



Chratzera Rutschung (Grindelwald)
Vorbereitende Kartierung, Konzeption und Durchführung eines
Tracerversuchs und hydrochemische Analyse der Quellen



Bertina Hug

Matrikel Nr.: 11-732-179

Betreut durch:

GEOTEST AG, Daniel Tobler

Bernstrasse 165, 3052 Zollikofen, daniel.tobler@geotest.ch

Prof. em. Hans Kienholz

Gigonweg 10, 3027 Bern, kienholz@kinaris.ch

Fakultätsvertretung:

Prof. Dr. Jan Seibert

25. April 2018

Universität Zürich, Geographisches Institut, H2K

Abstract

Permanente Rutschungen (Geschwindigkeit: einige cm/Jahr) können sich bei grossem Wasseranfall (langanhaltender Niederschlag oder rasche Schneeschmelze) vorübergehend beschleunigen und Schäden an Infrastruktur und Gebäuden verursachen. Die permanente, tiefgründige Chratzera Rutschung (Grindelwald, BE) beschleunigte sich während der Reaktivierung im Frühjahr 2013 stellenweise auf bis zu 18 cm/Monat. Die vorliegende Arbeit versucht die Frage zu beantworten, woher das Wasser in der Chratzera Rutschung kommt. Um den möglichen Einfluss des zerklüfteten Eisensandsteins oberhalb der Rutschung (präferentielle Fliesswege des Wassers und Verfüllung der Spalten und Löcher mit Schnee durch Winddrift) zu testen, wurde Ende Juni 2017 ein Kilogramm Uranin in eine Spalte eingespeist. Die Beprobung von 25 Quellen innerhalb (n=11) und ausserhalb der Rutschung (n=14) während 16 Wochen führte zu keinem Uranin-Nachweis resp. nur zu vereinzelt Störsignalen. Aufgrund der chemischen und isotopischen Analyse einzelner Probesets und der regelmässigen Messung der elektrischen Leitfähigkeit, des Abflusses und der Wassertemperatur konnten die Quellen in drei Haupttypen eingeteilt werden (eigene Klassifikation), die sich u. a. bezüglich ihrer Reaktion auf Niederschlagsereignisse und ihrer Mineralisierung unterscheiden. Es konnten Hinweise gewonnen werden, dass das Wasser innerhalb der Rutschung, im Gegensatz zu den meisten Quellen ausserhalb, den Eisensandstein durchflossen hatte, was indirekt dessen wichtige Rolle für die Hydrogeologie der Chratzera Rutschung bestätigte und eine weiterführende Beprobung nach der Schneeschmelze 2018 empfehlenswert macht. Die Kombination verschiedener Analysemethoden könnte auch in anderen Forschungsarbeiten in geringdurchlässigen Rutschungen als Alternative zu einem Tracerversuch dienen.

Inhaltsverzeichnis

Abstract	i
Inhaltsverzeichnis	ii
Abbildungsverzeichnis	iv
Tabellenverzeichnis	vi
1 Einführung	1
1.1 Ziel der Arbeit	1
1.2 Aufbau der Arbeit	2
2 Theoretische Grundlagen	4
2.1 Rutschungen	4
2.1.1 Definition und Klassifizierung von Rutschungen	4
2.1.2 Disposition und Auslöser von permanenten Rutschungen	7
2.2 Untersuchung von Rutschungen	9
2.2.1 Kartierung	9
2.2.2 Untersuchung des Untergrunds	10
2.2.3 Bewegungsmessung	11
2.2.4 Bestimmung der Fließwege	12
2.3 Tracer in der Hydrogeologie	13
2.3.1 Eigenschaften und Analyse von Uranin	14
2.3.2 Eigenschaften und Analyse von Wasserstoff- und Sauerstoffisotopen	17
2.4 Wasserproben: Typisierung von Quellen	20
2.4.1 Physikalische Parameter	20
2.4.2 Chemische Zusammensetzung	23
3 Untersuchungsgebiet	25
3.1 Untersuchungsperimeter	25
3.2 Geologie und Hydrogeologie der Region Grindelwald	26
3.3 Bisherige Untersuchungen am Südhang	32
3.4 Witterungsverhältnisse Juni bis Oktober 2017	39
4 Methoden	42
4.1 Vorbereitende Kartierung	42
4.2 Tracerversuch mit Uranin	43
4.2.1 Informationstätigkeit	43
4.2.2 Injektionsstandort, Injektionsmenge und Entnahmestellen	43

4.2.3	Injektion	47
4.2.4	Probenentnahme und Lagerung	47
4.3	Wasserproben	50
4.3.1	Physikalische Parameter	50
4.3.2	Chemische Zusammensetzung	53
4.3.3	Isotopenanalyse	54
4.3.4	Statistik	55
5	Resultate	56
5.1	Kartierung	56
5.1.1	Gadeslöcher	56
5.1.2	Gebiet nördlich der Gadeslöcher	64
5.2	Tracerversuch mit Uranin	71
5.3	Wasserproben	71
5.3.1	Physikalische Parameter	72
5.3.2	Chemische Zusammensetzung	77
5.3.3	Isotopenanalyse	80
6	Diskussion	84
6.1	Kartierung	84
6.2	Tracerversuch mit Uranin	87
6.3	Wasserproben	91
6.3.1	Physikalische Parameter	91
6.3.2	Chemische Zusammensetzung	94
6.3.3	Isotopenanalyse	96
6.3.4	Typisierung	99
7	Schlussfolgerung	103
	Danksagung	106
	Literatur	107
	Appendix	113

Abbildungsverzeichnis

1	Blick von der Pfingstegg Richtung Chratzera Rutschung	3
2	Klassifikation von Massenbewegungen nach Varnes (1978)	4
3	Translations- und Rotationsrutschung	5
4	Rutschungstypen nach BAFU (2016)	6
5	Morphologische Phänomene und Kennzeichen einer tiefgreifenden Hangdeformation	7
6	Disposition und auslösende Ereignisse von Naturgefahren	8
7	Aktivkohle und Conductimeter	15
8	Isotopenzusammensetzung von Wasser: Einfluss hydrologischer Prozesse und Gegebenheiten	19
9	Jahresgang der Boden- und Grundwassertemperatur	21
10	Hydrogramm einer schwach und einer stark variierenden Quelle	22
11	Kartenausschnitt aus der Region Grindelwald	26
12	Sammelprofil der mesozoischen Sedimentabfolge	27
13	Geocover, Ausschnitt Grindelwald	29
14	Querprofil durch das helvetische Deckensystem	30
15	Geologisches Profil zwischen Lauteraarhorn und Brienersee	31
16	Seismikprofil in der Chratzera Rutschung	34
17	Monitoring Scherzonen Chratzera Rutschung 2013 - 2017	36
18	Simulation der Tracerinjektion und Rückwärtssimulation der Fließwege mit FE-FLOW	38
19	Mittlere Tagestemperatur und Tagesniederschlagssummen Juni - Oktober 2017 .	41
20	Tracerinjektion	48
21	Tracerinjektion: Blick in die Spalte	49
22	Regressionsgerade zur Korrektur der EL-Werte	51
23	Conductimeter WTW Multi 3430	52
24	Schematische Zeichnung Quellen	53
25	Detaillierte Karte der Phänomene der drei Gadeslöcher	57
26	Kartierung: Gadesloch Ost	58
27	Kartierung: Gadesloch Mitte I	60
28	Kartierung: Gadesloch Mitte II	61
29	Kartierung: Gadesloch West I	62
30	Kartierung: Gadesloch West II	63
31	Karte der Phänomene	64
32	Kartierung: Felswand und Geländevertiefung	66
33	Kartierung: Löcher und zugewachsene Brüche	66
34	Kartierung: Spalten	68

35	Kartierung: Dolienenähnliche Strukturen	69
36	Kartierung: Zerbrochene Blöcke	70
37	Boxplot EL, Abfluss, Wassertemperatur	73
38	Boxplot EL, Abfluss, Wassertemperatur (innerhalb vs. ausserhalb Rutschung) . .	74
39	Korrelationswerte physikalische Parameter und Wetterstation	75
40	Boxplot Variabilität der Isotopenzusammensetzung (innerhalb vs. ausserhalb Rutschung)	76
41	Räumliche Verteilung Ca, Mg, SO ₄ , Na, Cl Konzentrationen	78
42	Räumliche Verteilung NO ₃	79
43	Räumliche Verteilung des Magnesium/Calcium Verhältnisses (Mg/Ca).Klassenbildung nach "Jenks" (vgl. Kapitel 4.3.2)	79
44	Wasser-und Sauerstoffisotopenwerte von August und Oktober 2017	80
45	Differenz der Sauerstoffisotopenwerte zwischen August und Oktober pro Quelle .	82
46	Boxplot Variabilität der Isotopenzusammensetzung (innerhalb vs. ausserhalb Rutschung)	82
47	Räumliche Verteilung der Quellentypen	99
A.1	Karte der Phänomene (GEOTEST AG, 2014)	113
A.2	Aalénienschiefer in verschiedenen Verwitterungsgraden	114
A.3	Chratzera Rutschung: Schematisches hydrogeologisches Modell (GEOTEST AG, 2014)	115
A.4	Standorte der Wasserproben und Aktivkohlesonden	117
B.1	Informationsschreiben an die Anwohner	120
D.1	Eindrücke aus dem Gadesloch Ost I	125
D.2	Eindrücke aus dem Gadesloch Ost II	126
D.3	Eindrücke aus dem Gadesloch Mitte	127
D.4	Eindrücke aus dem Gadesloch West	128
D.5	Karte der Phänomene mit Reliefschattierung	129
D.6	Kartierung: Felswände	130
D.7	Kartierung: Zerbrochene und überwachsene Blöcke	131
F.1	FeldApp-Formular Fels	137
F.2	FeldApp-Formular Bruch	138
F.3	FeldApp-Formular Doline	139

Tabellenverzeichnis

1	Bewegungsgeschwindigkeit an den Scherzonen (2013 - 2017)	35
2	Vorbereitende Informationstätigkeit	43
3	Verwendete Geräte zur Messung der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur	51
4	Nachgewiesene Uraninkonzentrationen	71
5	Mittelwertvergleich EL, Abfluss, Wassertemperatur (innerhalb vs. ausserhalb Rutschung)	75
6	Vergleich der Mittelwerte der Ionen-Konzentrationen (innerhalb vs. ausserhalb Rutschung)	77
7	Minimum, Maximum, Mittelwert und Standardabweichung der Isotopenanalyse (August und Oktober 2017)	80
8	Vergleich der Isotopenmittelwerte August und Oktober 2017	83
9	Vergleich der Mittelwerte der Isotopenanalyse und saisonale Variabilität (innerhalb vs. ausserhalb der Rutschung)	83
10	Mittelwerte der wichtigsten Parameter pro Quellentyp	100
A.1	Gemessene Parameter des Reservoirs Tuff (Wasserversorgung Grindelwald) . . .	119
E.1	Mittelwert, SD, Minimum, Maximum der physikalischen Parameter pro Quelle .	133
E.2	Laborresultate der chemischen Analyse I	134
E.3	Laborresultate der chemischen Analyse II	135
E.4	Laborresultate Isotopenzusammensetzung	136
G.1	Zusammenfassung (MIN, MAX, MW) der wichtigsten Parameter pro Quellentyp	141
H.1	Erklärung zu den Datenblättern der 25 Entnahmestellen (Appendix H)	142

1 Einführung

1.1 Ziel der Arbeit

Die permanente, mittelgründige Chratzera Rutschung (Grindelwald, BE) erstreckt sich über ein Gebiet von 0.3 km² und bewegt sich durchschnittlich mit 9 bis 20 cm/Jahr (GEOTEST AG, 2014). Bei einer Reaktivierung im Jahr 2013 beschleunigte sie sich stellenweise auf bis zu 18 cm/Monat und verursachte grosse Schäden an Gebäuden, Strassen, Leitungen und der Firstbahn. Ziel ist es, längerfristig die Vorgänge, die zu einer Reaktivierung führen, besser zu verstehen und zu lokalisieren, damit geeignete Gegenmassnahmen eingeleitet werden können. Bisherige Beschleunigungen ereigneten sich jeweils im Frühjahr nach einer raschen Schneeschmelze oder nach langanhaltenden, kräftigen Niederschlägen. Aufgrund der Untersuchungen der GEOTEST AG (2014) wird angenommen, dass sich das Wasser oberhalb der Rutschung im Kluftsystem des Eisensandsteins sammelt und dadurch schnell und kanalisiert in den Rutschkörper der Chratzera Rutschung eindringt. Das auf dem Gleithorizont (oberhalb des verwitterten Aalénienschiefers) gestaute Wasser wirkt wie ein Schmiermittel und verursacht die temporäre Beschleunigung (Reaktivierung) (GEOTEST AG, 2014). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit gilt es herauszufinden, woher das Wasser in der Chratzera Rutschung stammt. Um diese Frage zu beantworten werden die folgenden Hypothesen geprüft:

- *Hypothese 1: Das Wasser in der Chratzera Rutschung (approximiert durch die Quellaustritte innerhalb der Rutschung) infiltriert im Bereich des zerklüfteten Eisensandsteins.*

Um dies zu klären, wurde nach der Kartierung des Untersuchungsgebiets ein Kilogramm Uranin in eine Spalte des zerklüfteten Eisensandsteins injiziert. Anschliessend wurden während zwölf Wochen 25 Quellen innerhalb und ausserhalb der Chratzera Rutschung beprobt.

- *Hypothese 2: Das Wasser fliesst sowohl im Eisensandstein als auch im Aalénienschiefer entlang präferentiellen Fliesswegen.*

Falls das Uranin sowohl im Eisensandstein als auch im Aalénienschiefer entlang präferentiellen Fliesswegen fliesst, ist zu erwarten, dass sich wenige Wochen/Monate nach der Injektion im Eisensandstein Uranin im Wasser der Quellen innerhalb der Chratzera Rutschung nachweisen lässt. Um dies herauszufinden wurden 34-mal Wasserproben entnommen (1. Juli 2017 bis 19. Oktober 2017) und mindestens alle zwei Wochen ein ganzes Probeset im Labor auf Uranin getestet (zu Beginn mehrmals pro Woche).

- *Hypothese 3: Die Quellen unterscheiden sich bezüglich dem Gehalt an frisch infiltriertem Niederschlagswasser, ihrer Reaktion auf Wetteränderungen und bezüglich der Gesteine, die das Wasser vorher durchflossen hat.*

Um dies zu klären wurden die elektrische Leitfähigkeit, der Abfluss und die Wassertemperatur an den 25 Quellen regelmässig gemessen (34-mal pro Quelle). Zudem wurde die isotopische Zusammensetzung am 11. August 2017 (nach Niederschlagsereignis) und am 19. Oktober 2017 (nach Trockenperiode) analysiert und die chemische Zusammensetzung aller Proben vom 19. Oktober 2017 untersucht. Die Resultate wurden kombiniert und die Quellen in Typen zusammengefasst, innerhalb deren sich die Quellen sehr ähnlich verhalten und sich gleichzeitig möglichst fest von den Quellen anderer Typen unterscheiden.

- *Hypothese 4: Die Analyseresultate der Quellen innerhalb der Chratzera Rutschung unterscheiden sich signifikant von den Quellen ausserhalb der Rutschung.*

Diese Hypothese beruht auf der Annahme, dass die Quellen innerhalb der Rutschung, im Gegensatz zu den anderen Quellen, tiefes Grundwasser führen, das den Eisensandstein durchflossen hat. Diese Annahme wurde durch statistische Auswertung der Analysedaten (vgl. Hypothese 3) geprüft.

Die Erkenntnisse können einen wichtigen Beitrag zum besseren Verständnis des Hanges und der Vorgänge, die zu einer Reaktivierung der Chratzera Rutschung führen, leisten. Dies wiederum ist die Grundlage um geeignete Gegenmassnahmen zu treffen und damit die Sanierungskosten für zerstörte Infrastruktur, welche heute von der Gemeinde und den Grundstücksbesitzern getragen werden müssen, in der Zukunft zu senken.

1.2 Aufbau der Arbeit

Dem einführenden Kapitel folgt eine Aufbereitung der theoretischen Grundlagen (Kapitel 2). Innerhalb dieses Kapitels werden zuerst die grundlegenden Begriffe und Untersuchungsmethoden von Rutschungen vorgestellt (Kapitel 2.1 und 2.2) und dann die in dieser Arbeit verwendeten Methoden in Kapitel 2.3 (Tracer) und 2.4 (Typisierung der Quellen) detaillierter besprochen. In Kapitel 3.1 wird der Untersuchungsperimeter gezeigt und ein Überblick über die Geologie (3.2) und die bisherigen Untersuchungen am Südhang von Grindelwald (3.3) gegeben. Des Weiteren werden die Witterungsbedingungen im Sommer 2017 kurz kommentiert (Kapitel 3.4). Die verwendeten Methoden und Resultate werden in Kapitel 4 und 5 vorgestellt und in Kapitel 6 diskutiert. Innerhalb dieser Kapitel werden die Kartierung, der Tracerversuch mit Uranin und die Wasserproben (physikalische Parameter, isotopische und chemische Analyse) in den jeweiligen Unterkapiteln separat dargestellt. Im Kapitel 6.3.4 werden die Resultate der einzelnen Methoden miteinander verknüpft und die Quellen typisiert. Im Kapitel 7 werden die neuen Erkenntnisse über den Hang und die Chratzera Rutschung zusammengefasst und die in Kapitel 1.1 aufgestellten Hypothesen bestätigt oder verworfen.



Abbildung 1: Blick von der Pflingstegg Richtung Chratzera Rutschung (rot) (Foto: H. Kienholz)

2 Theoretische Grundlagen

2.1 Rutschungen

2.1.1 Definition und Klassifizierung von Rutschungen

Rutschungen (oder Gleitprozesse) sind definiert als hangabwärts gerichtete, einer Gleitfläche folgende Bewegungen von Fest- und Lockergestein sowie Bodenmaterial (BAFU, 2016). Rutschungen sind eine Untergruppe der Massenbewegungen (engl. “landslide”), welche auch Sturzprozesse (z. B. Stein- und Blockschlag, Felssturz) und Fliessprozesse (Hangmuren und Murgänge) umfasst (BAFU, 2016). Eine viel verwendete Klassifikation von Massenbewegungen stammt von Varnes (Abbildung 2). Sie unterteilt Massenbewegungen nach Bewegungs- und Materialtyp. Die beste Annäherung für das deutsche Wort Rutschung nach dieser Klassifikation wäre “earth (block) slide” oder “earth slump”.

