während der Akkumulationsperiode (November 2019 bis März 2020) der Einfluss von Regen dominant ist. Während der Ablationsperiode (Juni bis Oktober 2019) jedoch scheinen durch Schmelz- und Frostprozesse bedingte Fraktionierungsprozesse den grösseren Einfluss zu haben. Vermutlich treten beide Prozesse in beiden Perioden auf.

In der Literatur wird von einer räumlichen Variabilität des Isotopensignals Schnee ausgegangen (Dietermann & Weiler, 2013; Schmieder et al., 2016). In der vorliegenden Arbeit wurde dem jedoch nicht genügend Beachtung geschenkt. Daher sollte in einer weiteren Arbeit ein Vergleich von Schneeproben aus Nord- und Südhängen zur Untersuchung der räumlichen Variabilität in Betracht gezogen werden.

- **F1c:** Welches Isotopensignal weist die Abflusskomponente Gletschereis auf?

Das Isotopensignal der Abflusskomponente Gletschereis wird in der vorliegenden Arbeit als räumlich und zeitlich konstant betrachtet, es beträgt -13.43‰ δ¹⁸O (siehe Kapitel 5.2.4). Die Verwendung von Festeisproben im Vergleich zu der Verwendung von Schmelzeisproben zur Ermittlung des Isotopensignals Gletschereis sollte weiter untersucht werden. Dabei sollten insbesondere die zeitliche Variabilität und die Beeinflussung der Schmelzeisproben durch Schneeschmelze und Regen betrachtet werden.

Hypothese 1:

Die Abflusskomponenten Regen, Schnee und Gletschereis lassen sich unter Berücksichtigung der zeitlichen Variabilität aus Messungen der stabilen Wasserisotopen δ¹⁸O sowie δ²H der jeweiligen Abflusskomponenten isotopisch definieren.

Unter Berücksichtigung der Forschungsfragen 1a ,1b und 1c kann die Hypothese 1 angenommen werden. Allerdings sollte bei der Erfassung der Isotopensignale Regen und Schnee die räumliche Variabilität ebenfalls beachtet werden. Schmieder & Garvelmann et al. (2018) unterstreichen die Wichtigkeit der dynamischen Betrachtung der End-Member, um die zeitliche und räumliche Variabilität zu berücksichtigen. Vor allem durch die vorgefundene Unterschiede in den Isotopensignalen aufgrund der zeitlichen Variabilität kann diese Aussage unterstützt werden. Eine Darstellung der Isotopensignale Regen und Schnee als Jahresmittel stellt eine erhebliche Vereinfachung dar, eine differenzierte Betrachtung ist daher unabdingbar. Dabei kann festgestellt werden, dass über das Jahr hinweg aufgrund von verschiedenen grossen Unterschieden zwischen den Isotopensignalen unterschiedliche Voraussetzungen für eine erfolgreiche Abflusseparation vorliegen. Um die betrachteten Isotopensignale zu bestätigen, erscheint es sinnvoll, weitere Isotopendaten aus den Einzugsgebieten zu erheben und mit den Resultaten dieser Arbeit in Verhältnis zu setzen. Da hydrologische Systeme über die Jahre hinweg variieren, sind Erhebungen zeitlich langer Messreihen sinnvoll (Etcheverry & Vennemann, 2009).

- **F2a:** Kann in kleinen alpinen Einzugsgebieten auf Grundlage von stabilen Wasserisotopen, der elektrischen Leitfähigkeit des Abflusses, der Abflussganglinie sowie der Erfassung der schneedeckten Fläche im Einzugsgebiet mit Hilfe der **End-Member-Mixing-Analyse (EMMA)** eine Aufteilung des Abflusses in die Komponenten Regen, Schnee und Gletschereis durchgeführt werden?

Mit dem Einsatz der EMMA konnten in dieser Arbeit keine Resultate erzielt werden. Die Methodenprobe MT1 weist darauf hin, dass mögliche Resultate lediglich unter Vorbehalt gültig wären. Die Erfassung der elektrischen Leitfähigkeit der Abflusskomponenten kann durch die direkte Messung im Feld verbessert werden. Es ist jedoch ungewiss, ob dadurch Resultate erzielt werden können.