TYPE OF MOVEMENT			TYPE OF MATERIAL		
			BEDROCK	ENGINEERING SOILS	
				Predominantly coarse	Predominantly fine
FALLS			Rock fall	Debris fall	Earth fall
TOPPLES			Rock topple	Debris topple	Earth topple
SLIDES	ROTATIONAL	FEW UNITS	Rock slump	Debris slump	Earth slump
	TRANSLATIONAL		Rock block slide	Debris block slide	Earth block slide
			MANY UNITS	Rock slide	Debris slide
LATERAL SPREADS			Rock spread	Debris spread	Earth spread
FLOWS			Rock flow (deep creep)	Debris flow (soil creep)	Earth flow
COMPLEX			Combination of two or more principal types of movement		

Abbildung 2: Klassifikation von Massenbewegungen (engl. “landslides”) nach Varnes (1978)

Rutschungen können aufgrund ihrer Geometrie in Translations- und Rotationsrutschungen unterteilt werden (Abbildung 3). Translationsrutschungen (Abbildung 3A&B) bewegen sich entlang vorgegebener, planarer Trennflächen, wie u. a. der Schichtung, dem Kontakt zwischen hartem Untergrund und darüberliegendem Lockermaterial oder anderen Schwächezonen (Gangopadhyay, 2013). Rotationsrutschungen (Abbildung 3C) entstehen eher im homogenen Untergrund und weisen eine annähernd kreisförmige Gleitfläche und eine wenig zerstörte Rutschmasse auf (Prinz und Strauss (2006), Coduto et al. (2011)). Besonders häufig entstehen sie in tonigem und siltigem Lockermaterial und bilden oben Nackentälchen und unten einen Stauchwulst (BAFU, 2016). Entwickelt sich die Rotationsrutschung im verwitterten Material oberhalb einer festeren Schicht, ist die Gleitfläche zwar rund, aber abgeflacht (vgl. Abbildung 3D) (Prinz und

Strauss, 2006). Dominiert in einer Rutschung weder die Rotations- noch die Translationskomponente, wird sie als “compound slide” bezeichnet, ist eine Abgrenzung gegenüber Sturz- und Gleitprozessen nicht möglich als “complex slide” (Coduto et al., 2011).

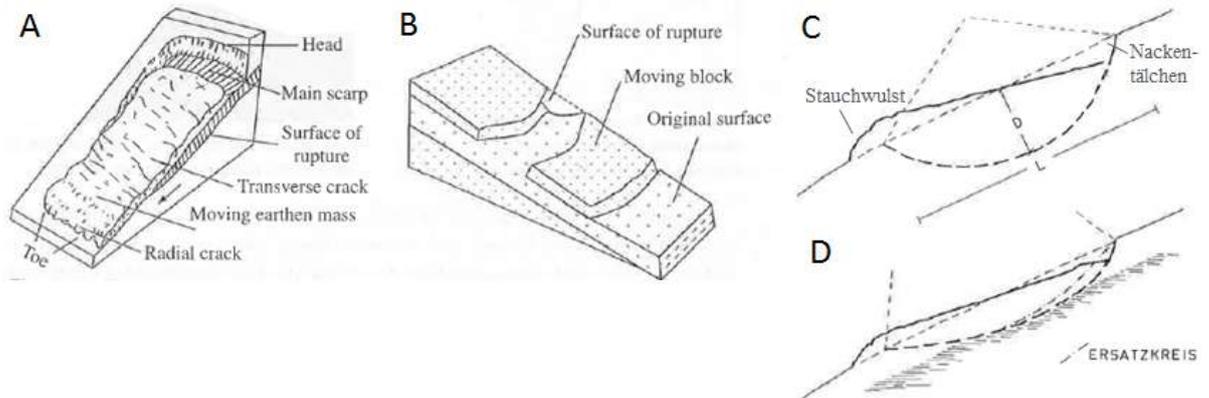


Abbildung 3: Rutschungstypen: Translationsrutschungen (A und B) (Gangopadhyay (2013), Abbildung 21.8, 21.9), Rotationsrutschungen (C und D) (Prinz und Strauss (2006), Abbildung 15.15, leicht ergänzt)

In der Schweiz werden Rutschungen aufgrund ihres Bewegungsmusters in spontane Rutschungen und permanente Rutschungen (mit oder ohne aktive Phase) unterteilt. Unter spontanen Rutschungen werden Rutschungen verstanden, die plötzlich und ohne Vorwarnung entstehen (BAFU, 2016). Im Gegensatz dazu gleiten permanente Rutschungen über eine lange Zeitperiode (BAFU, 2016). Dabei kann die Verschiebungsgeschwindigkeit entweder konstant sein (ohne aktive Phasen) oder sprunghaft ab- und zunehmen (d. h. mit aktiven Phasen) (BAFU, 2016). Beschleunigt sich eine alte oder langsame Rutschung, spricht man von einer Reaktivierung (BAFU, 2016). Die unterschiedlichen Bewegungsmuster sind in Abbildung 4 dargestellt.

Zur genaueren Beschreibung wird die Mächtigkeit des Rutschkörpers angegeben (BAFU, 2016):

- flachgründig: 0 - 2 m
- mittelgründig: 2 - 10 m
- tiefgründig: 10 - 30 m
- sehr tiefgründig: > 30 m

Sehr tiefreichende (bis 100 m) Kriech- und Scherbewegungen in Gleitzonen oder entlang Trennflächen rufen an der Oberfläche Phänomene wie Zerrspalten, Hangzerreissungsklüfte, Doppelgrate und Nackentälchen hervor (Prinz und Strauss, 2006). Sie wurden historisch mit den Begriffen Bergzerreissung, Talzuschub oder Sackung beschrieben (Prinz und Strauss, 2006) (siehe auch Abbildung 5). Eine Übersicht über die uneinheitliche Verwendung dieser Begriffe geben

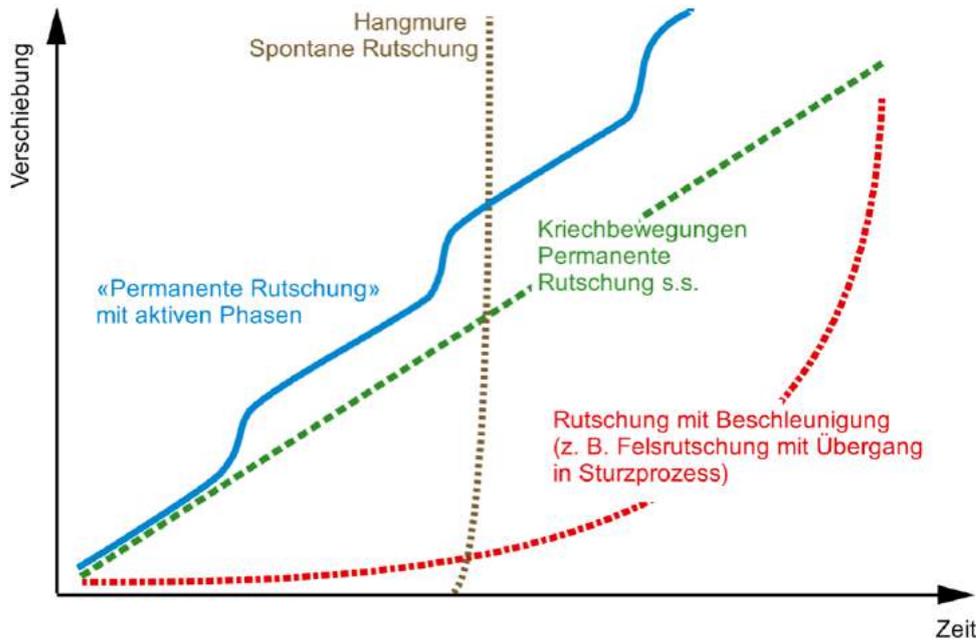


Abbildung 4: Rutschungstypen nach BAFU (2016)

Moser et al. (2017) und schlagen vor, künftig den Begriff “tiefgreifende Hangdeformation¹” zu benutzen, da dieser nicht nur einzelne Phänomene beschreibt und keine Spekulation über den ursächlichen Prozess erfordert (kriechen oder gleiten). Moser et al. (2017) finden beim Vergleich diverser tiefgreifender Hangdeformationen im Alpenraum eine Häufung von SW exponierter, tiefgreifend verwitterter und aufgelockerter Hänge mit deutlicher Festigkeitsanisotropie und sehr kleinen Trennflächenabständen (zwischen Schichtung, Schieferung und Klüftung). Ebenfalls typisch ist eine Hangneigung von 25° (Moser et al., 2017). Drei von vier tiefgreifenden Hangdeformationen liegen gemäss Moser et al. (2017) in metamorphem Gestein und 18 % in sedimentären Abfolgen (Moser et al., 2017). Die Bewegung tiefgreifender Hangdeformationen liegt im Bereich von einigen Zentimetern pro Jahr und kann seit dem Spätglazial (10 - 15'000 Jahre vor heute) bestehen (Moser et al., 2017), möglicherweise auch seit viel früher.

Ein lokales Beispiel für eine permanente Rutschung ist die Gryfenbachrutschung im Lauterbrunnental: Sie bewegt sich nach der Schneeschmelze innerhalb zwei bis drei Monaten um 1 - 5 cm (in Wintern mit rascher und später Schneeschmelze bis zu zehn Mal mehr) (GEOTEST AG, 2007). Der Gleithorizont liegt in 10 - 100 m Tiefe, am Übergang vom zerklüfteten Fels (Dogger u. a. Eisensandstein) zum undurchlässigen Moränenmaterial (GEOTEST AG, 2007). Typischerweise bewegt sich die Masse relativ gleichmässig, weshalb die meisten Schäden in den Randbereichen zu verzeichnen sind (GEOTEST AG, 2007). Wie in vielen permanenten Rutschungen ist auch in der Gryfenbachrutschung das Risiko eines katastrophalen Ereignisses (grosse Spontanrutschung) sehr gering (GEOTEST AG, 2007).

¹ Engl. “deep seated gravitational slope deformation” (DSGSD).

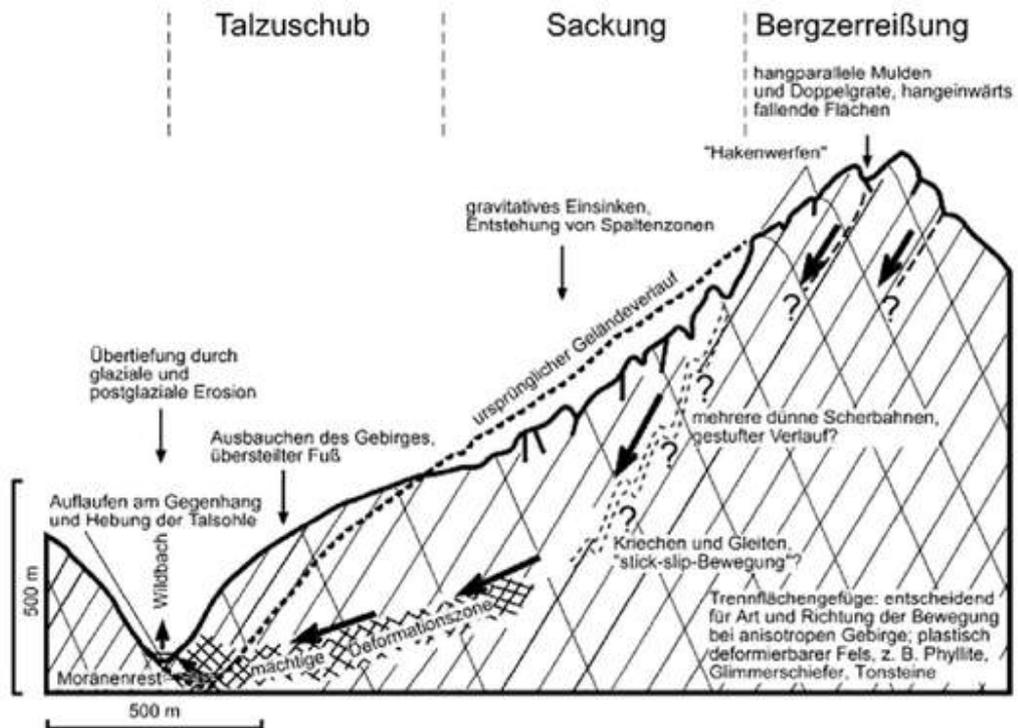


Abbildung 5: Schematische Darstellung morphologischer Phänomene und Kennzeichen einer grossflächigen, tiefgreifenden Hangdeformation im Finalstadium bei überwiegend einheitlich kompetentem, anisotropischem Gebirge (überhöhte Darstellung). Abbildung aus Weidner (2000) zit. in Moser et al. (2017), Abb.2.

2.1.2 Disposition und Auslöser von permanenten Rutschungen

Eine Rutschung entsteht dann, wenn die treibenden Kräfte (engl. "destabilizing forces") grösser sind als die rückhaltenden Kräfte (engl. "resistant forces"). Die treibenden Kräfte setzen sich zusammen aus dem Gewicht, das parallel zur Gleitfläche wirkt, dem Porenwasserdruck, der auf die potentielle Gleitfläche wirkt, und der statischen² oder dynamischen externen Auflast (De Vallejo und Ferrer, 2011). Zu den rückhaltenden Kräften gehören das Gewicht, das normal zur Gleitfläche wirkt, die Scherfestigkeit des Bodens (bestehend aus Kohäsion und Reibungswinkel) und den stabilisierenden externen Kräften³ (De Vallejo und Ferrer, 2011). Die Ursachen von Rutschungen können immer auf diese Kräfte, respektive die Änderung dieser Kräfte, zurückgeführt werden. Dabei wird zwischen der Grunddisposition und der variablen Disposition eines Hanges und den auslösenden Faktoren einer Rutschung unterschieden (Abbildung 6). Als Grunddisposition wird die Kombination der über längere Zeiträume konstant bleibenden Eigenschaften eines Hanges bezeichnet (Kienholz et al., 1998). Die Grunddisposition für permanente

² Beispielsweise ein Haus im Hang.

³ Beispielsweise eine Aufschüttung am Hangfuss.

Rutschungen ist primär durch die Geologie resp. die geotechnischen Parameter des Materials, die hydrologischen Eigenschaften und die Geometrie (Exposition und Reliefenergie) gegeben (Tobler und Graf, 2016). Die variable Disposition bezeichnet saisonal oder im Tagesverlauf ändernde Grössen (u. a. Vegetationszustand) (Kienholz et al., 1998). Ein typisches Beispiel für die variable Disposition in permanenten Rutschungen ist der, aufgrund saisonaler Schwankungen, ändernde Porendruck (Tobler und Graf, 2016). Auslösende Faktoren sind plötzlich eintretende Ereignisse, die das Gleichgewicht zwischen treibenden Kräften und rückhaltenden Kräfte kurzfristig aus der Balance bringen, womit die Masse in Bewegung gerät. Auslösende Faktoren für die Reaktivierung permanenter Rutschungen sind oft langanhaltende Niederschläge oder eine rasche Schneeschmelze (Tobler und Graf (2016), Parriaux et al. (2010)). Der Wassereintrag hat zwei Hauptwirkungen: Einerseits wird der Porenwasserdruck erhöht, weshalb das darüberliegende Gewicht nicht mehr von den Gesteinspartikeln übernommen und das Gewicht normal zur Gleitfläche entsprechend verringert wird (verminderte rückhaltende Kraft), andererseits reduziert das Wasser den Reibungswinkel und die Kohäsion im Lockermaterial (kleinere rückhaltende Kraft). Besonders tonhaltige Materialien ändern ihre geotechnische Eigenschaften mit dem Wassergehalt stark und können wie ein Schmiermittel wirken (Prinz und Strauss, 2006).

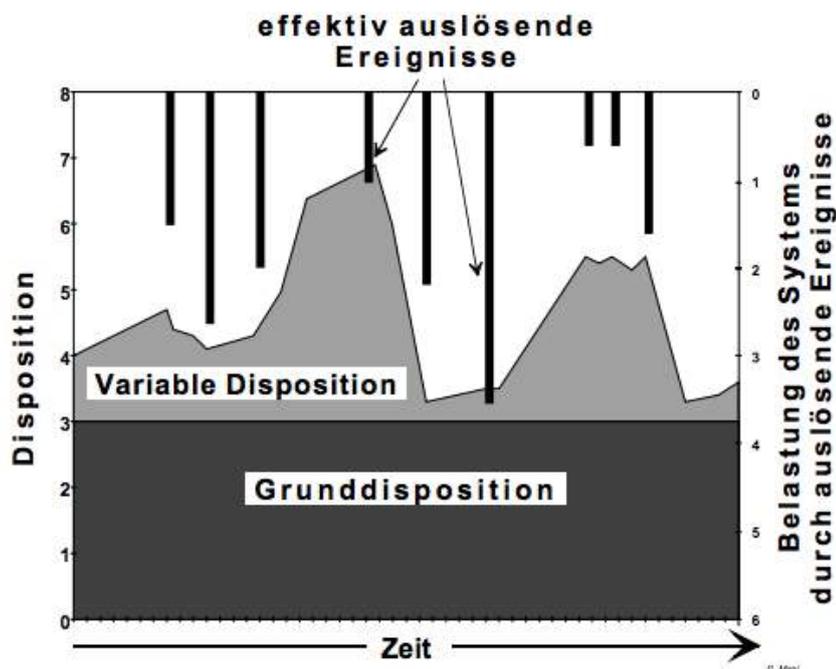


Abbildung 6: Disposition und auslösende Ereignisse von Naturgefahren. Aus Kienholz et al. (1998) Abbildung 2. Bei geringer Disposition (Grunddisposition und variable Disposition) muss der Auslöser stärker sein, als bei grosser Disposition, um ein Ereignis auszulösen.

Die Hydrologie in Rutschungen ist oft sehr komplex. Vorhandene Diskontinuitäten und ein tiefer Speicherkoeffizient führen zu raschen hydrogeologischen Reaktionen (Parriaux et al., 2010). Oft variiert die Durchlässigkeit in Rutschungen sowohl lateral als auch vertikal stark (Parriaux et al., 2010) und entsprechend häufig besteht eine Stauschicht, die oben beschriebene Mechanismen begünstigt (reduzierter Reibungswinkel und Kohäsion sowie geringes Gewicht normal zur Gleitfläche = geringere rückhaltende Kräfte). Zudem kann sich die Durchlässigkeit durch die Rutschbewegung verändern: Während im oberen Bereich durch die Bildung von Zugrissen die Durchlässigkeit höher wird, wird die Porosität, und damit die Durchlässigkeit, im gestauchten Bereichen kleiner und folglich der Porenwasserdruck grösser (Parriaux et al., 2010).