Eine weitere Möglichkeit besteht in der Kombination von stabilen Isotopen und Ionenkonzentrationen. Die Erfassung der Ionenkonzentration der Abflusskomponenten ist jedoch mit Schwierigkeiten verbunden. Bei der Probennahme gilt es, die Verunreinigung der Proben zu verhindern, was mit der Verwendung von Autosampler im Feld nur sehr schwer realisierbar ist (Aeschlimann, 2018).

- **F2b:** Kann in kleinen alpinen Einzugsgebieten auf Grundlage von stabilen Wasserisotopen, der elektrischen Leitfähigkeit des Abflusses, der Abflussganglinie sowie der Erfassung der schneedeckten Fläche im Einzugsgebiet mit Hilfe der **quantitativen Analyse nach Ohlanders et al. (2013)** eine Aufteilung des Abflusses in die Komponenten Regen, Schnee und Gletschereis durchgeführt werden?

Aufgrund von verschieden grossen Unterschieden zwischen den Isotopensignalen über das Jahr hinweg, bestehen unterschiedliche Voraussetzungen für eine erfolgreiche Abflusseparation (siehe Anhang B). Daher wird die Frage nach der Durchführbarkeit der Abflusseparation am besten nach Saison differenziert betrachtet. Während der Schneeschmelze bestehen optimale Voraussetzungen für die Abflusseparation. Allerdings ist aufgrund der erschwerten Zugänglichkeit von alpinen Einzugsgebieten die Erhebung der Datengrundlage für diese Saison besonders schwierig. Daher konnte in dieser Arbeit während der Schneeschmelze keine Abflusseparation durchgeführt werden. Für die Gletscherschmelze sind die Voraussetzungen für eine Abflusseparation gut und sie konnte durchgeführt werden. Die Saison-Regen bringt schlechtere Bedingungen mit sich. Dies liegt einerseits an den geringeren Abständen zwischen den Isotopensignalen und andererseits an dem fliessenden Übergang zwischen Regen und Schnee. Eine Separation konnte dennoch durchgeführt werden. Für eine Abflusseparation während dem winterlichen Basisabfluss ist ein vertiefteres Verständnis des Grundwassers in den jeweiligen Einzugsgebieten nötig.

Anhand der meteorologischen und hydrologischen Daten zu den Einzugsgebieten können die durch die Mischrechnung erzielten, prozentualen Zahlen in einen Kontext gesetzt und somit auch geprüft werden. Die hier durchgeführte Abflusseparation ist durch die Beschränkung auf zwei Abflusskomponenten stark limitiert.

Hypothese 2:

Durch hydrologische, meteorologische sowie isotopische Messungen und hydrogeographische Erhebungen lässt sich der Abfluss von kleinen alpinen Einzugsgebieten (< 25 km²) mithilfe geeigneter Methoden in die Abflusskomponenten Regen, Schnee und Gletschereis aufteilen.

Da die EMMA nicht auf die hier erhobenen Daten angewendet werden kann, ist eine Abflusseparation in die drei Abflusskomponenten Regen, Schnee und Gletschereis nicht möglich. Anhand der quantitativen Analyse nach Ohlanders et al. (2013) ist eine Abflusseparation auf Grundlage der isotopischen Daten in jeweils zwei Abflusskomponenten möglich. Die Bedingungen für eine erfolgreiche Separation sind jedoch nicht für jede Saison gleichermassen gegeben (siehe F2b). Die hydrologischen und meteorologischen Daten sind für die Durchführung der quantitativen Analyse unabdingbar. Die prozentualen Werte können im Kontext der Saison eingeordnet werden.