2.2 Untersuchung von Rutschungen

Das nachfolgende Kapitel gibt, ohne Vollständigkeit anzustreben, einen Überblick darüber, anhand welcher Methoden Rutschungen untersucht werden können. Der Fokus liegt auf jenen Verfahren, die bei der Chratzera Rutschung angewendet wurden (Kapitel 3.3). Die Methoden sind nach ihrem Hauptverwendungszweck (Untersuchung des Untergrunds, Bewegungsmessung und Bestimmung der Fliesswege) grob gegliedert, obwohl diese Zuteilung nicht eindeutig ist. So wird Geophysik hauptsächlich verwendet um die Schichtgrenzen zu ermitteln, lässt aber auch Rückschlüsse auf den Wassergehalt und damit die Fliesswege zu. Hinzu kommt, dass keine der vorgestellten Methoden, isoliert verwendet, aussagekräftige Resultate liefern kann. Ausilio und Zimmaro (2017) betonen ausdrücklich, wie wichtig die Kombination von herkömmlichen geotechnischen Untersuchungen und modernen Ansätzen ist: Während mit einem Bohrloch und einem Inklinometer die lokale Stratigraphie und der Gleithorizont sehr detailliert analysiert werden kann, werden beispielsweise mit Geophysik oder SAR-Geländeaufnahmen Aussagen in räumlich und zeitlich grösseren Skalen möglich (Ausilio und Zimmaro, 2017).

2.2.1 Kartierung

Vor der Feldbegehung einer Rutschung sind Satellitenbilder, Orthophotos (Gangopadhyay, 2013), topographische und geologische Karten sowie vorhandene Gefahrenkarten eine wichtige Informationsgrundlage (Prinz und Strauss, 2006). Feldbegehungen sind unentbehrlich, um die lokalen Verhältnisse zu erfassen (Gilli et al., 2013). Im Feld werden der Rutschungstyp und die Grenzen der Rutschungen erfasst, aber auch kleinere Strukturen wie z. B. Risse im Boden, Stauchwülste oder Hinweise auf ältere Rutschungen wie Vegetationsänderungen oder Säbelwuchs aufgenommen (Gangopadhyay (2013), Hunt (2005)). Ziele der geologischen Kartierung sind Erkennen und Einzeichnen von geologischen Formationen und Gesteinsarten, Verwitterungshinweisen, Bodenbedeckung, Quellen, Höhlen und von strukturgeologischen Merkmalen (Einfallswinkel, Einfallrichtung, Brüche, Scherzonen etc.) (Gilli et al., 2013). Die geologische Kartierung sollte über

das Untersuchungsgebiet hinausgehen (Gilli et al., 2013). Ein digitales Höhenmodell resp. eine Reliefschattierung bildet eine wichtige Grundlage zur geomorphologischen Kartierung (BAFU, 2016). Die Verwendung eines GPS ist sinnvoll, wenn dichte Vegetation die Lokalisierung und Orientierung erschwert (Gilli et al., 2013).

2.2.2 Untersuchung des Untergrunds

Sondierbohrung

Bohrlöcher bieten lokal sehr detaillierte Information zu vorhanden Gesteinstypen, ihrer Tiefe und ihrer geotechnische Eigenschaften (BAFU, 2016). Neben den Bohrkernen sind die Beobachtungen des Bohrmeisters von grosser Relevanz (z. B. Bohrgeschwindigkeit, Verlust der Spülflüssigkeit, Wassereindringen) (Gilli et al., 2013). Zusätzliche Details können durch weiterführende Untersuchungen gewonnen werden (u. a. Temperaturprofile, optische, akustische oder elektrische Aufnahmen) (Fitts, 2013). Später können Bohrlöcher zudem für Piezometer- oder Inklinometermessungen genutzt werden (BAFU, 2016) (Details weiter unten).

Geophysik

Untersuchungen mit Geophysik ermöglichen relativ kostengünstig, grossflächige, aber nicht sehr detaillierte Information über den Untergrund zu erhalten, ohne dabei den Boden zu zerstören (Link, 2008). Sie eignen sich als Ergänzung zu detaillierten Beprobungspunkten, da sie Hinweise über den Verlauf der Schichten zwischen den Punkten geben (“guided interpolation”) (Link, 2008). McGuffey et al. (1996) zählen Geoelektrik, Elektromagnetik, Seismik und Bodenradar (engl. “ground penetration radar”, kurz GPR) zu den wichtigsten geophysikalischen Untersuchungen. Ihre Anwendung im Zusammenhang mit Rutschungen oder Hydrologie wird im folgenden Abschnitt kurz zusammengefasst. Das Grundprinzip, die Weiterverarbeitung der Rohdaten und die Interpretation dieser und anderer geophysikalischer Methoden sind in Link (2008) ausführlich erklärt. In McGuffey et al. (1996) finden sich insbesondere Information zu den Grenzen der Anwendbarkeit dieser Methoden.

In der Refraktionsseismik werden durch Erschütterung (Hammerschlag, Sprengung) seismische Wellen ausgelöst, deren Ankunftszeit von Geophonen an der Oberfläche registriert wird und im Seismographen gespeichert wird (Link, 2008). Refraktionsseismik eignet sich um die Tiefe der Schichtgrenzen, den Übergang zum Fels und den Wasserspiegel zu detektieren (McGuffey et al., 1996). Die Reflexionsseismik empfiehlt sich besonders für die Erkundung von gesättigten, feinkörnigen Material (Link, 2008).

Bei der Geoelektrik (engl. “Electrical Resistivity Tomography”, kurz ERT) wird vom elektrischen Widerstand im Untergrund auf die vorhandenen Gesteinsschichten geschlossen (Prinz und Strauss, 2006). Der elektrische Widerstand hängt einerseits vom Material ab (Sediment, Fels,

Luft, ...) und andererseits von der Wassersättigung, der chemischen Zusammensetzung des Porenwassers, der Temperatur und der Struktur des Porenvolumens (Kneisel und Hauck, 2008). Geoelektrik eignet sich daher um oberflächennahe Unterschiede in Lithologie und Wassersättigung aufzuzeigen (Grandjean et al., 2011). Unter Umständen ist es auch möglich Auflockungszonen oder Karsthohlräume sichtbar zu machen (Prinz und Strauss, 2006). In den letzten Jahren wurden diverse Studien publiziert, in denen ERT über eine längere Zeit (Stunden bis Monate) auf einer Rutschung installiert wurde, um die Speicherung und Fliesswege des Wassers zu analysieren (z. B. Gance et al. (2016), Travelletti et al. (2012)). Travelletti et al. (2012) gelang es, durch ein Beregnungsexperiment auf einer Rutschung, mit permanent installiertem ERT die Infiltration, das Fliessen an der Grenze zwischen dem Ablagerungsmaterial und dem anstehenden Mergel und präferentielle Fliesswege im Hangfuss sichtbar zu machen. Gance et al. (2016) listen viele nicht-hydrologische Gründe auf, warum die Leitfähigkeit in einer Rutschung sich über längere Zeit verändern kann und dokumentieren den grossen Effekt, den der Wärmeaustausch zwischen Grund-, Boden- und Regenwasser besonders in tonigem Untergrund auf die elektrische Leitfähigkeit haben kann.

Mit dem hochauflösenden GPR kann der Grundwasserspiegel lokalisiert werden, allerdings nur solange der Untergrund trocken ist und keine Tonschicht vorhanden ist (Hölting und Coldewey, 2013). Nach Prinz und Strauss (2006) ist die gleichzeitige Verwendung von mehreren geophysikalischen Methoden oft sinnvoll.

2.2.3 Bewegungsmessung

Informationen zur (Oberflächen-)Bewegung einer Rutschung können sowohl durch Berührungsmessungen (z. B. Distanzmessung, GPS, Inklinometer) oder berührungslose Messungen (z. B. Interferometrie) gewonnen werden.

Ein Beispiel für eine Berührungsmessung ist das wiederholte Messen der Distanz zwischen einem instabilen Punkt auf der Rutschung und einem Referenzpunkt auf stabilem Terrain (Prinz und Strauss, 2006) (mit Massband, Laser, etc.). Ein weiteres Beispiel ist das wiederholte Einmessen mit GPS oder Tachymetern. Inklinometer bieten bei kleinen Bewegungsraten eine gute Alternative und identifizieren gleichzeitig die Tiefe der Gleitschicht (Prinz und Strauss, 2006). Inklinometersonden werden wiederholt an einem Kabel in ein installiertes, flexibles Rohr eingelassen und messen alle paar Dezimeter die Abweichung vom Lot. Da bei starker Krümmung des Rohrs die Inklinometersonde nicht durchgeschoben werden kann, können bei grossen Bewegungsraten permanent installierte Inklinometer (viele verbundene Inklinometer-Sonden) eingesetzt werden (Hunt, 2005). Diese Standard-Methoden sind günstig und effizient und werden daher oft angewendet (z. B. GEOTEST AG (2014), Ausilio und Zimmaro (2017), Rumpf et al. (2012), Grandjean et al. (2011)).

Die berührungslose Vermessung von Massenbewegungen kann durch den Vergleich von digitalen Höhenmodellen oder Orthophotos (Photogrammetrie) unterschiedlichen Alters erfolgen (Prinz und Strauss, 2006). Der grosse Vorteil dieser Methode ist die grosse Flächenabdeckung, welche besonders bei unbekannter Ausdehnung und Intensität der Bewegung wichtig ist (BAFU, 2016). Beispielsweise ermöglicht ein Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) durch den Vergleich von zwei zeitlich verschoben Satellitenbildern des selben Orts (aufgenommen mit SAR-Technik), Bewegungen der Erdoberfläche im Millimeterbereich zu erfassen (Pritchard, 2006). Dabei wird lediglich die Differenz in der Phasenkomponente der beiden Radaraufnahmen analysiert (das namensgebende Interferogramm) (Pritchard, 2006). Ein Beispiel für die Verwendung von InSAR bei Rutschungen geben Handwerger et al. (2013), die damit die Bewegung von zehn permanenten Rutschungen (Bewegungsraten von 0.18 bis 1.8 m/Jahr) analysierten. Dank der Nutzung zweier Satelliten konnte alle 30 bis 46 Tage eine komplette Aufnahme aller zehn Rutschungen gemacht und die Bewegungsrate ermittelt werden (Handwerger et al., 2013). Ausilio und Zimmaro (2017) verwendeten Permanent Scatterer Interferometry (PSInSAR), eine Weiterentwicklung von InSAR, um mit Satellitendaten von 1993 bis 2011 das Bewegungsfeld einer komplexen Rutschung (Gimigliano landslide in Norditalien) über die Zeit zu erfassen.

2.2.4 Bestimmung der Fliesswege

Der Grundwasserfluss in einer Rutschung kann entweder indirekt über die Messung des hydraulischen Potentials oder direkt mit Tracerversuchen untersucht werden (Parriaux et al., 2010). Details zur Verwendung von Tracern in der Hydrogeologie finden sich im nächsten Kapitel.

Durch Messung des Wasserspiegels (hydraulisches Potential) in Bohrlöchern kann der hydraulische Gradient⁴, und damit auch die Fliessrichtung des Wassers, bestimmt werden (Wasser fliesst zum kleineren hydraulischen Potential). Da der Schichtaufbau in Rutschungen oft heterogen ist und mehrere Grundwasserleiter bestehen können, sollten in einem Bohrloch mehrere isolierte Mikropiezometer eingebaut werden (Parriaux et al., 2010). Da herkömmliche Piezometer durch grosse Bewegung abgeschert werden können, bieten sich in Rutschungen piezoelektrische Drucksonden als gute Alternative an (Parriaux et al., 2010).

Die Fliesswege hängen auch von der hydraulischen Leitfähigkeit [m/s] der unterschiedlichen Schichten ab. Die Leitfähigkeit kann mit hydraulischen Versuchen in Bohrlöchern ermittelt werden, wobei ein teilweise perforiertes Rohr verwendet werden kann, um eine spezifische Schicht zu testen (Parriaux et al., 2010). Dafür kann z. B. der Wasserstand im Bohrloch kurzfristig um ein paar Dezimeter geändert werden (Wasser Entnahme = Slug-Test, Wasser Hinzugabe = Bail-Test) (Moore, 2012). Durch die Zeit, die zur Rückbildung zum ursprünglichen Wasser-

⁴ Der hydraulische Gradient bezeichnet die Differenz der Wasserspiegelhöhen (hydraulisches Potential auf der Höhe des Rohrendes) dividiert durch den Abstand zwischen den Bohrlöchern Hunt (2005)

stand benötigt wird, kann die Transmissivität⁵ bestimmt werden (Moore, 2012). Wird aus einem Bohrloch konstant Wasser gepumpt, kann durch die Beobachtung der Wasserstände in umstehenden Bohrlöchern die hydraulische Leitfähigkeit berechnet werden (Hölting und Coldewey, 2013) (Formeln in Hölting und Coldewey (2013), Kapitel 4.2.3)

2.3 Tracer in der Hydrogeologie

Flury und Wai (2003) definieren Tracer als eine Substanz in einem System, die experimentell gemessen wird, um Rückschlüsse auf die Prozesse im System ziehen zu können. Die Anwendung von Tracern in der Hydrogeologie reicht von der Bestimmung der Fliesswege, -geschwindigkeiten und -zeiten über die Quantifizierung des Zu- und Abflusses bis zur Beobachtung der Stoffverbreitung (Flury und Wai, 2003). Generell werden zwei Arten von Tracer unterschieden: Während natürliche Tracer per Definition ohnehin im Wasser enthalten sind, werden künstliche Tracer im Rahmen eines Versuchs absichtlich ins System eingefügt (Leibundgut et al., 2009). Als künstliche Tracer werden in der Hydrogeologie am häufigsten fluoreszierende Stoffe (z. B. Eosin, Uranin und Rhodamin), Salze (z. B. Chlorid, Bromid) oder Partikeltracer (z. B. gefärbte Sporen, Bakterien) verwendet (Benischke et al., 2007). Fluoreszierende Tracer absorbieren Licht mit einer bestimmten Wellenlänge und emittieren es mit einer grösseren Wellenlänge wieder, was als Fluoreszenz wahrgenommen wird (Benischke et al., 2007). Sie eignen sich hervorragend als Tracer, da sie natürlicherweise im Wasser nicht vorhanden sind und eine tiefe Nachweisgrenze haben. Ausserdem sind sie wasserlöslich, nicht reaktiv, nicht-toxisch und preiswert (Benischke et al., 2007). Ein schwaches Sorptionsverhalten ist besonders bei langen Fliesswegen wichtig. Für den im Rahmen dieser Masterarbeit durchgeführte Tracerversuch wurde Uranin verwendet, weshalb es in Kapitel 2.3.1 ausführlich behandelt wird. Von den natürlichen Tracern werden vor allem die stabilen Isotope (z. B. ^2H , ^{13}C , ^{18}O) und die radioaktive Isotope (z. B. ^3H , ^{14}C) benutzt, aber auch Edelgase, die chemische Zusammensetzung (z. B. Schwermetalle, Silikate), die elektrische Leitfähigkeit und die Wassertemperatur sind natürliche Tracer (Leibundgut et al., 2009). Die ^{18}O - und ^2H -Konzentration im Quellwasser wird im Rahmen dieser Arbeit als natürlicher Tracer benutzt, weshalb ihre Verwendung in der Hydrogeologie im Kapitel 2.3.2 ausführlich besprochen wird. Eine übersichtliche Liste der hydrologischen Tracer findet sich in der Tabelle 2.2 in Leibundgut et al. (2009). Häufig entsteht durch die Kombination von natürlichen und künstlichen Tracern ein grosser Informationsgewinn, da durch erstere grossräumige und langfristige Prozesse untersucht werden können, während mit letzteren eine spezifische Frage beantwortet werden kann (Schudel et al., 2002).

⁵ Transmissivität = hydraulische Leitfähigkeit * Mächtigkeit des Aquifers

2.3.1 Eigenschaften und Analyse von Uranin

Uranin ($C_{20}H_{10}Na_2O_5$) (Synonym: Natrium-Fluoreszein⁶; Achtung Verwechslungsgefahr mit Fluoreszein $C_{20}H_{12}O_5$ (Käss, 2004)) gehört zu den grün fluoreszierenden Tracern (engl. “fluorescent dyes”) und hat den international anerkannten Color Index 45350 (Acid Yellow 73) (Aley, 2008). Mit abnehmender Konzentration färbt sich Uranin von rot, über gelbgrün zu grün (Käss, 2004). Leibundgut et al. (2009) bezeichnen Uranin als den optimalen Tracer für hydrologische Untersuchungen, während Käss (2004) die Eignung für Tracerversuche im Grundwasser und für lange Fließwege hervorhebt. Nach Parriaux et al. (2010) ist die künstliche Markierung in Rutschungen mit Probenahmen am Abfluss zwar hilfreich, aber durch die oft geringe Durchlässigkeit stark eingeschränkt und setzt daher eine gute hydrogeologische Voruntersuchung voraus.

Ein Beispiel aus der Literatur für die Verwendung von Uranin zum besseren Verständnis der hydrogeologischen Eigenschaften einer Rutschung geben Binet et al. (2007): Sie untersuchten mit Uranin den hydrogeologischen Einfluss einer Gleitschicht in einer kleinen, oberflächlichen Rutschung in fluvioglazialen Ablagerungen am Fusse der tiefgründigen La Clapière Rutschung (FR). Aus Untersuchungen mit Geoelektrik, natürlichen Tracern und topometrischen Methoden war die Gleitschicht bereits bekannt (Binet et al., 2007). 40 m³ Wasser wurden innerhalb fünf Stunden in die Rutschung eingespeist, wovon in den ersten 15 Minuten Uranin zugegeben wurde (Binet et al., 2007). Das Uranin erschien nach 90 Minuten bei der untersten Quelle (Binet et al., 2007). An Stellen im Hang, an denen die Gleitschicht an die Oberfläche kam, wurde das Uranin ebenfalls sichtbar (Binet et al., 2007). Die Forscher bestätigten damit, dass die Gleitfläche einen drainierenden Effekt hat.