Ausblick

Aufgrund der Auswirkungen, die der Klimawandel auf das Abflussregime alpiner Einzugsgebiete nimmt, soll diese Arbeit das Verständnis der Wasserherkunft aus Regen, Schnee- und Gletscherschmelze ausgewählter Einzugsgebiete der KWO vertiefen. Wie die vorangehende Beantwortung der Hypothesen aufzeigt, konnte dies erreicht werden. Es besteht jedoch noch Potential, dies gilt vor allem für die Saison Schneeschmelze, bei der sich die Datenerhebung als unzureichend erwiesen hat. Auch bei der Betrachtung des winterlichen Basisabflusses könnte mit Hilfe eines vertieften Einbezugs des Grundwassers ein weiterer Erkenntnisgewinn hervorgebracht werden. Da die Erkenntnisse dieser Arbeit für einen hohen Einfluss des Gletschers auf den winterlichen Basisabfluss sprechen, wären solche weiterführenden Forschungsarbeiten für Energieproduzenten in alpinen Einzugsgebieten von grossem Interesse. Um die in dieser Arbeit gewonnen Einsichten zu bestätigen und in einem jahresübergreifenden Kontext zu betrachten wäre es sinnvoll, einen langjährigen Datensatz zu generieren (Etcheverry & Vennemann, 2009).

Um die Voraussetzungen für eine erfolgreiche Datenerhebung während der Schneeschmelze zu verbessern, sollten bereits im Herbst zuvor Vorbereitungen getroffen werden. Allenfalls können die Messstationen für die elektrische Leitfähigkeit sowie den Pegel bereits im Herbst installiert werden. Eine Installation bei Niedrigwasser wirkt dem Trockenfallen und damit einem Datenverlust bei Wiedereintreffen von Niedrigwasser entgegen.

Der Einsatz von Autosamplern lohnt sich nur, wenn deren Zuverlässigkeit gegeben ist. Ansonsten sollte auf deren Einsatz verzichtet werden, und eine gezielte manuelle Probennahme in Betracht gezogen werden. Eine synchrone Probennahme zwischen den Einzugsgebieten ist bei deren Vergleich sehr hilfreich. Mittels nur teilweise funktionierenden Autosampler kann dies jedoch nicht sichergestellt werden.

Zusammenfassend

Die Anwendung der EMMA zur Abflusseparation anhand von Isotopendaten und der elektrischen Leitfähigkeit führte in dieser Arbeit zu keinen Resultaten. Es gilt zu prüfen, ob die Kombination von Isotopendaten und Ionenkonzentrationen zu validen Ergebnissen führen könnte. Bei der Erfassung von Ionenkonzentrationen wird von der Anwendung von Autosampler abgeraten, die Gefahr der Probenverunreinigung ist dabei zu gross. Daher müsste auf eine manuelle Probennahme zurückgegriffen werden. Sollen mehrere Einzugsgebiete miteinander verglichen werden, ist eine synchrone Probennahme unverzichtbar. Eine manuelle Probennahme würde sich dementsprechend aufwändig gestalten.

Bei der Erfassung der Isotopensignale der Abflusskomponenten ist darauf hinzuweisen, dass gerade bei Regen und Schnee die Beachtung der zeitlichen Variabilität unabdingbar ist. Da sich die Isotopensignale direkt auf die Resultate der Abflusseparation auswirken, ist eine korrekte und detaillierte Erfassung von grosser Wichtigkeit. Daher lohnt es sich auch die bestehenden Unsicherheiten, wie etwa bei der räumlichen Variabilität der Isotopischen Zusammensetzung von Schnee, zu untersuchen. Denn Unsicherheiten bei der Erfassung der Isotopensignale führen zu Unsicherheiten bei der Abflusseparation.

Aufgrund der festgestellten Veränderungen in den Isotopensignalen der Abflusskomponenten über das Jahr hinweg, bestehen nicht für jede Jahreszeit die gleichen Bedingungen für eine Abflusseparation.

Anhand von Isotopendaten (der Abflusskomponenten und des Bachwassers), der Abflussganglinie sowie meteorologischer Daten konnte, vor allem während der Saison Gletscherschmelze, die Abflusseparation in zwei Komponenten erfolgreich durchgeführt werden.

Da die Probennahme während der Saison Gletscherschmelze nicht synchron verlaufen ist, können die Resultate der Abflusseparation der drei betrachteten Einzugsgebiete nicht miteinander verglichen werden. Im Einzugsgebiet Steinwasser wurde während der Saison Gletscherschmelze ein mittlerer Gletscherschmelzanteil von 71.4% und beim Giglibach von 80.5% ermittelt. Beim Wendenwasser ist die Datengrundlage zu gering und nicht repräsentativ genug, um den mittleren Gletscherschmelzanteil bestimmen zu können. Da auch beim Einzugsgebiet Giglibach, welches über einen geringen Vergletschungsgrad verfügt, hohe Gletscherschmelzanteile festgestellt wurden, wird vermutet, dass während dieser Zeit der Einfluss der Gletscher für das gesamte Einzugsgebiet der KWO bedeutend ist. Die durch die Gletscher generierten Abflussmengen werden aufgrund des Gletscherschwundes in Zukunft wegfallen. Da die Saison Gletscherschmelze die abflussstärksten Monate aufweist, werden die beschriebenen Prozesse zu empfindlichen Verlusten bei der Energieproduktion führen. Um herauszufinden, wie gravierend die aufgrund des Gletscherschwundes auftretenden Abflussverluste sein werden, erscheint es sinnvoll, weiterführende Forschung in diesem Bereich zu betreiben.

Ein Vergleich zwischen den Einzugsgebieten ist während der Saison-Regen besser möglich, da die Probennahmezeitpunkte der Mischproben beinahe identisch sind. Bei allen drei Einzugsgebieten ist der Einfluss der Schneeschmelze ab dem 03.10.2019 höher als zu Beginn der Saison-Regen. Die Werte zu Beginn der Saison-Regen aus dem Einzugsgebiet Giglibach sind nicht verwendbar. Werden die Werte nach dem 03.10.2019 verglichen, weist das Wendenwasser den höchsten mittleren Schneeschmelzanteil (50.5%) auf. Während beim Steinwasser leicht tiefere Werte vorhanden sind (48%), weist der Giglibach nach dem 03.10.2019 einen deutlich tieferen mittleren Schneeschmelzanteil (23.1%) auf. Der tiefere Wert beim Giglibach kann durch dessen geringere Höhenlage erklärt werden. Weniger Niederschlag ist in Form von Schnee gefallen, wodurch auch der Schneeschmelzanteil im Abfluss geringer ausfällt. Nach diesem Prinzip sollte der Schneeschmelzanteil im Steinwasser höher als im Wendenwasser sein, was jedoch nicht der Fall ist. Vermutlich liegt dies daran, dass die Schneedecke im Einzugsgebiet Wendenwasser nicht gleich schnell schmilzt wie im Einzugsgebiet Steinwasser.

Die Abflusseparation kann während dem winterlichen Basisabfluss nicht durchgeführt werden. Die hohen elektrischen Leitfähigkeitswerte sowie die geringe Variabilität der Isotopendaten während des Winters weisen auf einen hohen Grundwasseranteil hin. Da die Isopenwerte der Mischproben nahe am Isopensignal Eis liegen, wird vermutet, dass der winterliche Basisabfluss stark durch die sommerliche Gletscherschmelze beeinflusst wird. Es besteht die Möglichkeit der Speisung des Grundwassers durch den Gletscher. Es ist jedoch eine gründlichere Untersuchung des Grundwassers nötigt, um detaillierte Aussagen über den winterlichen Basisabfluss treffen zu können. In Folge des Klimawandels sind daher auch beim winterlichen Basisabfluss beträchtliche Abflussrückgänge nicht auszuschliessen.

Da der grösste Teil des Abflusses, der durch die Gletscherschmelze zustande kommt, während der Saison Gletscherschmelze generiert wird und die Abflusseparation zu dieser Zeit sehr gut funktioniert, sollte mittels gezielter Probennahme und der hier angewandten Methode zur Abflusseparation der

heutige Anteil Gletscherschmelze am Jahresabfluss abschätzbar sein. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse wären im Hinblick auf das Wegfallen des Gletscherschmelzanteiles durch den Klimawandel für die Wasserwirtschaft von grosser Bedeutung. Dies vor allem im Hinblick darauf, dass die während der Saison Gletscherschmelze betrachteten Monate zu den abflussstärksten des Jahres gehören. Daher wird sich das Wegfallen des Gletscherschmelzanteiles im Abfluss empfindlich auf die Energieproduktion auswirken. Wird die Probennahme synchron durchgeführt, wird auch ein Vergleich zwischen den Einzugsgebieten möglich.