Beprobungsmethoden

Uranin kann sowohl kumuliert in Aktivkohlesonden oder diskret in Wasserproben oder kontinuierlich mit einem Feld-Fluorometer analysiert werden (Benischke et al., 2007).

Aktivkohlesonden (Abbildung 7) sind Nylonbeutel mit Aktivkohle in Granulatform, das fluoreszierende Tracer adsorbieren kann (Wernli, 2011). Aktivkohlesonden können von wenigen Tagen bis zu mehreren Wochen im Wasser gelassen werden, wobei eine Expositionszeit von einer Woche üblich ist, bei sauberem Wasser auch etwas länger (Aley, 2008). Nach ein- bis zweiwöchiger Expositionszeit ist das Uranin zwischen 400fach (Aley, 2008) respektive 500fach bis 1000fach aufkonzentriert gegenüber der mittleren Konzentration (Wernli (2011), Schudel et al. (2002), Leibundgut et al. (2009)). Allerdings kann die Adsorption von organischen Stoffen zu hohen Hintergrundwerten führen, welche die tiefere Nachweisgrenze, die durch die Aufkonzentrierung

⁶ Engl.: fluorescein, sodium fluorescein, uranine, Fluoresceom LT

entsteht, zunichtemachen (Schudel et al., 2002). Aktivkohlesonden haben zudem den Vorteil, dass abgelegene Orte beprobt werden können, weniger Feldbegehungen nötig sind (Aley, 2008) und kurze Farbdurchgänge nicht verpasst werden (Wernli, 2011).



Abbildung 7: Aktivkohlesonde und Conductimeter (WTW Cond 330i)

Die Probenahme bei der Analyse mit Wasserproben ist zwar enorm zeitaufwändig, dafür können eine Tracer-Durchflusskurve erstellt und quantitative Angaben, z. B. zur Fließgeschwindigkeit, gemacht werden (Wernli (2011), Schudel et al. (2002)). Während Aley (2008) empfiehlt, die Analyse grösstenteils auf die Aktivkohlesonden zu stützen und die Wasserproben als Überprüfung der Resultate zu nutzen, empfehlen sowohl Wernli (2011) als auch Schudel et al. (2002), die Aktivkohlesonden lediglich als Ergänzung und Absicherung der direkten Beprobung mit Wasserproben zu nutzen. Aktivkohlesonden bieten sich ebenfalls als Rückversicherung an Stellen an, wo kein Tracerdurchfluss erwartet wird (Leibundgut et al., 2009).

Eine kontinuierliche Analyse der Uraninkonzentration mit einem Fluorometer mit Datenlogger ermöglicht zwar eine hohe zeitliche Auflösung, dafür weniger exakte Resultate und keine Wasserproben, die zu einem späteren Zeitpunkt weiterverwendet oder überprüft werden können (Benischke et al., 2007). Am häufigsten werden Fluorometer ergänzend zu den oberen Beprobungsarten eingesetzt, z. B. an Entnahmestellen, an denen ein Tracerdurchfluss erwartet wird und die Geräte vor Vandalismus geschützt werden können (Benischke et al., 2007).

Analyseverfahren

Die Anregungsfrequenz für die maximale Fluoreszenz von Uranin liegt bei 490 nm, die maximale Emissionsfrequenz bei 516 nm (Schudel et al., 2002). Die Analyse erfolgt mit einem Spektralfluorometer mittels Synchronscan-Verfahren (Doppelscanning) (Schudel et al., 2002).

Dabei wird das ganze Spektrum synchron mit einer Wellenlängendistanz von 25 nm gescannt (516 - 490) (Leibundgut et al., 2009). Das Verfahren ermöglicht präzisere Resultate und erlaubt zudem, im Falle eines Multitracerversuchs gleichzeitig mehrere Tracer zu identifizieren (z. B. Eosin und Uranin) (Leibundgut et al., 2009). Liegt die gemessene Fluoreszenz im Wellenlängenbereich von Uranin höher als der Hintergrundwert, kann die Uraninkonzentration der Probe berechnet werden. Uranin in Aktivkohlesonden werden ebenfalls mittels Spektralanalyse nachgewiesen (Schudel et al., 2002). Dazu wird die Sonde aufgeschnitten und zusammen mit einer Extraktionslösung (40 % Methylamin) zentrifugiert (Wernli, 2011). Die entstehende Lösung wird analog zu Wasserproben im Fluorometer analysiert.

Vorteile gegenüber anderen Tracern

Uranin hat die stärkste Fluoreszenz aller Stoffe (Käss, 2004). Die Nachweisgrenze liegt unter idealen Bedingungen (kleiner Messhintergrund) bei 0.001 ppm (Benischke et al., 2007). Uranin gilt als einer der Tracer mit der kleinsten Adsorptionsrate im basischen Milieu (Schudel et al., 2002). Uranin wird in tonigem, mergeligem oder siltigem Gestein nicht adsorbiert und kann besonders im kiesig-sandigen Untergrund grosse Strecken zurücklegen (Käss, 2004). Uranin gefährdet weder Mensch noch Umwelt (Benischke et al., 2007). Die Uraninkonzentration wird durch Biodegradation wenig bis gar nicht beeinflusst (Gutowski et al., 2015). Die Fluoreszenz ändert sich nicht mit der Temperatur (Smart und Laidlaw, 1977).

Nachteile gegenüber anderen Tracern

Gelöste Partikel, sichtbar als eine Trübung des Wassers, erhöhen den Messhintergrund: die Partikel können das Licht absorbieren oder ablenken, was die Fluoreszenz vermindert (Smart und Laidlaw, 1977). Helle Sedimentpartikel hingegen reflektieren das Licht und können eine "scheinbare Fluoreszenz" verursachen (Smart und Laidlaw, 1977). Beide Varianten erhöhen den Messhintergrund und damit auch die Nachweisgrenze. Bei der Analyse von grünen Tracern (z. B. Uranin) stellen die organischen Bestandteile im Wasser das weitaus grössere Problem dar: Organisches Material enthält fluoreszierende Strukturen, die mit einer maximalen Frequenz von 420 - 520 nm fluoreszieren und sich damit mit dem Fluoreszenzbereich von Uranin (Maximum 516 nm) überschneiden (Smart und Laidlaw, 1977). Beispielsweise liegt die maximale Fluoreszenz von frischem Kuhmist bei 480 nm, jene von Gülle bei 445 nm (Abdel-Samie, 1986). Beide fluoreszieren auch im Bereich der maximalen Fluoreszenz von Uranin (516 nm) (Abdel-Samie, 1986), was den Messhintergrund ebenfalls erhöht.

Ein weiterer gravierender Nachteil von Uranin ist, dass es durch Oxidierung (z. B. Chlor oder Ozon) und Licht irreversibel zerstört wird, was Uranin für Versuche an Oberflächengewässern tagsüber de facto unbrauchbar macht (Benischke et al., 2007). Der Zerfall ist schneller, je stärker und kurzweiliger das Licht ist: Der Zerfall unter einer 60-Watt Glühbirne ist ca. siebenmal kleiner als an einem sonnigen Tag unter freiem Himmel (Smart und Laidlaw, 1977). Nach ei-

ner Stunde Sonnenbestrahlung ist nach Aley 2002 (zit in. Aley (2008)), in Abhängigkeit der Ursprungskonzentration, lediglich noch 7 - 19 % des Uranins nachweisbar und nach drei Stunden nur noch weniger als 1 % (Nachweisgrenze bei 0.002 ppb). Durch die Verwendung von Braunglasflaschen kann die Halbwertszeit von Uranin von einem halben Tag auf fünf Tage erhöht werden (bei sonnenarmem Novemberwetter auf ostseitigem Fensterbrett) (Käss, 2004). Die Zerstörung durch Sonnenstrahlung führt zu strengen Restriktionen und Massnahmen während der Probenahme und der Lagerung der Proben (siehe Kapitel 4.3).

In potentiell saurem Gelände ist die Verwendung von Uranin kritisch: Erstens ist Uranin in saurem Milieu sorptiv und zweitens sinkt aufgrund von Strukturveränderungen die Fluoreszenz bei einem pH kleiner als 6.5 drastisch und ist bei einem pH kleiner als 4 nicht mehr vorhanden (Smart und Laidlaw, 1977). Der Prozess ist aber reversibel (Smart und Laidlaw, 1977). Eriksson et al. (1997) konnten dieses Verhalten im Labor und mit Feldversuchungen mit Uranin und Bromid bestätigen. Sie weisen auch darauf hin, dass dank der Alkalinität (Vermögen des Wassers pH-Änderungen zu puffern) der pH im Abfluss eines (streckenweise) sauren Bodens nicht zwingend in einem tiefen pH resultieren muss (Eriksson et al., 1997). Sowohl eine tiefe Alkalinität als auch ein zu tiefer pH in den zu beprobenden Quellen wären demnach Gründe, Uranin als Tracer auszuschliessen. Der Fluoreszenzverlust bei geringem pH ist vor allem mit Feldfluorometern ein Problem, denn Wasserproben und Aktivkohlesonden können vor der Analyse alkalisiert werden.

Auswertung der Durchgangskurve

Selbst bei einem idealen Tracer ist aufgrund der hydrodynamischen Dispersion zu erwarten, dass die Tracerwolke in Raum und Zeit grösser wird (Schudel et al., 2002). Folglich wird die Tracerdurchgangskurve je länger die Injektion her ist und je weiter entfernt die Quelle vom Injektionsstandort liegt flacher und breiter sein (d. h. Maximalkonzentration geringer) (Benischke et al., 2007). Aufgrund einer (idealen) Tracerdurchgangskurve kann die minimale Fliesszeit (erster Nachweis) und die dominierende Fliesszeit (Zeitpunkt der maximalen Konzentration) abgelesen und die mittlere Fliesszeit abgeschätzt werden (Schulz, 2004). Die Rückgewinnungsrate an einer Beprobungsstelle zeigt oft, ob ein geeigneter Tracer gewählt wurde, ob die wichtigsten Quellen beprobt wurden oder ob möglicherweise Tracer im Aquifer zwischengespeichert wurde (Benischke et al., 2007). Details zu den Parametern und der Interpretation von Tracerdurchgangskurven finden sich z. B. in Schudel et al. (2002) und Schulz (2004).

2.3.2 Eigenschaften und Analyse von Wasserstoff- und Sauerstoffisotopen

Als Bestandteil des Wassermoleküls sind die stabilen Isotope ^{18}O und ^2H die idealen Tracer für hydrologische Untersuchungen (Moore, 2012). Da die Isotopenzusammensetzung räumlich und zeitlich stark variiert (Fohrer, 2016), können mit der Isotopenanalyse Niederschlagsproben,

die an unterschiedlichen Orten oder zu einem anderen Zeitpunkt als Niederschlag auf die Erde kamen, unterschieden werden. Die unterschiedliche Isotopenzusammensetzung entsteht, weil sich die ^{18}O und ^{2}O vor allem bei Phasenübergängen im hydrologischen System nicht identisch verhalten wie die häufig vorkommenden ^{16}O respektive ^1H (sogenannte Fraktionierungsprozesse) (Details in Fitts (2013)). Diese Fraktionierungsprozesse sind wiederum temperaturabhängig, was zum Beispiel dazu führt, dass das Regenwasser im Sommer generell isotopisch schwerer ist als im Winter (Jahreszeiteffekt), oder dass mit Zunahme der Höhe über Meer das Wasser isotopisch leichter wird (Höheneffekt). Die Isotopenzusammensetzung wird immer als Verhältnis $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in Promille angegeben und dieser Wert wird wiederum verglichen mit dem Isotopenverhältnis im Meerwasser (Vienna Standard Mean Ocean Water). Je negativer also der $\delta^{18}\text{O}$ Wert ist, desto abgereicherter (engl. “depleted”) ist das Wasser an schweren Isotopen im Verhältnis zum Meerwasser. Mit anderen Worten: Je negativer der Wert ist, desto (isotopisch) leichter ist das Wasser. Dasselbe gilt auch für den $\delta^2\text{H}$ Wert. Das Verhältnis vom $\delta^{18}\text{O}$ Wert zum $\delta^2\text{H}$ Wert ist im Regenwasser, zumindest auf globaler Skala, immer gleich (Leibundgut und Seibert, 2011). Deshalb liegen in einem entsprechenden Plot (z. B. Abbildung 8) die meisten Regenwasserproben auf einer Geraden (globale Niederschlagsgerade = Global Meteoric Water Line (GMWL)). Da das Verhältnis der beiden Isotopen lokal und regional von der GMWL abweichen kann, sind die empirisch gefundenen lokalen Niederschlagsgeraden (= Local Meteoric Water Line (LMWL)) in der hydrogeologischen Praxis wichtig (Etcheverry und Vennemann, 2009). Es gibt nationale und internationale Isotopen-Zeitreihen (z. B. GNIP⁷ und GNIR⁸ Datenbank von IAEA/WMO (2018)). Für die Stationen werden die langjährigen Monatsmittel und eine LMWL publiziert. Weichen Wasserproben stark von der Gerade ab, wurde das Wasser nochmals fraktioniert, nachdem es als Regen heruntergefallen ist (z. B. Verdunstung in einem Stausee) (Leibundgut und Seibert, 2011).

Falls der Grundwasserleiter nicht mit einem Oberflächengewässer verbunden ist, entspricht die Isotopenzusammensetzung des Grundwassers jener des Niederschlags im Einzugsgebiet (Schotterer et al., 2010). Deshalb eignen sich $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ auch bestens für Untersuchungen im Bereich des Grundwassers: Falls die Niederschlagsmenge über das Jahr gleichmässig verteilt ist, kann die Infiltrationsmenge berechnet werden. Des Weiteren können Informationen über das Alter (Verweilzeit) des Grundwassers oder über den Transportmechanismen gewonnen werden (Etcheverry und Vennemann, 2009). Am häufigsten wird die Isotopenanalyse allerdings dazu verwendet, mittels dem Höheneffekt auf die mittlere Höhe des Einzugsgebiets zu schließen (Etcheverry und Vennemann, 2009). Dazu wird die Zusammensetzung des Quellwassers mit derjenigen des lokalen Niederschlags verglichen und mit einer LMWL (oder einem Gradient basierend auf Quellwasserproben mit unterschiedlich hohen Einzugsgebiet) der ungefähre

⁷ Global Network of Isotopes in Precipitation

⁸ Global Network of Isotopes in Rivers

Höhenunterschied zwischen der Infiltrationsstelle des Quellwassers und der Quelle berechnet (Etcheverry und Vennemann, 2009). Dies kann auch mit dem Grundwasser in Rutschungen gemacht werden, was in Einzelfällen hilfreich sein kann, die geeignete Präventiv- und Sanierungsmaßnahmen in Rutschungen zu finden (Etcheverry und Vennemann, 2009). Ein Beispiel dafür liefen Peng et al. (2010): Sie beprobten das Grundwasser eines Hangs, der oberhalb eines Wasserkraftwerkes lag und dessen Hangwasserspiegel nach starken Niederschlägen den kritischen Punkt erreichte. In der Folge lösten sich immer wieder Rutschungen (Peng et al., 2010). Weiter wurden Wasserproben des lokalen Niederschlags und aus dem Tunnel, der Wasser vom Stausee zum Wasserkraftwerk transportierte, entnommen (Peng et al., 2010). Das Einzugsgebiet des Stausees lag 3000 Höhenmeter über dem Wasserkraftwerk und hatte eine entsprechend andere Isotopenzusammensetzung als der lokale Regen. Dank der Isotopenzusammensetzung konnten Peng et al. (2010) nachweisen, dass der Tunnel undicht war und das isotopisch leichtere Stauseewasser den grössten Teil des Hangwassers ausmachte. Mit der Sanierung des Tunnels konnte die Ursache der Rutschungen behoben werden Peng et al. (2010).

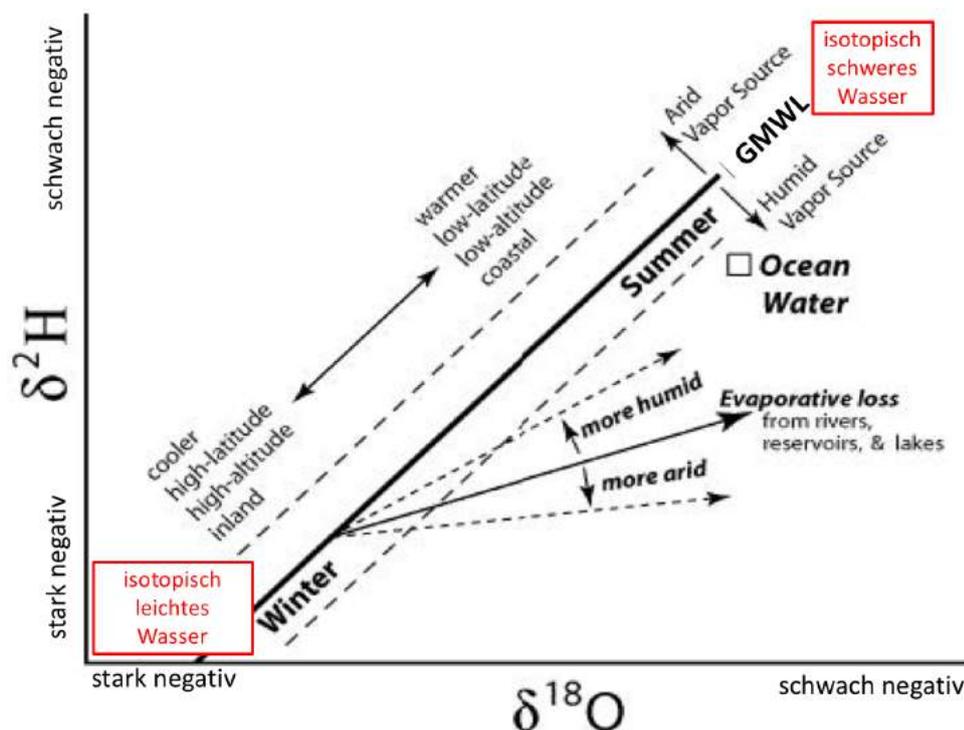


Abbildung 8: Einfluss hydrologischer Prozesse und Gegebenheiten auf die Isotopenzusammensetzung. Mit "leichtem" Wasser wird an schweren Isotopen stark abgereichertes Wasser (isotopisch leichtes Wasser). (Isotopisch) "schweres" Wasser ist weniger stark abgereichert an schweren Isotopen. Abbildung modifiziert nach <http://web.sahra.arizona.edu/programs/isotopes/oxygen.html> (Zugriff, 29.11.17, 14:26)

Analyse

Die Wasserproben werden in einem Massenspektrometer analysiert. Dabei wird nicht die absolute Anzahl der ^{18}O Isotope ermittelt, sondern der Isotopenaustausch zwischen der Wasserprobe und einem Referenz-Kohlendioxidgas bei 25 °C ermöglicht, was die Isotopenzusammensetzung des Referenzgases ändert (Etcheverry und Vennemann, 2009). Letzteres wird im Massenspektrometer analysiert, womit wiederum die Isotopenzusammensetzung der Wasserprobe berechnet werden kann (Etcheverry und Vennemann, 2009). Diese Methode reduziert die ungewollte und unkontrollierte Fraktionierung während der Analyse (Etcheverry und Vennemann, 2009). Die Messung der ^2H Isotopen erfolgt analog zu den ^{18}O Isotopen (Etcheverry und Vennemann, 2009). Alternativ wird das Wasser durch einen 800 °C heißen Chrom-Reaktor geschleust und die Isotopenzusammensetzung des dadurch entstanden Wasserstoffs im Massenspektrometer gemessen (Etcheverry und Vennemann, 2009).

2.4 Wasserproben: Typisierung von Quellen

Das Ziel der Typisierung ist, die Quellen nach der Herkunft des Wassers und zum Beispiel der Tiefe, aus der das Quellwasser kommt, zu gruppieren. Dazu werden verschiedene Parameter gemessen und beispielsweise die Reaktion auf Wetteränderungen oder der Jahresgang verglichen. Verhalten sich zwei Quellen sehr ähnlich, werden sie wahrscheinlich vom gleichen Grundwasserleiter gespeist. Im Rahmen dieser Arbeit wurden bei jeder Wasserprobenahme der Abfluss, die elektrische Leitfähigkeit (EL) und die Wassertemperatur (Kapitel 2.4.1) gemessen. Für ein Probeset wurde die chemische Zusammensetzung (Kapitel 2.4.2) analysiert. Die isotopische Zusammensetzung wird später ebenfalls zur Typisierung der Quellen benutzt. Die theoretischen Grundlagen zu diesem Thema befinden sich in Kapitel 2.3.2.

2.4.1 Physikalische Parameter

Abfluss

Die Messung des Abflusses über längere Zeit ermöglicht es, das Abflussregime einer Quelle zu bestimmen. Das Abflussregime wird durch die Geologie, Geomorphologie, Vegetation, Niederschlagsrate, -intensität und -art (Schnee oder Regen), die Form und das Relief des Einzugsgebiets sowie anthropogenen Faktoren beeinflusst (Hölting und Coldewey, 2013). Kurzzeitige Schwankungen können nur mit einer permanent installierten Überlaufvorrichtung erfasst werden (Parriaux et al., 2010). Information über die Variabilität im Abfluss einer Quelle geben Kennwerte in verschiedenen Zeitskalen: Der Pardé-Koeffizient und dessen Schwankungsbereich geben über die jahreszeitlichen Gang und die langjährigen monatlichen Abflussunterschiede Auskunft (Formeln und Interpretation in Schürch et al. (2016), Seite 17), während die Schüttungszahl (maximaler/minimaler Abfluss in einer Zeitperiode) die kurzfristige Variabilität be-

schreibt (Schürch et al., 2016). Eine Schüttungszahl (I_v) > 10 gilt nach Kresic und Stevanovic (2010) als stark variabler Abfluss. Je konstanter der Abfluss über das Jahr ist, desto tiefer liegt der Aquifer (Grundwasser) (Brassington, 2017). Reagiert die Quelle stark auf Niederschläge, liegt der Aquifer oberflächennah (Brassington, 2017).

Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit (EL) widerspiegelt die Gesamtkonzentration der dissoziierten Ionen im Wasser (Hölting und Coldewey, 2013). Die elektrische Leitfähigkeit wird als Widerstand zwischen zwei Elektroden (1 cm Abstand, Fläche 1 cm²) gemessen und in [$\mu\text{S}/\text{cm}$] angegeben (Hölting und Coldewey, 2013). Sie ist rasch und einfach im Feld zu messen und dient dazu, eine zeitliche und/oder räumliche Struktur des Untersuchungsgebiets zu erkennen (Kölle, 2017). Die EL nimmt mit der Tiefe des Aquifers zu (Leibundgut et al., 2009).

Wassertemperatur

Seewasser aus grosser Tiefe hat eine Temperatur von 4 °C, Grundwasser aus mittlerer Tiefe (bis 50 m) etwa 10 °C (Kölle, 2017). In den oberen Metern hat Grundwasser oft eine Temperatur zwischen 5 und 12 °C (Prinz und Strauss, 2006). Der Tagesgang der Lufttemperatur ist bis in ca. 1.5 m unter der Oberfläche feststellbar (Prinz und Strauss, 2006). Etwa zwischen 15 und 20 m unter der Oberfläche ist der Jahresgang nicht mehr erkennbar (Prinz und Strauss, 2006) (Abbildung 9). Innerhalb eines Rohrleitungssystems kann die Wassertemperatur beträchtlich schwanken (Kölle, 2017).

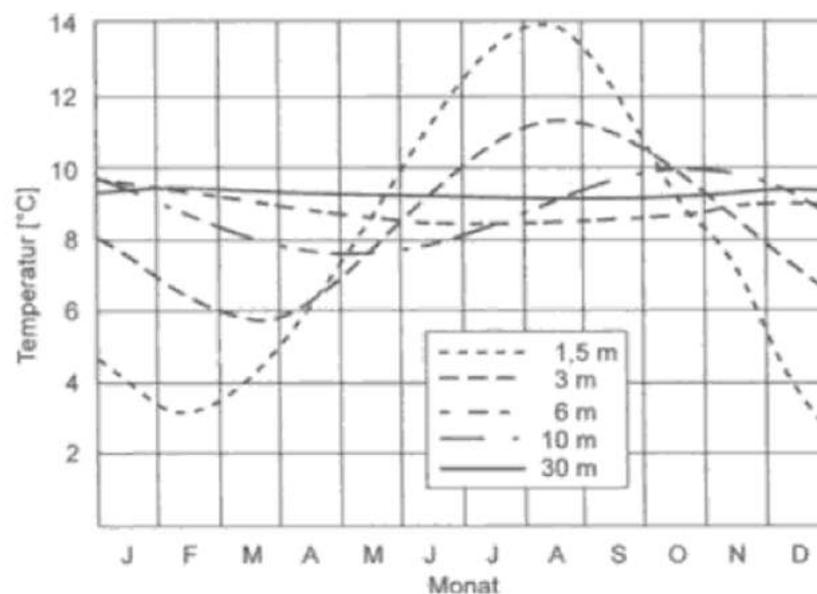


Abbildung 9: Jahresgang der Boden- und Grundwassertemperatur in Abhängigkeit der Tiefe aus Kaltschmitt et al. 1999 zit. in Prinz und Strauss (2006)

Kombination von Abfluss-, EL- und Wassertemperatur-Messwerten

Einzelne Parameter können nur beschränkt aussagekräftige Hinweise geben (siehe oben, z. B. je höher die EL desto tiefer der Aquifer), die aufgrund lokaler Verhältnisse auch zu Fehlschlüssen führen können. Werden die Ganglinien des Abflusses, der EL und der Wassertemperatur zusammen mit den Niederschlagsdaten graphisch dargestellt (z. B. Abbildung 10), lassen sich Rückschlüsse auf den Untergrund ziehen. Zum Beispiel zeigt homogenes Kluft- und Lockergesteinsgrundwasser häufig ein gering variables Grundwasserregime, während heterogene Kluft- und Karst-Grundwasserleiter oft eine grössere Variabilität aufweisen (Schürch et al., 2016). Zwei fiktive Beispiele in Abbildung 10 repräsentieren zwei Arten von Quellen: Jene, deren physikalischer Parameter sich bei Niederschlagsereignissen nicht oder nur geringfügig ändern (Abbildung 10 links) und solche, bei denen das frisch infiltrierte Niederschlagswasser temporär einen beträchtlichen Teil des Abflusses ausmacht (Abbildung 10 rechts). Der erste, gering variable Quelltyp (Abbildung 10 links) könnte zum Beispiel im homogenen Porengrundwasser liegen: Durch die Infiltration von Regenwasser steigt der Grundwasserspiegel (und damit das hydraulische Potential) grossflächig an (Dachroth, 2017). Die Quellen reagieren verzögert und gedämpft (Dachroth, 2017). Kluftgrundwasser aus gleichmässig verteilten Klüften mit geringer Öffnung können ebenfalls eine geringe Variabilität haben (Pochon und Zwahlen, 2003). Beispiele für einen stark variierenden Abfluss, EL und Wassertemperatur (Abbildung 10 rechts) wären Karstquellen oder ein stark zerklüfteter Untergrund. Ein Sonderfall kann durch den Piston-Flow entstehen: Staut sich das infiltrierte Wasser in einer Kluft oder einem Spalt innerhalb kurzer Zeit meterhoch an, ist das hydraulische Potential höher und drückt älteres Wasser in Richtung des Quellaustritts (Pochon und Zwahlen, 2003). In der Folge nimmt der Abfluss an der Quelle kurzzeitig stark zu, währenddessen die EL konstant bleibt (Pochon und Zwahlen, 2003).

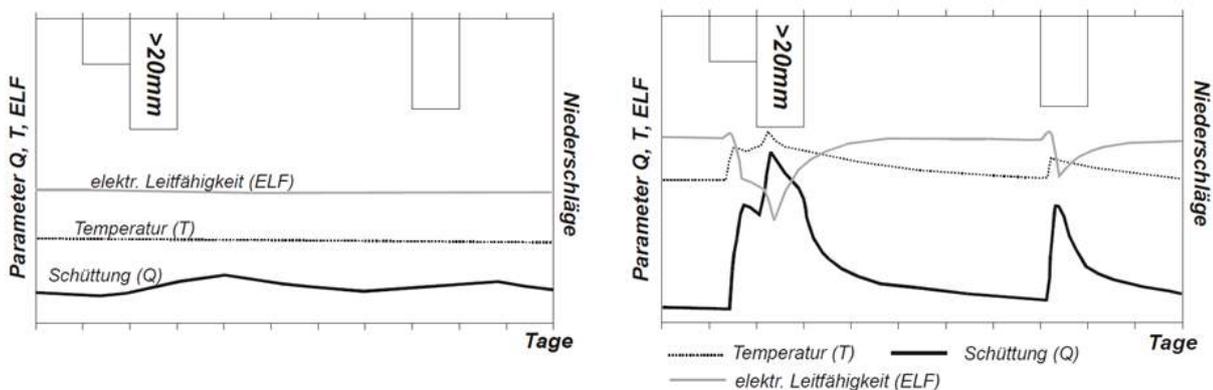


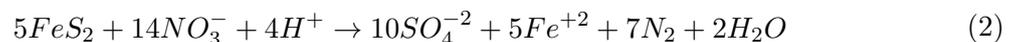
Abbildung 10: Hydrogramm einer gering variablen (links) und einer stark variablen Quelle (rechts) (fiktives Beispiel) (Pochon und Zwahlen (2003), Abbildung 8a und 8b)

2.4.2 Chemische Zusammensetzung

Mit einer hydrogeochemischen Untersuchung wird die Zusammensetzung des Wassers im Kontext der lokalen Geologie beurteilt, was ein weiterer Baustein der Analyse einer Rutschung sein kann (Bogaard et al., 2007). Anhand der chemische Zusammensetzung können Informationen zum Untergrund und zu den Fließprozessen im Untergrund gewonnen werden (Bogaard et al., 2007).

Calcium gelangt vor allem über die Auflösung von kalkhaltigen Gesteinen ins Grundwasser, normalerweise in Konzentrationen von 2 bis 200 mg/l (Pohling, 2015). Aber auch die Auflösung von Gips und die Reaktionen mit Säuren (z. B. aus dem sauren Regen oder aus der Nitrifikation nach der Düngung) erhöht den Calciumgehalt im Wasser (Kölle, 2017).

Gipsvorkommnisse im Untergrund (CaSO_4) können aufgrund der guten Löslichkeit zu sehr hohen Sulfatkonzentrationen im Wasser führen (bis 1000 mg/l) (Pohling, 2015). Sulfat kann zudem durch die Oxidation von Pyrit⁹ entstehen (Pohling, 2015) (Gleichung 1). Eine weiterer möglicher Grund für erhöhte Sulfatwerte ist gemäss Pohling (2015), dass sich Sulfat bildet, falls Nitratdünger auf pyrithaltige Böden geraten (Gleichung 2). Sulfatwerte > 250 mg/l können in Kombination mit Magnesium oder Natrium für den Mensch abführend wirken und sind daher im Trinkwasser verboten (Pohling, 2015).



Gelöstes Eisen (Fe^{2+}) ist im Wasser nur in seltenen Fällen vorhanden, da es in reduzierender Umgebung als Eisensulfid (FeS , FeS_2) und in oxidierender Umgebung als Eisen(III)-Oxid (Fe_2O_3) vorliegt, welche beide nicht wasserlöslich sind (Kölle, 2017). In gelöstem Zustand kann Fe^{2+} durch Reduktion von Fe(III) (Fe^{3+}), Oxidation von Eisensulfid durch Luftsauerstoff, Auflösung von Eisenverbindungen durch Säuren oder durch die bereits oben erwähnte Oxidation von Pyrit mit Hilfe von Nitrat (Gleichung 2) vorhanden sein (Kölle, 2017). Das gelöste Eisen (Fe^{2+} in Gleichung 2) kann als Siderit ($\text{Fe}[\text{CO}_3]$) ausfallen, im Wasser bleiben oder durch Zufügung von Nitrat als Eisen(III)-oxidhydrat ($\text{FeO}(\text{OH})$) oxidieren (Kölle, 2017).

⁹ Denitrifizierung durch Pyrit

Das Mg/Ca Verhältnis liegt üblicherweise bei 0.1 bis 0.4, kann aber bei der Auflösung von Dolomit (dolomithaltigem Kalk) durch Kohlensäure oder durch die Verwitterung von Tonmineralien bei tiefem pH (und ohne Kalk) höher sein (Kölle, 2017).

Gemäss Meybeck (1984) ist ein Sr/Ca Verhältnis > 0.001 (in mol/l)¹⁰ charakteristisch für evaporitisches Wasser (zit. in de Montety et al. (2007)).

Während in Oberflächengewässer die Nitratwerte im Normalfall zwischen 0.4 und 8 mg/l liegen, können bei Verschmutzung bis zu 100 mg/l erreicht werden (Pohling, 2015). In landwirtschaftlich beeinflussten Flächen kann der Nitratgehalt im Grundwasser 30 bis 4000 mg/l erreichen (Pohling, 2015). Dies vor allem, weil Nitrat, das durch Düngemittel, Gülle (auch Harnstoff) oder der Zersetzung und Oxidation von organischem Material entsteht, im Boden weder adsorbiert wird und so ungehindert ins Grundwasser geschwemmt wird (Pohling, 2015).

Phosphatkonzentrationen liegen im Grundwasser oft bei 0.03 mg/l. Erhöhte Phosphorwerte können durch Fäkalien, anthropogene Einflüsse oder Ausschwemmungen von landwirtschaftlich genutzten Flächen verursacht sein (Pohling, 2015). Tiere scheiden das durch die Pflanzen aufgenommene Phosphor wieder aus (Pohling, 2015).

¹⁰ Für die Umrechnung wird die Konzentration in mg/l durch Tausend dividiert und das Resultat wieder um durch die molare Masse von Sr (87.6 g/mol) respektive Calcium (40.1 g/mol) dividiert

3 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet liegt auf dem Gemeindegebiet der Gemeinde Grindelwald. Diese ist 171 km² gross und liegt südlich des Brienersee im Berner Oberland (Kanton Bern, Schweiz). Das Dorf Grindelwald liegt auf 1050 m ü. M. im Tal der Schwarzen Lütschine, das von mächtigen Bergen begrenzt wird (u. a. Eiger, Schreckhörner, Wetterhorn, Faulhorn) (Abbildung 11). Es kann mit Zug oder Auto ab Interlaken erreicht werden, im Sommer führt zudem eine Passstrasse über die grosse Scheidegg nach Meiringen (Abbildung 11). Der Südhang, auf dem auch die Chratzera Rutschung liegt, bezeichnet die Zone zwischen der Bergspitze Reeti (2651 m ü. M.) und dem Talboden (Schwarze Lütschine, 950 m ü. M.) (Abbildung 11).

3.1 Untersuchungsperimeter

Die Chratzera Rutschung ist gut 0.3 km² gross und wurde im Jahr 2013 durch die GEOTEST AG kartiert (Appendix A, Abbildung A.1¹¹). Sie erstreckt sich über 1.5 km Länge (1060 - 1370 m ü. M.) und eine Breite von 160 bis 280 m. Bei der Kartierung durch die GEOTEST AG wurden nicht nur die Grenzen definiert, sondern auch Quellaustritte, Feuchtgebiete und Rutschphänomene aufgenommen (GEOTEST AG, 2014) (Appendix A.1). Oberhalb der Chratzera Rutschung (1460 m ü. M.) beginnt das im Rahmen dieser Masterarbeit zu kartierende Gebiet (Abbildung 11 (schwarzes Rechteck) und Appendix A.4) und erstreckt sich hangaufwärts bis auf ca. 1880 m ü. M. (ca. 1 km²). Die 25 Entnahmestellen des Tracerversuchs liegen innerhalb des weissen Rechtecks (Abbildung 11, 3.9 km²). Dieses erstreckt sich von der Pfingsteggbahn im Osten, zum "Oberhüs" im Norden, dem Wasserreservoir Tuftquelle im Westen und dem südlich des Bahnhofs gelegenen Dorfteil Endweg. Die Auswahl der Lokalitäten für die Wasserprobenahme wird in Kapitel 4.2.2 erläutert und im Appendix A.4 gezeigt.