Literaturverzeichnis

- Aeschlimann, M. (2018). *Möglichkeiten und Grenzen von natürlichen Tracern zur Herkunftsbestimmung des Abflusses im Hochgebirge. Publikation Gewässerkunde.*
- Ali, G. A., Roy, A. G., Turmel, M. C., & Courchesne, F. (2010). Source-to-stream connectivity assessment through end-member mixing analysis. *Journal of Hydrology*, 392(3–4), 119–135.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.049>
- Appelo, C.A.J. & Postma, D. (2005): Geochemistry, groundwater and pollution. 2te Edition. Balkema Publishers.
- Aschwanden, H., & Weingartner, R. (1985). *Die Abflussregimes der Schweiz* (Vol. 65). Bern: Geographisches Institut der Universität Bern.
- B. BAFU. (2007a). Stein und Gigli. Retrieved 9 December 2019, from
https://api3.geo.admin.ch/rest/services/ech/MapServer/ch.bafu.wasser-teileinzugsgebiete_2/47920/extendedHtmlPopup?lang=de
- B. BAFU. (2007b). Wenden. Retrieved 9 December 2019, from
https://api3.geo.admin.ch/rest/services/ech/MapServer/ch.bafu.wasser-teileinzugsgebiete_2/5569/extendedHtmlPopup?lang=de
- BAFU, B. für U. (2012). Auswirkungen der Klimaänderung auf Wasserressourcen und Gewässer. Synthesebericht zum Projekt 'Klimaänderung und Hydrologie in der Schweiz' (CCHydro). *Umwelt-Wissen*, 1217, 55–74.
<https://doi.org/10.1680/efcc.19256.0006>
- BFE, B. für E. (2017). *Schweizerische Elektrizitäts Statistik 2017*. Bern. <https://doi.org/Art.-Nr. 805.005.17 / 07.18 / 1500 / 860423482>
- BFS, B. für S. (2016). Arealstatistik 2004/09.
- Cable, J., Ogle, K., & Williams, D. (2011). Contribution of glacier meltwater to streamflow in the Wind River Range, Wyoming, inferred via a Bayesian mixing model applied to isotopic measurements. *Hydrological Processes*, 25(14), 2228–2236. <https://doi.org/10.1002/hyp.7982>
- Campell_Scientific. (2020). CS547A Conductivity and Temperature Probe. Retrieved 8 April 2020, from
<https://www.campbellsci.de/cs547a-l>
- Cayuela, C., Latron, J., Geris, J., & Llorens, P. (2019). Spatio-temporal variability of the isotopic input signal in a partly forested catchment: Implications for hydrograph separation. *Hydrological Processes*, 33, 36–46.
<https://doi.org/10.1002/hyp.13309>
- Christophersen, N., & Hooper, R. (1992). Multivariate Analysis of Stream Water Chemical Data' The Use of Principal Components Analysis for the End-Member Mixing Problem. *Water Resources Research*, 28(1), 99–107.
- Christophersen, N., Neal, C., Hooper, R., Vogt, R., & Andresen, S. (1990). Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members- a step towards secondgeneration acidification models, 116, 307–320.
- Clark, I., & Fritz, P. (1997). *Environmmnetal isotopes in hydrogeology*. Boca Raton: Lewis Publishers.
- Cooper, W. C. (1998). Isotopic Fractionation in Snow Cover. In C. Kendall & J. McDonnell (Eds.), *ISOTOPE TRACERS IN CATCHMENT HYDROLOGY* (First, pp. 19–136). Elsevier.
- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133(3465), 1702–1703.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436–468.
<https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>

- Dietermann, N., & Weiler, M. (2013). Spatial distribution of stable water isotopes in alpine snow cover. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 2657–2668. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2657-2013>
- EDI, E. D. des I. (Bundesamt für M. und K. (2016a). Klimanormwerte Grimsel Hospiz, 0–1.
- EDI, E. D. des I. (Bundesamt für M. und K. (2016b). Klimanormwerte Meiringen, 0–1.
- Engel, M., Penna, D., Bertoldi, G., Agnese, A. D., Soulsby, C., & Comiti, F. (2016). Identifying run-off contributions during melt-induced run-off events in a glacierized alpine catchment. *Hydrological Processes*, 30, 343–364. <https://doi.org/10.1002/hyp.10577>
- Etcheverry, D. (Bafu), & Vennemann, T. (Bafu). (2009). Isotope im Grundwasser. Methoden zur Anwendung in der hydrogeologischen Praxis. *Umwelt-Wissen*, 0930, 0–121.
- Feiks, M. (2019). Statistische Berechnungen mit Python. In *Empirische Sozialforschung mit Python* (pp. 103–116). Wiesbaden: Springer VS. <https://doi.org/10.1007/978-3-658-25877-1>
- Frenierre, J. La, & Mark, B. G. (2014). A review of methods for estimating the contribution of glacial meltwater to total watershed discharge. *Progress in Physical Geography*, 38(2), 173–200. <https://doi.org/10.1177/0309133313516161>
- Geilen, J. (2018). *Vergleich von modellierten und tracerbasierten Abflusskomponenten aus Regen, Schnee- und Gletschereisschmelze. Am Beispiel der Einzugsgebiete Schwarze- und Weisse Lütschine*. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.
- Gröning, M., Lutz, H. O., Roller-Lutz, Z., Kralik, M., Gourcy, L., & Pöltenstein, L. (2012). A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for δ 18O and δ 2H analysis of cumulative precipitation samples. *Journal of Hydrology*, 448–449, 195–200. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.041>
- Hänggi, P., & Weingartner, R. (2012). Variations in Discharge Volumes for Hydropower Generation in Switzerland. *Water Resources Management*, 26(5), 1231–1252. <https://doi.org/10.1007/s11269-011-9956-1>
- Hooper, R. P., Christophersen, N., & Peters, N. E. (1990). Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members — An application to the Panola Mountain catchment, Georgia, U.S.A. *Journal of Hydrology*, 116(1–4), 321–343. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90131-G](https://doi.org/10.1016/0022-1694(90)90131-G)
- IAEA. (2008). *Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique*. Wien.
- Ingraham, N. (1998). Isotopic variations in precipitation. In C. Kendall & J. McDonnell (Eds.), *ISOTOPE TRACERS IN CATCHMENT HYDROLOGY* (First, pp. 87–118). Elsevier.
- Kendall, C., & Caldwell, E. (1998). Fundamentals of isotope geochemistry. In C. Kendall & J. McDonnell (Eds.), *ISOTOPE TRACERS IN CATCHMENT HYDROLOGY* (First, pp. 51–84). Elsevier.
- Klaus, J., & McDonnell, J. J. (2013). Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *Journal of Hydrology*, 50, 47–64. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.006>
- KWO, W. O. A. (2018). Faltblatt KWO, 2.
- Laudon, H., & Slaymaker, O. (1997). Hydrograph separation using stable isotopes, silica and electrical conductivity: An alpine example. *Journal of Hydrology*. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00030-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00030-9)
- Lee, J., Feng, X., Faiia, A. M., Posmentier, E. S., Kirchner, J. W., Osterhuber, R., & Taylor, S. (2010). Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice. *Chemical Geology*, 270, 126–134. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.11.011>
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., & Külls, C. (2009). *Tracers in Hydrology* (First). John Wiley & Sons, Ltd.