¹¹ Um die Lesbarkeit zu erhöhen, wird in der vorliegenden Arbeit mit "Appendix A.1" statt "Appendix A, Abbildung A.1" auf Dokumente im Anhang verwiesen

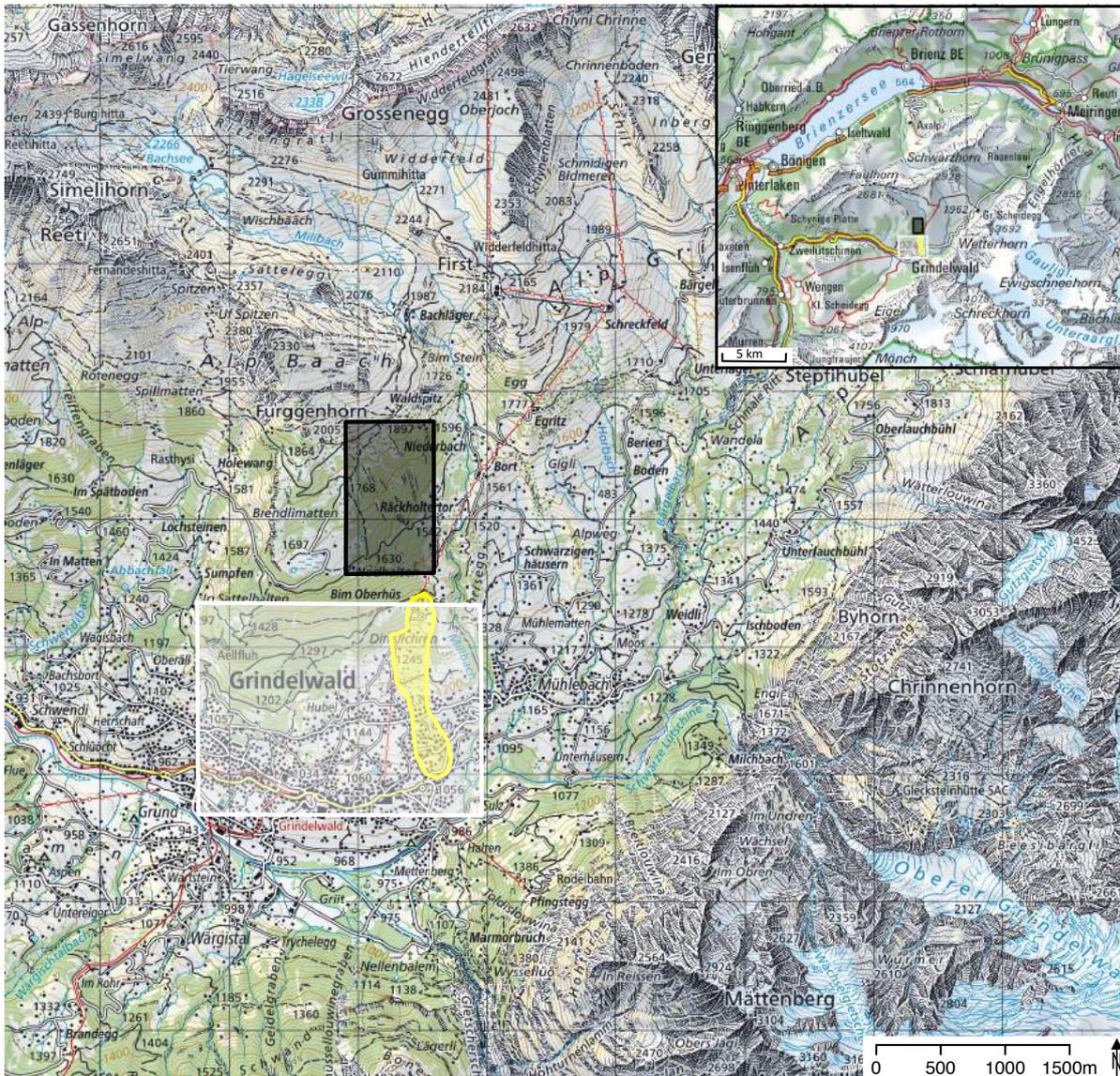


Abbildung 11: Kartenausschnitt der Gemeinde Grindelwald und Übersichtskarte. Markiert sind die mittelgründige Chraterna Rutschung (gelb), das detailkartierte Gebiet (schwarz) und der Perimeter in dem Wasserproben entnommen wurde (weiss). Die genauen Standorte der Entnahmestellen finden sich im Appendix A.4. Kartengrundlage: Swisstopo (2018).

3.2 Geologie und Hydrogeologie der Region Grindelwald

Entlang dem Tal von Grindelwald verläuft die Überschiebung der Helvetischen Decken. Im Liegenden der Deckenüberschiebung (orographisch linke Seite) befindet sich das Aarmassiv mit seinem (para-)autochthonen Sedimentmantel. Auf der orographisch rechten Seite, im Hangenden der Deckenüberschiebung, befinden sich die von Süden nach Norden geschobenen Helvetischen Decken. Die Helvetischen Decken bestehen aus den Sedimenten der alpinen Tethys (Piffner,

10). Das Gestein im Untersuchungsgebiet wurde im mittleren Jura (Dogger) (geologische Karte 1:50'000 (Swisstopo, 2018), Structural Map 1:1'000'000 (Pfiffner et al., 2010)) im flachmarinen Bereich abgelagert (Weissert und Stössel, 2010).

Stratigraphie

Abbildung 12 zeigt ein Sammelprofil der Sedimentabfolge des Helvetikums in den Zentralalpen (Pfiffner, 10). Die in der Region zwischen Lauterbrunnen und Brienersee vorhandenen Schichten sind ergänzt und werden unten kurz beschrieben (nach GEOTEST AG (2017b), ergänzt mit Formationsbeschreibungen aus dem stratigraphischen Lexikon der Schweiz). Im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit kommen lediglich die Gesteine der Bommerstein- und der Mols-Formation vor.

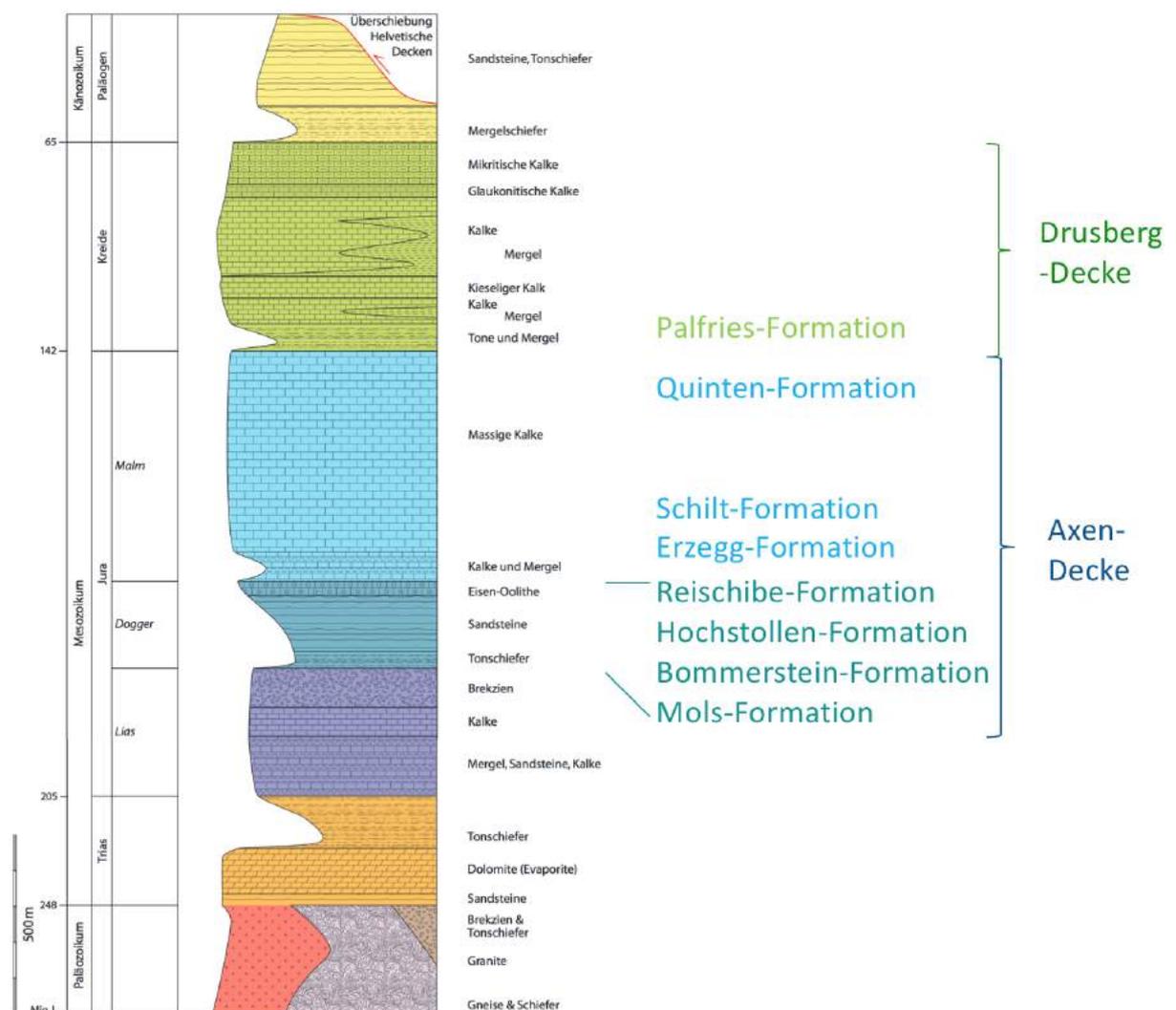


Abbildung 12: Sammelprofil der mesozoischen Sedimentabfolge (Pfiffner (2010), Abbildung 3.2)

- **Palfries-Formation:** Mergelschiefer mit Kalkbänken.
- **Quinten-Formation:** Hell anwitternder, mikritischer Kalk.
- **Schilt-Formation:** Wechsellagerung von hellgrauen Kalken und beige-grauen schiefrigen Mergeln.
- **Erzegg-Formation:** Schwarze, blättrige Tonschiefer mit wenig Kalkbänken.
- **Reichschibe-Formation:** Gebankte bis massige Echinodermenbrekzien.
- **Hochstollen-Formation:** Deutlich gebankte Wechsellagerung von Sandkalkbänken und kieselig/sandigen Mergelschiefer.
- **Bommerstein-Formation:** Braun anwitternde Sandkalke („Eisensandsteine“) mit Knollenstrukturen. Der Eisensandstein liegt zuunterst als knorriger, sandiger und eisenschüssiger Tonschiefer („schiefriger Eisensandstein“) vor, darüber als dickbankiger Sandstein (Sandkalk) (Guenzler-Seiffert, 1938). Zuoberst finden sich Lagen quarzitischer Sandstein oder Echinodermienbrekzie (Guenzler-Seiffert, 1938). Der Eisensandstein ist ein typisch flachmarines Sediment (Tröhler, 1966).
- **Mols-Formation:** Schwarze glatte Tonschiefer („Aalénienschiefer“). Der Aalénienschiefer ist ein schwarzer, feinblättriger Tonschiefer, der sich bei der Verwitterung rostbraun färbt (Guenzler-Seiffert, 1938). Der dünnblättrige Schiefer mit hohem Ton- und leichtem Eisen-gehalt ist weich, zerfällt schnell und ist von Konkretionen durchsetzt (Altmann, 1959). Die charakteristischen 2 bis 20 cm grossen Konkretionen aus kieseliger (selten kalkiger) Substanz sind oft voll von kleinen bis winzigsten Pyritwürfelchen (max. 0.4 mm) (Dollfus, 1965). Im Appendix A.2 sind verschiedene Aufschlüsse von Aalénienschiefer im Untersuchungsgebiet abgebildet (wenig bis stark verwittert). Vermischt mit Wasser ergibt sich ein dunkler, blättriger Dreck (Altmann, 1959) (siehe Appendix A.2C und D). Der Aalénienschiefer entstand im (anaeroben) Tiefenwasser (Tröhler, 1966) und ist daher feinkörniger als der Eisensandstein. Die Mächtigkeit beträgt 300 - 400 m (Guenzler-Seiffert (1938), Altmann (1959)). Die Mols-Formation wird neuerdings unter dem Namen „Mols-Member“ zur Bommerstein-Formation gezählt.

Tektonischer Bau

Abbildung 14 zeigt einen Querschnitt durch die Helvetischen Decken. Der Teil oberhalb der heutigen Geländelinie (schwarze, dünne Linie) ist eine Rekonstruktion des erodierten Materials. Es lässt sich gut erkennen, wie die Axen- und die Drusberg-Decke (zwei der Helvetischen Decken) über das Aarmassiv geschoben wurden. Das Untersuchungsgebiet liegt inmitten der gefalteten Axen-Decke (Abbildung 14A) und stammt aus dem Dogger (Abbildung 14C). Ein detailliertes

Bild über die Lage der Falten zwischen Schreckhorn und Faulhorn gibt Abbildung 15. Es zeigt, dass der Südhang von Grindelwald aus südvergente Faltenschenkel aufgebaut ist. Während der Aalénienschiefer hangparallel geschichtet ist, fallen die Eisensandsteine etwas steiler ein. Die Zuteilung der Gesteine zu den Ultrahelvetischen Decken/Wildhorndecke in Abbildung 15 ist veraltet.

Abbildung 13 zeigt, dass der stabile, obere Teil des Untersuchungsgebiet weitgehend aus dem oben beschriebenen Eisensandstein besteht. Stellenweise wurde dieser von Moränenmaterial aus dem Quartär (2.588 - 0.0117 mio Jahre) überdeckt. Zwischen der Anrisskante der Chratzera Rutschung (1345 m ü. M.) und dem Hangfuss (Schwarze Lütschine) ist der Aalénienschiefer aufgeschlossen und teilweise von Moränenmaterial überlagert.

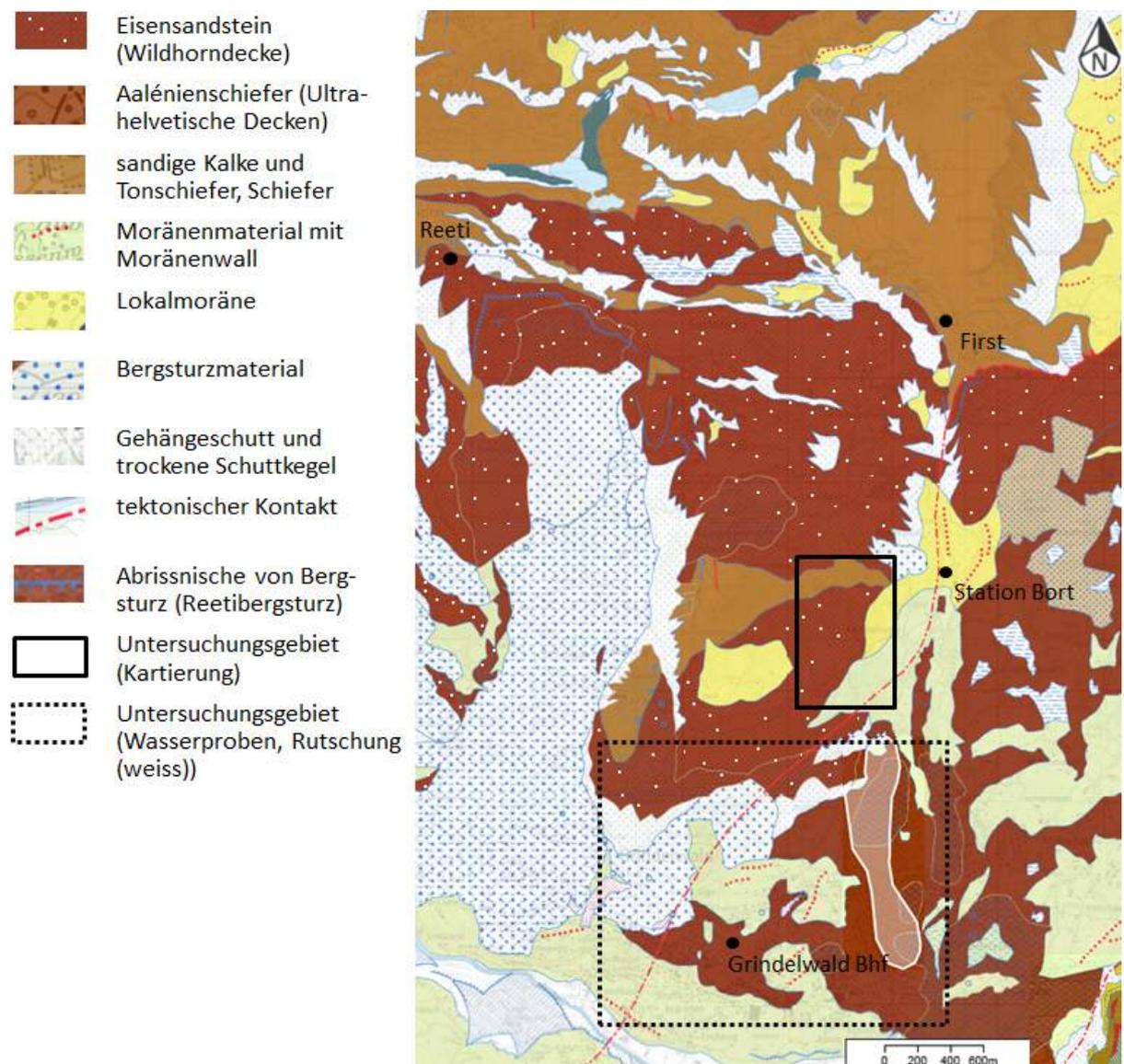


Abbildung 13: Geocover, Ausschnitt Grindelwald (Swisstopo, 2018)