- Lyon, S. W., Desilets, S. L. E., & Troch, P. A. (2009). A tale of two isotopes: Differences in hydrograph separation for a runoff event when using δD versus δO . *Hydrological Processes*, 23, 2095–2101. <https://doi.org/10.1002/hyp.7326>
- Malberg, H. (2006). *Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung.*
- Maniak, U. (2010). *Hydrologie und Wasserwirtschaft. Einführung für Ingenieure* (5.). Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-05396-2>
- Maurya, A. S., Shah, M., Deshpande, R. D., Bhardwaj, R. M., Prasad, A., & Gupta, S. K. (2011). Hydrograph separation and precipitation source identification using stable water isotopes and conductivity: River Ganga at Himalayan foothills. *Hydrological Processes*, 25(10), 1521–1530. <https://doi.org/10.1002/hyp.7912>
- Michelsen, N., van Geldern, R., Roßmann, Y., Bauer, I., Schulz, S., Barth, J. A. C., & Schüth, C. (2018). Comparison of precipitation collectors used in isotope hydrology. *Chemical Geology*, 488, 171–179. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.04.032>
- Moore, R. D. D., Richards, G., & Story, A. (2008). Electrical Conductivity as an Indicator of Water Chemistry and Hydrologic Process. *Streamline Watershed Management Bulletin*, 11(2), 25–29.
- Ohlanders, N., Rodriguez, M., & McPhee, J. (2013). Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3), 1035–1050. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1035-2013>
- Paul, F., Rastner, P., Azzoni, R. S., Diolaiuti, G., Bris, R. Le, Nemec, J., ... Smiraglia, C. (2019). Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2. *Earth System Science Data, Preprint*.
- Peier, G. (2016). *Bestimmung des Regen-, Schneeschmelz- und Gletscherschmelzanteils des Abflusses von End-Member Mixing Analyse und Bilanzanalyse.*
- Penna, D., Ahmad, M., Birks, S. J., Bouchaou, L., Brenčič, M., Butt, S., ... Vreča, P. (2014). A new method of snowmelt sampling for water stable isotopes. *Hydrological Processes*, 28, 5637–5644. <https://doi.org/10.1002/hyp.10273>
- Penna, D., Engel, M., Bertoldi, G., & Comiti, F. (2017). Towards a tracer-based conceptualization of meltwater dynamics and streamflow response in a glacierized catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 23–41. <https://doi.org/10.5194/hess-21-23-2017>
- Penna, D., & van Meerveld, H. J. (2019). Spatial variability in the isotopic composition of water in small catchments and its effect on hydrograph separation. *Wires Water*, (June), 1–33. <https://doi.org/10.1002/wat2.1367>
- Picarro. (2020). Cavity Ring-Down Spectroscopy (CRDS). Retrieved 2 April 2020, from <https://www.picarro.com/company/technology/crds>
- Pinder, G., & Jones, J. (1969). Determination of the Ground-Water Component of Peak Discharge from the Chemistry of Total Runoff. *Water Resources Research*, 5(2), 438–513.
- Pu, T., He, Y., Zhu, G., Zhang, N., Du, J., & Wang, C. (2013). Characteristics of water stable isotopes and hydrograph separation in Baishui catchment during the wet season in Mt. Yulong region, south western China. *Hydrological Processes*, 27, 3641–3648. <https://doi.org/10.1002/hyp.9479>
- Schmieder, J., Garvelmann, J., Marke, T., & Strasser, U. (2018). Spatio-temporal tracer variability in the glacier melt end-member — How does it affect hydrograph separation results? *Hydrological Processes*, 32, 1828–1843. <https://doi.org/10.1002/hyp.11628>
- Schmieder, J., Hanzer, F., Marke, T., Garvelmann, J., Warscher, M., & Kunstmann, H. (2016). The importance of

- snowmelt spatiotemporal variability for isotope-based hydrograph separation in a high-elevation catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 5015–5033. <https://doi.org/10.5194/hess-20-5015-2016>
- Schmieder, J., Marke, T., & Strasser, U. (2018). Wo kommt das Wasser her? Tracerbasierte Analysen im Rofental (Ötztaler Alpen, Österreich). *Österreichische Wasser- Und Abfallwirtschaft*. <https://doi.org/10.1007/s00506-018-0502-8>
- Schotterer, U., Schürch, M., Richli, R., & Stichler, W. (2010). Wasserisotope in der Schweiz. Neue Ergebnisse und Erfahrungen aus dem nationalen Messnetz ISOT. *Gwa*, 12, 1073–1081.
- Siegenthaler, U., & Oeschger, H. (1980). Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. *Nature*, 285, 314–317.
- Stichler, W., & Schotterer, U. (2000). From accumulation to discharge : modification of stable isotopes during glacial and post-glacial processes. *Hydrological Processes*, 14, 1423–1438.
- Swisstopo, B. für L. (2019). GeoCover-Vektordaten. Retrieved 13 December 2019, from https://map.geo.admin.ch/?lang=de&topic=ech&bgLayer=ch.swisstopo.pixelkarte-farbe&layers=ch.swisstopo.zeitreihen,ch.bfs.gebaeude_wohnungs_register,ch.bav.haltestellen-oev,ch.swisstopo.swisslm3d-wanderwege,ch.swisstopo.geologie-geocover&layers_visibility=
- VAW, V. für W. H. und G. der E. T. H. Z. (2014). Gletscher- und Abflussentwicklung im Einzugsgebiet Wenden , Stein und Trift.
- Wagner, H. (2012). Einfluss der Temperatur auf die elektrische Leitfähigkeit verdünnter, wässriger Lösungen. *VBG Powertech*, 92(3), 82–89.
- WSL, E. F. für W. S. und L. (2011). Klimaänderung und Wasserkraft. Fallstudie Kraftwerke Oberhasli AG.
- Wunderle, S., Droz, M., & Kleindienst, H. (2012). Spatial and temporal analysis of the snow line in the alps : based on NOAA-AVHRR data. *Geographica Helvetica*, 57(3), 170–183. <https://doi.org/10.5194/gh-57-170-2002>
- Wyss, K. (2020). *Abflussmessungen in alpinem Gewässer - Möglichkeiten von numerisch-hydraulischen P/Q-Beziehungen*. Universität Bern.
- Wyss, M. (2016). *Bestimmung des Regen-, Schneeschmelz- und Gletscherschmelzanteils am Abfluss der Schwarzen Lütschine mit Hilfe der End-Member Mixing Analyse und der Bilanzanalyse*.
- Zhou, S., Nakawo, M., Hashimoto, S., & Sakai, A. (2008). The effect of refreezing on the isotopic composition of melting snowpack. *Hydrological Processes*, 22, 873–882. <https://doi.org/10.1002/hyp.6662>