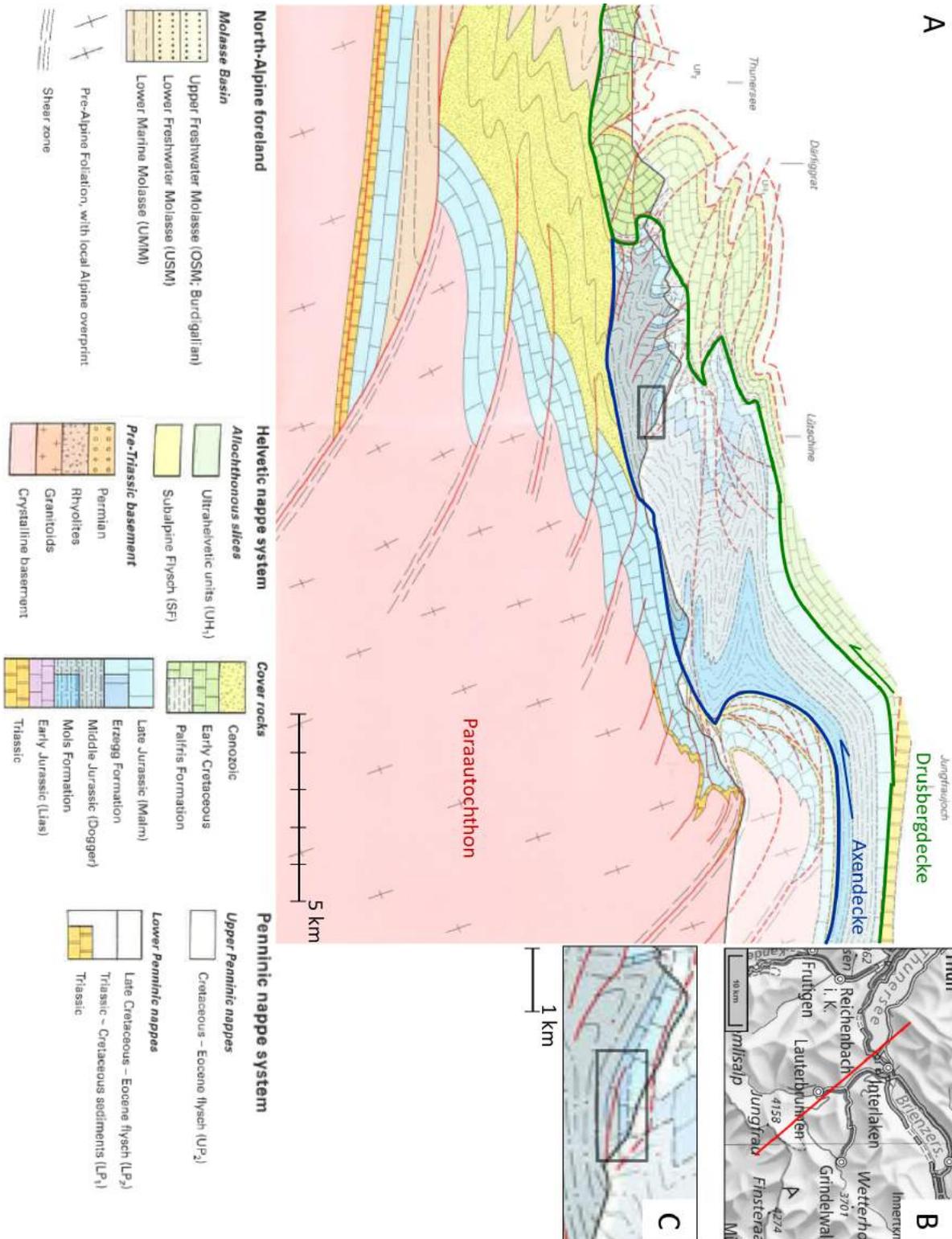


Abbildung 14: A: Querprofil durch das helvetische Deckensystem zwischen Brienzersee und Jungfrauoch (Ausschnitt aus Pfiffner et al. (2010), Plate IV). B: Lage des Querprofils. C: Detail der Region Grindelwald. Der kleine graue Kasten entspricht ungefähr dem Untersuchungsgebiet.

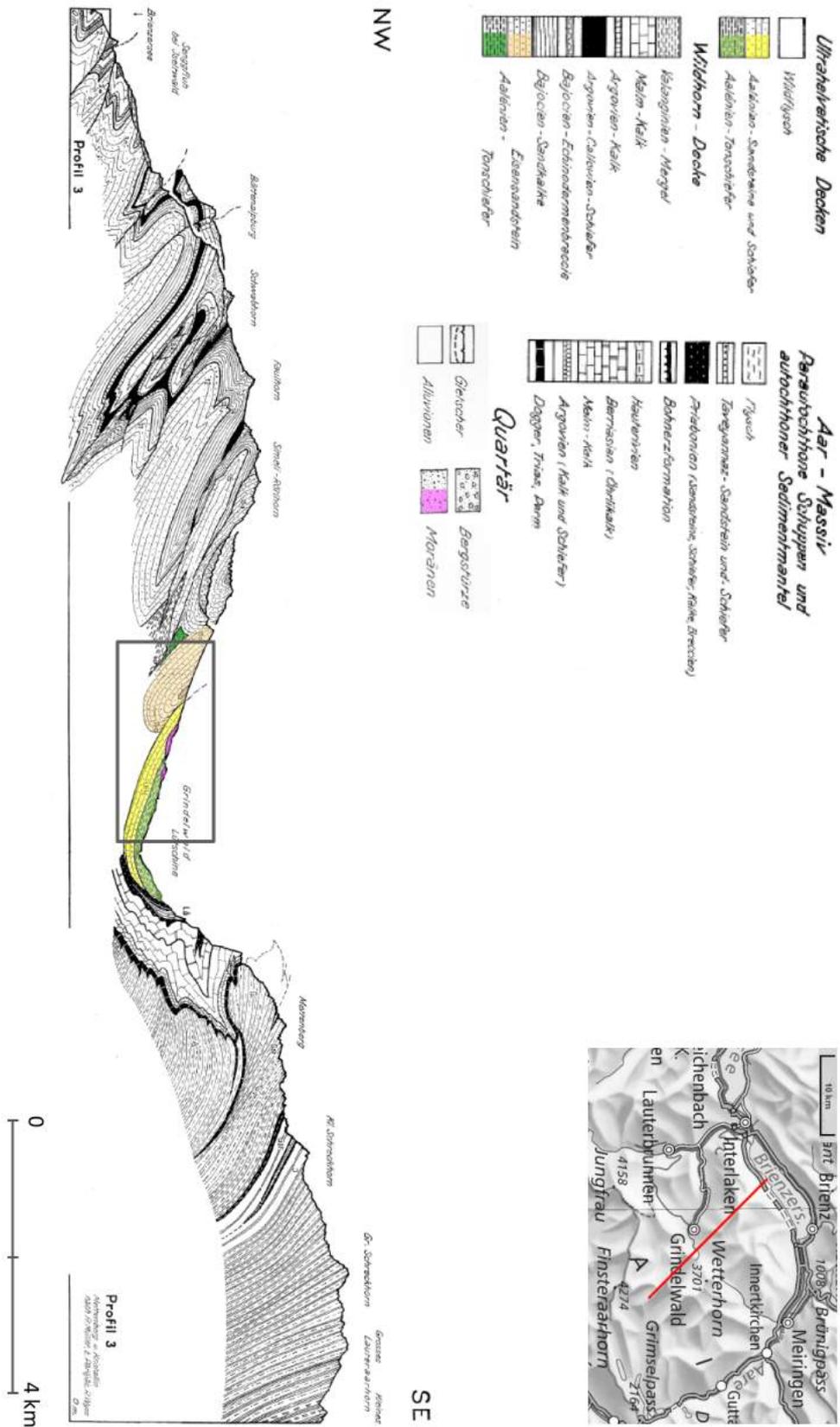


Abbildung 15: Geologisches Profil zwischen Lauteraarhorn und Brienzsee (Guenzeler-Seiffert, 1938, Tafel 1, geologisches Profil 3). Der kleine graue Kasten entspricht ungefähr dem Untersuchungsgebiet (kartiertes Gebiet und Entnahmestellen)

Hydrologie

Das gesamte Tal wird von der Schwarzen Lütschine entwässert. Sie entspringt dem oberen Grindelwaldgletscher (siehe auch Abbildung 11) und wird bis zum Untersuchungsgebiet von fünf Bächen gespeist. Weder in der Chratzera Rutschung noch im kartierten Gebiet gibt es einen grösseren Bach (Appendix A.4); östlich des Untersuchungsgebiets befindet sich der Milibach. Talauswärts kommen neben dem Abfluss des unteren Grindelwaldgletschers diverse kleinere Zuflüsse hinzu. In der Ortschaft Zweilütschinen vereinigen sich die Schwarze Lütschine und die aus dem Lauterbrunnental kommende, Weisse Lütschine zur Lütschine. Die Lütschine fliesst bei Bönigen in den Brienersee. Nördlich der Schwarzen Lütschine sind die Grundwasservorkommen nur wenig ergiebig (Grundwasservorkommen 1:500'000 (Swisstopo, 2018)). Die steilen Felswände auf der orographisch linken Seite des Tals (u. a. Eiger) gelten als ergiebige bis kleinere Felsgrundwasservorkommen in verkarstungsfähigem Festgestein (Grundwasservorkommen 1: 500'000 (Swisstopo, 2018)). In und um das Dorf Grindelwald hat es sechs namhafte Quellen und eine Grundwasserfassung (Grundwasservorkommen 1: 500'000 Swisstopo (2018)). Die Grundwasservulnerabilität ist hoch bis sehr hoch (Grundwasservulnerabilität 1: 500'000 (Swisstopo, 2018)).

Eine Besonderheit stellt das sogenannte Firstwasser dar: Als die Firstbahn erbaut wurde, wurden die betroffenen Bauern nicht nur entschädigt, sondern es wurde auch vertraglich festgelegt, dass die Firstbahn alle Gebäude und gewünschten Brunnen im Weideland für immer (!) mit Trinkwasser versorgt (mündl. Kommunikation mehrerer Anwohner). Ein offizielles Verzeichnis der angeschlossenen Objekte war nicht einsehbar. Das Firstwasser stammt aus einer Quelle oberhalb der Station Bort. Der Unterhalt der Wasserleitung ist ein kostspieliges Unterfangen, da die Rohre durch die Verschiebungen in der Chratzera Rutschung immer wieder beschädigt werden (mündl. Kommunikation mehrerer Anwohner).

3.3 Bisherige Untersuchungen am Südhang

Das hier vorliegende Unterkapitel (Kapitel 3.3) stützt sich grösstenteils auf den Bericht der GEOTEST AG (2014). Sofern nichts anderes vermerkt, sind die Informationen und die bis Frühjahr 2014 erhobenen Daten inklusive deren Interpretation dem Bericht GEOTEST AG (2014) entnommen.

Die Problematik der Instabilität des Südhanges in Grindelwald ist nicht unbekannt. Grossräumig prägen drei sehr langsame, permanente, tiefgründige Rutschungen den Hang. Sie reichen von der Krete bis in den Talboden. Neuste Untersuchungen im Dorfteil "im Grund" ergaben, dass die tiefgründige Rutschung sich dort in der Schwarzen Lütschine oder erst auf der anderen Flussseite aufstösst und sich unten im Tal mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 0.4 - 0.9 cm/Jahr südwärts bewegt (GEOTEST AG, 2017a). Drei mittelgründige Rutschungen

beschleunigten sich im Frühjahr 2013, im Bereich der Chratzera Rutschung wurden Strassenbeläge und Stützmauern beschädigt und offene Fugen in Häusern gemeldet. In der Folge wurde im Auftrag der Gemeinde durch die GEOTEST AG ein Synthesebericht erstellt (der eingangs erwähnten Bericht GEOTEST AG (2014)). In diesem wurde u. a. die Grunddaten der Chratzera Rutschung zusammengefasst, die Rutschphänomene kartiert (Appendix A.1), die langjährige Bewegungsrate berechnet und ein Monitoring der Scherzonen (sechs Monate plus Folgemessungen) initiiert.

Aufbau

Aufgrund bestehender Sondierungen und Bohrungen (Archiv Swisstopo), Seismikprofilen, Piezometer- und Inklinometermessungen (Details zu den Methoden in Kapitel 2.2.2 bis 2.2.4) und der Kartierung wurde ein schematisches Profil erstellt (Appendix A.3). Das schematische Profil zeigt, dass sich unter einer variablen, maximal 5 m tiefen Schicht aus Schutt- und Moränenmaterial der zersetzte, verwitterte und verrutschte Aalénienschiefer befindet. Darunter liegt derselbe Aalénienschiefer in intakter Form vor. Der intakte Aalénienschiefer ist von steilstehenden Klüften durchsetzt. Die Tiefe dieser “Felsoberfläche” variiert im Hang und kann bis zu 32 m erreichen. Eine Beschreibung des Aalénienschiefers findet sich in Kapitel 3.2. Eine rutschungsrelevante geotechnische Eigenschaft ist seine geringe Wasserdurchlässigkeit und seine hangparallele nach SW einfallende Schichtung. Aufgrund der vorhandenen Piezometerdaten wurden zwei Grundwasserschichten eingezeichnet: Die obere Grundwasserschicht liegt auf dem verwitterten Aalénienschiefer (0 - 10 m Tiefe) und bildet den Gleithorizont der mittelgründigen Chratzera Rutschung. Der zweite Wasserspiegel liegt näherungsweise auf dem Übergang vom verwitterten, verrutschten Schiefer zum intakten Aalénienschiefer und bildet den Gleithorizont der tiefgründigen langsamen Rutschung. Im Profil sind ebenfalls diverse Quellen im Rutschungsgebiet erfasst; sie befinden sich vermehrt unterhalb Stauchwülsten.

Das Gebiet oberhalb der Chratzera Rutschung ist im Profil nur noch angedeutet (Appendix A.3). Es ist anzunehmen, dass der Aalénienschiefer sich im Bereich oberhalb der Rutschung vergleichbar fortsetzt; einerseits aufgrund der grossen Mächtigkeit (mehrere hundert Meter, siehe Kapitel 3.2) und andererseits gibt es keinen Indikator, dass er abtauchen würde. Allerdings wird er hier vom stratigraphisch nächst höheren Eisensandstein überlagert (siehe Kapitel 3.2). Dies verursacht auch den steilen Geländeanstieg oberhalb der Anrisskante der Chratzera Rutschung (siehe Appendix A.4 und Abbildung A.3).

Der genaue Verlauf der Schichten im Untergrund ist nicht bekannt. Zusätzlich zu den Geoseismikuntersuchungen von 1990, die bereits in die Erstellung des Profils in GEOTEST AG (2014) mit einbezogen wurden, wurden im Herbst 2016, im Rahmen einer Veranstaltung der Universität Freiburg, zwei weitere Geoseismikprofile erstellt (Abbildung 16) und teilweise mit geoelektrischen Sondierungen überprüft (vgl. Frischknecht et al. (2016), Aland et al. (2016)). Sie zeigen ebenfalls eine dünne, nasse Schicht Oberboden (2 - 6 m) und den anstehende Fels

als beckenförmige Grenze 10 bis 30 m unter der Oberfläche (Abbildung 16). Die Werte des dazwischenliegenden Bodens lassen sich nicht klar einem Material zuweisen: Die älteren Profile klassieren es als Moränenmaterial oder verwitterten Aalénienschiefer, Frischknecht et al. (2016) vermuten in 10 bis 15 m Tiefe einen Übergang von nassen (Moränen-)Material zu darunterliegendem trockenem Material (Stauhorizont). Dennoch stützen alte wie neue Seismikprofile die Idee, dass der Gleithorizont der mittelgründigen Chratzera Rutschung in 10 bis 15 m Tiefe liegt und wahrscheinlich mit dem Übergang vom lockeren Moränenmaterial zum verrutschten Aalénienschiefer übereinstimmt.

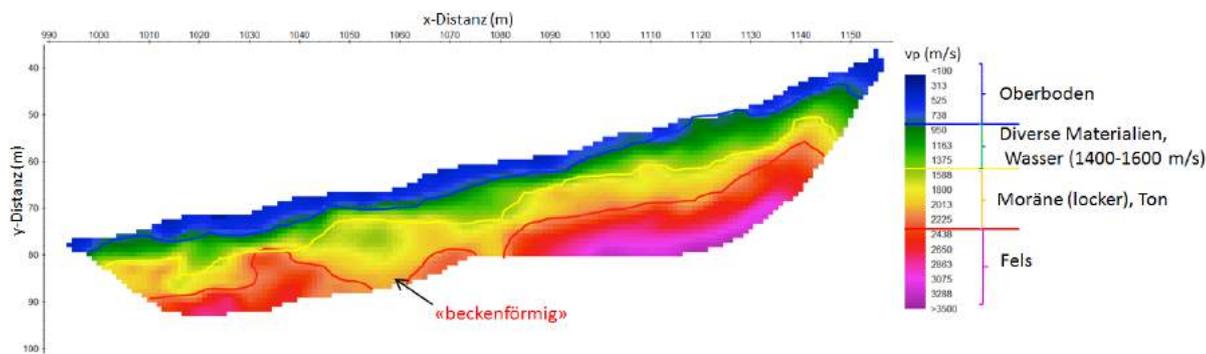


Abbildung 16: Seismikprofil aus Frischknecht et al. (2017), ergänzt mit deren Interpretation

Bewegungsrate und Zusammenhang mit Wasser

Anhand der gemeldeten Schadensbilder war bereits bekannt, dass sich nicht alle Bereiche der Chratzera Rutschung gleich schnell bewegen. Im unteren, besiedelten Bereich der Rutschung wurde an 28 Punkten eine langjährige durchschnittliche Bewegungsrate berechnet (1976 - 2005 oder 2012). Die Geschwindigkeiten liegen im Durchschnitt bei 9 cm/Jahr (± 4.3 cm), die maximale durchschnittliche Bewegung wurde auf Höhe Terrassenweg gemessen (19 cm/Jahr). Insgesamt konnte damit belegt werden, dass die Chratzera Rutschung aus mehreren Kompartimenten mit unterschiedlicher Geschwindigkeit besteht.

Da Differenzialbewegungen die grössten Schäden anrichten, wurden die Scherzonen (Rand der Rutschung) genauer vermessen. Abbildung 17 zeigt die gemessene absolute Verschiebung zwischen 2013 und 2017. Im Sommer 2013 nahm die Bewegung zwischen Mitte Juni und Mitte August zu, stagnierte dann und nahm im September 2013 wieder zu (Abbildung 17B). Zur schadenreichen Reaktivierung im Frühjahr 2013 liegen keine Daten vor. Anwohner berichteten von Bewegungen während der Reaktivierung von Geschwindigkeiten bis zu 18 cm/Monat oder 1 cm pro Tag. Die Wintermonate zeigen eine deutlich kleinere Bewegungsaktivität (siehe Abbildung 17B). Es wird angenommen, dass einer der Gründe, weshalb sich die Punkte auf der linken Scherzone schneller bewegen, sein könnte, dass die Fixpunkte auf der sehr stabilen Felsflanke liegen, während die Referenzpunkte auf der gegenüberliegenden Seite eventuell durch

die tiefgründige Rutschung verschoben werden. In den darauf folgenden drei Jahren bewegte sich vor allem die orographisch linke Scherzone (Daten von Ingenieurbüro Wyss und Früh AG, 21.6.2017) (Abbildung 17A). Für alle drei Zeitperioden (Juni 2013 bis November 2013, November 2013 bis Mai 2014 und Mai 2014 bis Juni 2017), wurde im Rahmen dieser Arbeit aus den absoluten Bewegungen eine Geschwindigkeit pro Jahr berechnet (Tabelle 1). Die orographisch linke Seite bewegt sich zwischen 2014 und 2017 mit 9 bis 48 mm pro Jahr und damit etwas schneller als 2013/2014 (Tabelle 1), aber langsamer als im langjährigen Mittel (siehe oben). Diese Aussagen müssen aber vorsichtig interpretiert werden da a) die Zeitperioden unterschiedlich sind, b) das langjährige Mittel mit anderen Punkten ermittelt wurde und c) das langjährige Mittel aufgrund der heterogenen Geschwindigkeiten nur beschränkt aussagekräftig ist.