8. Anhang

Der digitale Anhang kann unter folgendem Link eingesehen werden:

<https://github.com/NoemiBuri/Abflusseparation-mittels-stabiler-Isotopen>

Die erhobenen Rohdaten sowie die Webcambilder zur Erfassung der Schneedecke können auf Anfrage bei der Fachstelle Ökologie der KWO (Benjamin Berger) bezogen werden. Die Skripts wurden mit der Python Version 3.7.2 geschrieben, ohne die Rohdaten können sie keine Resultate erzielen, die Vorgehensweise kann jedoch nachvollzogen werden.

Anhang A

«Probennahmeprotokolle.xlsx»

Erläuterung der Probenbeschriftung, Probennahmeprotokolle Regenproben, Schneeproben, Eisproben, Mischproben und Methodenproben

Anhang B

«Isotopensignal_Regen.py»/ «Isotopensignal_Schnee.py»/ «Isotopensignal_Eis.py»

Skripts zu Erstellung der Isotopensignale Regen, Schnee und Eis

«Isotopensignale.png»

Isotopensignale der drei Abflusskomponenten Regen, Schnee und Eis in einer Abbildung

Anhang C

«EMMA.py»

Skript EMMA

Anhang D

«QA_Steinwasser.py»/ «QA_Giglibach.py»/ «QA_Wendenwasser.py»

Abflusseparation mittels quantitativer Analyse

Erklärung

gemäss Art. 30 RSL Phil.-nat. 18

Name/Vorname: Buri Noemi

Matrikelnummer: 14-133-490

Studiengang: Geographie

Bachelor

Master

Dissertation

Titel der Arbeit: Abflussséparation mittels stabiler Isotopen - Bestimmung der Wasserherkunft nach Regen, Schnee- und Gletscherschmelze in drei alpinen Einzugsgebieten

LeiterIn der Arbeit: Prof. Dr. Andreas Zischg

Ich erkläre hiermit, dass ich diese Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen benutzt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäss aus Quellen entnommen wurden, habe ich als solche gekennzeichnet. Mir ist bekannt, dass andernfalls der Senat gemäss Artikel 36 Absatz 1 Buchstabe r des Gesetzes vom 5. September 1996 über die Universität zum Entzug des auf Grund dieser Arbeit verliehenen Titels berechtigt ist.

Für die Zwecke der Begutachtung und der Überprüfung der Einhaltung der Selbständigkeitserklärung bzw. der Reglemente betreffend Plagiate erteile ich der Universität Bern das Recht, die dazu erforderlichen Personendaten zu bearbeiten und Nutzungshandlungen vorzunehmen, insbesondere die schriftliche Arbeit zu vervielfältigen und dauerhaft in einer Datenbank zu speichern sowie diese zur Überprüfung von Arbeiten Dritter zu verwenden oder hierzu zur Verfügung zu stellen.

Interlaken, 09.08.2020

Ort/Datum



Unterschrift