Tabelle 1: Geschwindigkeit [cm/Jahr] an den Scherzonen der Chratzera. Geschwindigkeit aus der absoluten Verschiebung [mm] berechnet (Daten aus Bericht GEOTEST AG (2014) und Ingenieurbüro Wyss und Früh AG, 21.6.2017, Details zu den Standorten der Messpunkte sind ebenfalls diesem Bericht zu entnehmen). Messintervall für die erste Periode 2-4 Woche; danach Messung im Juni und November. Das Symbol “-” bedeutet, dass keine Messresultate vorliegen.

Scherzone Messpunkt	orographisch links		orographisch rechts			
	7	8	9	10.1- 10.3	10.4- 10.6	10.7- 10.9
Juni 2013 - November 2013	17.0	42.0	6.1	2.4	9.6	-
November 2013 - Mai 2014	2.6	25.0	6.2	0.9	0	-
Mai 2014 - Juni 2017	9.7	48.4	8.9	-	-	4.0

Der Vergleich der Daten von Juni 2013 bis Mai 2014 mit Messungen lokaler Klimastationen (SMA Stationen Grindelwald (1158 m ü. M.) und kleine Scheidegg (2061 m ü. M.)) zeigte, dass die Beschleunigungsphasen auf längere Niederschlagsperioden folgten. Zeitlich würde die Beschleunigung im Mai/Juni 2013 gut mit der Schneeschmelze übereinstimmen. Auch die Beschleunigung im Juni bis August 2014 (Abbildung 17B) liesse sich mit dem Schmelzen des im Mai nochmals gefallenen Schnees erklären. Die Vergangenheit bestätigte den Zusammenhang vieler Schadensmeldungen (beschleunigte Rutschung) mit niederschlagsreichen Wintermonaten (z. B. 2011/2012 und 2012/2013). Gemäss Untersuchungen in der Nähe (Felssackung Goihoren ca. 3.5 km, Schreckfeld ca. 2.8 km entfernt und 600 Höhenmeter höher) liegt die Korrespondenzzeit zwischen grossem Wassereintrag (Niederschlag oder Schneeschmelze) und erhöhter Rutschungsaktivität zwischen wenigen Tagen und wenigen Wochen. Allerdings liegt die Gleitfläche der Felssackung Goihoren im stark zerrütteten Eisensandstein oder den darunter liegenden Sandsteinen. Entwässert wird das Gebiet Goihoren über ein hochdurchlässiges Karstsystem. Parriaux et al. (2010) warnen ausdrücklich davor, dass der in vielen Studien gefundene direkte Zusam-

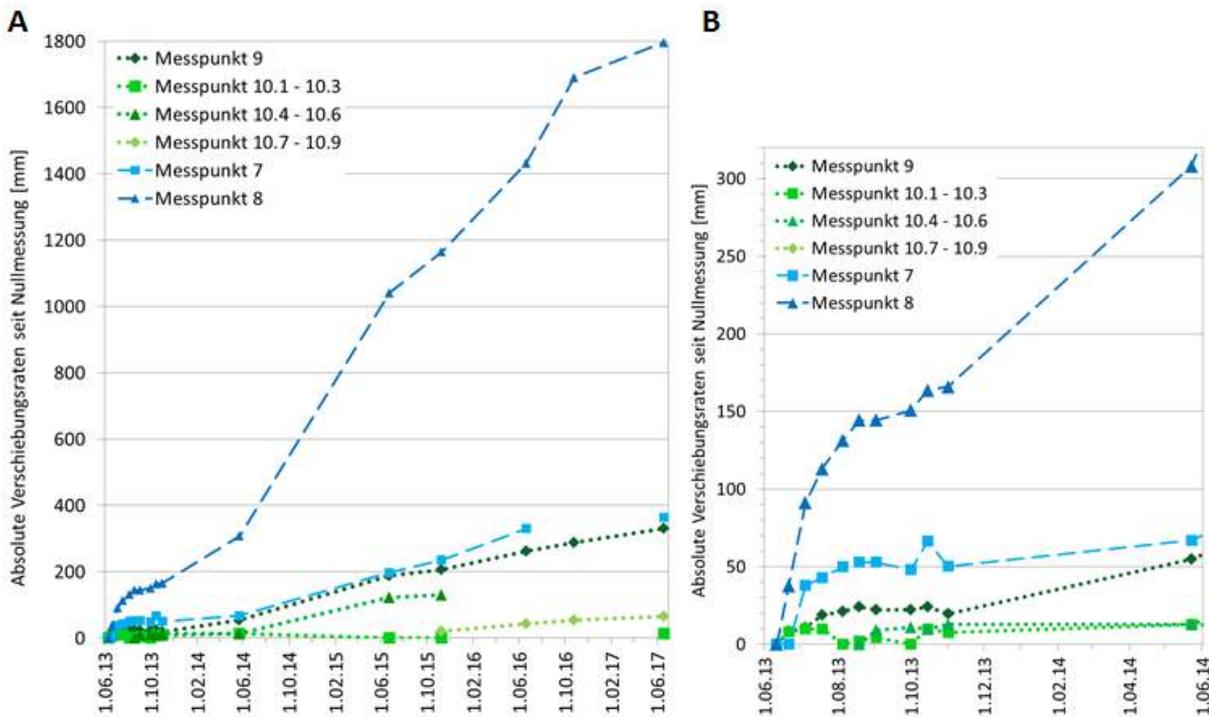


Abbildung 17: A: Monitoring der Scherzonen 2013 - 2017; B: Vergrößerung der Messungen 2013 - 2014. Messpunkte 7 und 8 (blau) sind auf dem orographisch linken Rand der Rutschung platziert, die übrigen auf dem rechten Rand.

menhang zwischen Niederschlag und Rutschaktivität nur eine Vereinfachung ist und oft nicht der Realität entspricht und stattdessen die unterirdische Zirkulation (also der Schritt zwischen Störung und Reaktion des Systems) eine zentrale Rolle spielt.

Durchlässigkeit der Gesteinsschichten

Für die Abschätzung der Tracermenge (Kapitel 4.2.2) sind die Durchlässigkeitswerte aller Schichten wichtig. Bisher wurden keine hydrogeologischen Tests zur Durchlässigkeit des Untergrunds in Grindelwald gemacht (z. B. Pumpversuch). Der einzige Hinweis auf die Durchlässigkeitswerte ist ein 2D Mesh Modell entlang des oben erwähnten schematischen Profils (Abbildung 18). Das hydrogeologische Modell wurde in der Software FEFLOW (DHI-WASY, 2016) nachgebaut, um den Grundwasserspiegel und die instabilen Zonen zu simulieren (Boulaz, 2016). Dazu wurden Durchlässigkeitswerte für die einzelnen Schichten der Literatur entnommen und dann soweit angepasst, bis das Resultat der Modellierung mit den bekannten Quellen und Rutschphänomenen übereinstimmte. Dadurch ergab sich ein Durchlässigkeitswert K von 10^{-5} m/s für den zerklüfteten Eisensandstein, 10^{-8} m/s für die oberste Schicht aus Moränen- und Schuttmaterial und 1 bis 7×10^{-6} m/s für den verrutschten, zerklüfteten Aalénienschiefer (Boulaz, 2016). Der intakte Aalénienschiefer erhielt als impermeable Schicht einen K -Wert von 10^{-9} m/s (Boulaz, 2016).

Für die vorliegende Arbeit wurden im Modell zwei Fliesswege simuliert. Abbildung 18 (oben) zeigt das Resultat einer Modellierung, bei der der Tracer kurz oberhalb des Aalénienschiefer eingespeist wird. Dies entspricht am ehesten dem durchgeführten Tracerversuch mit Uranin (Kapitel 4.2.2), da im Modell die Zerklüftung des Eisensandsteins und damit die präferentiellen Fliesswege nicht miteingerechnet werden. Gemäss dem Modell würde der Tracer entlang der “Felsoberfläche” fliessen und nach sieben bis zehn Jahren im mittleren Teil der Rutschung erscheinen (Bereich Schonegg, in Abbildung A.4 die Fläche zwischen W2 und W4). Eine “Rückwärtsmodellierung” (Abbildung 18, unten) zeigt, dass das Wasser in der Nähe von W1 nur etwa 150 m weiter oben infiltriert, aber für diese Strecke in der vadosen, oberflächennahen Zone 15 Jahre benötigt. Des Weiteren impliziert das Ergebnis, dass der Ursprung des Quellwassers Oberflächenwasser ist und nicht in Verbindung mit dem Eisensandstein steht. Die verwendeten Durchlässigkeitswerte scheinen alle sehr klein. Besonders die minimale Durchlässigkeit der obersten Schicht scheint, aufgrund des gesehenen Oberbodens in der Rutschung, zu gering, selbst wenn kleine Tümpel im Gelände sichtbar sind. Im Bereich der Eisensandsteine ist oberflächlich kein Wasser zu sehen und es bestehen auch keinerlei Hinweise auf lehmigen oder kompakten Oberboden, weshalb zumindest dieser Bereich des Modells realitätsfremd scheint. Ausserdem wird erwartet, dass der zerklüftete, verrutschte Aalénienschiefer durch die intensive Bewegung durchlässiger ist. Eine weitere Schwachstelle des Modells ist der modellierte Wasserspiegel (weisse Linie), weil das Modell die zwei unterschiedlichen Grundwasserspiegel (siehe oben) nicht repräsentieren kann (Boulaz, 2016). Insgesamt müssen die teilweise iterativ gefunden Werte als nicht vertrauenswürdig eingestuft werden, insbesondere in Anbetracht der in der Nähe beobachteten Korrespondenzzeit (vgl. Abschnitt “Bewegungsrate und Zusammenhang mit Wasser”). In Parriaux et al. (2010) wird der Nutzen von hydrogeologischen 2D Modellen für Rutschungen ausführlich diskutiert. Aufgrund der starken Heterogenität (teilweise durch die Bewegung verursacht), der räumlichen Verteilung von Quellen und der ständigen Veränderung von Topographie und Geometrie wird eine Modellierung in 3D empfohlen (Parriaux et al., 2010).

Dennoch kann eine qualitative Information aus dem Modell gezogen werden: Gemäss dem Modell ist das Wasser auf dem Gleithorizont der Chratzera Rutschung (rot gestrichelte Linie) im oberen Bereich ausschliesslich Oberflächenwasser (Abbildung 18, unten), wohingegen die unteren Quellen auch Wasser aus dem Eisensandstein enthalten (Abbildung 18, oben).

Erkenntnisse und daraus abgeleitete Annahmen aus den bisherigen Untersuchungen

Die bisherigen Untersuchungen (GEOTEST AG (2014) und mündliche Mitteilungen) können wie folgt zusammengefasst und interpretiert werden: Durch die Bergzerreissung wurde der Eisensandstein über die Jahrtausende stark zerklüftet. Diese Spalten dienen als präferentielle Fliesswege, welche Regen- und Schmelzwasser rasch Richtung Tal fliessen lassen. Zudem gilt

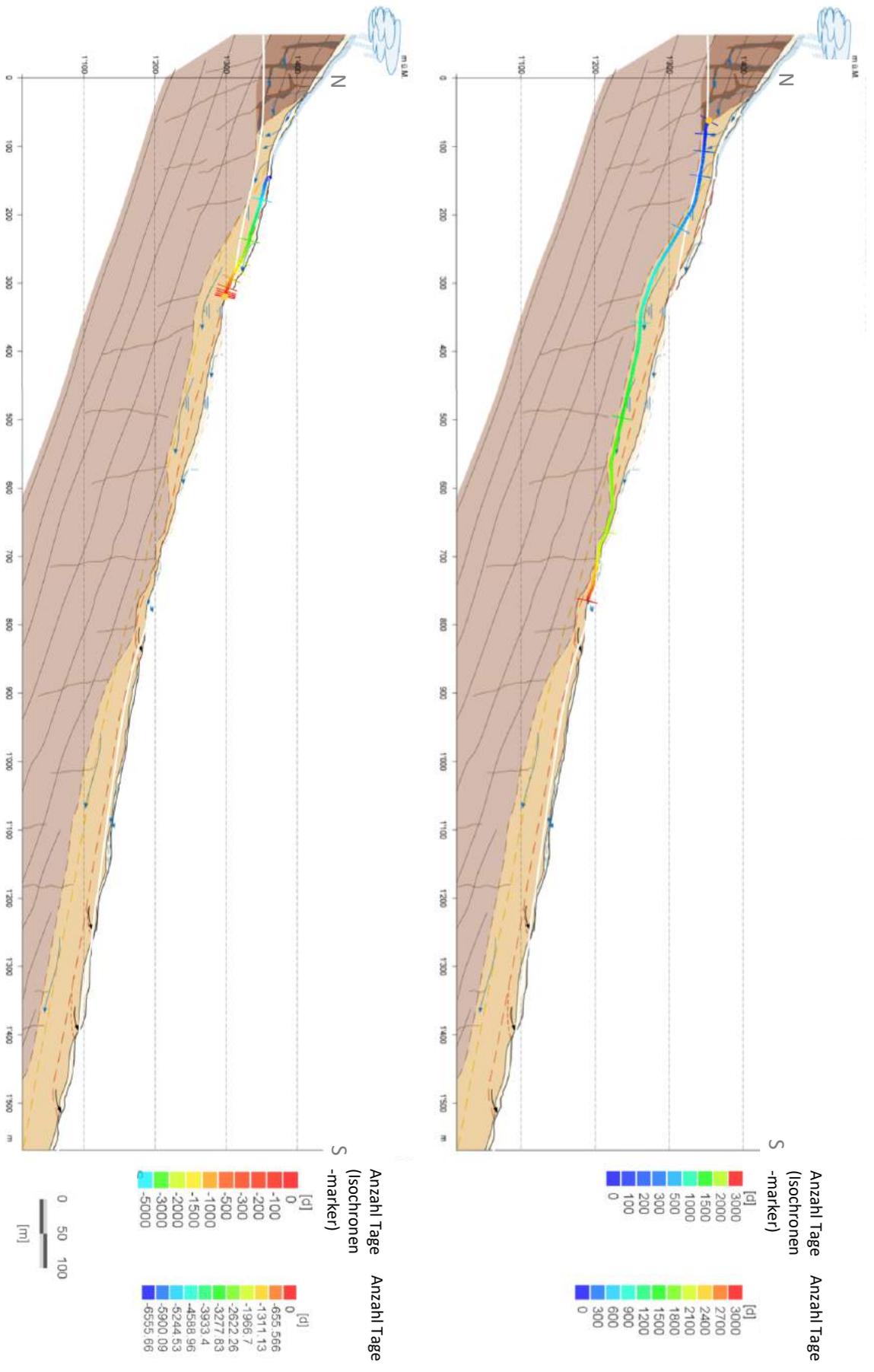


Abbildung 18: Screenshot aus der Software FEFLOW (Modell erstellt von Boulaz (2016)). Oben: Simulation einer Tracerreinigung kurz oberhalb Adélienschiefers. Unten: Modellierung der Herkunft und Fließzeit des Wassers der Quellen im oberen Drittel der Rutschung (Rückwärtssimulation). Die Anzahl Tage ist negativ weil "rückwärts" modelliert wird (von Quelle bis zu deren Infiltrationsstelle). Achtung: Die Farbskala ist oben und unten nicht identisch.

der Eisensandstein als verkarstungsfähig¹², das heisst, dass kleine Diskontinuitäten, die durch Brüche, Scher- und Zugbewegung oder Materialübergänge entstehen, rasch sehr wasserdurchlässig werden und den Effekt der Spalten zusätzlich verstärken. In den grossen Spalten des Eisensandsteins (Gadeslöcher) sammelt sich im Winter durch Winddrift viel Schnee. Beide Mechanismen zusammen bewirken, dass im Falle einer Schneeschmelze oder eines langen Niederschlagsereignisses rasch und viel Wasser in den darunterliegenden Aalénienschiefer fliesst. Der hangparallele Aalénienschiefer ist im intakten Zustand nahezu undurchlässig. Dies ermöglicht die Bildung des Gleithorizonts der tiefgründigen Rutschung auf dem Übergang zum verwitterten Schiefer. Doch selbst im verwitterten Zustand, wenige Meter unter der Oberfläche, ist der Unterschied der Durchlässigkeit gegenüber dem darüberliegenden Moränenmaterial so gross, dass sich das Wasser stauen kann. Wie in Kapitel 2.1.2 beschrieben, führt dies zu einem temporär höheren Porenwasserdruck, was die rückhaltenden Kräfte reduziert. Dank dem hohen Tongehalt des Aalénienschiefers (vgl. Kapitel 3.2) und dem hohen Verwitterungsgrad in Oberflächennähe entsteht mit hoher Wahrscheinlichkeit eine Art Schmiermittel. Beide Mechanismen ermöglichen die Ausbildung des Gleithorizontes der Chratzera Rutschung in 10 bis 15 m Tiefe. Dazu kommt, dass durch die lokale Infiltration ins verhältnismässig durchlässige Moränenmaterial zusätzliches Wasser auf den Gleithorizont der Chratzera Rutschung kommt. Ob und welche Rolle das Wasser aus dem Eisensandstein bei der Reaktivierung der Chratzera Rutschung spielt, konnte bisher nicht geklärt werden und soll deshalb, wie bereits in Kapitel 1.1 erwähnt, in dieser Arbeit eruiert werden.

3.4 Witterungsverhältnisse Juni bis Oktober 2017

Um eine allfällige Abhängigkeit der regelmässig gemessenen physikalischen Parameter (Abflussmenge, elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur) vom Wetter zu erkennen, wurden für den Untersuchungszeitraum die Daten der nahegelegenen Wetterstationen beigezogen. Des Weiteren dienten die Daten als Entscheidungsgrundlage um geeignete Proben für die chemische und isotopische Analyse auszuwählen.

Zur Verfügung standen die Daten dreier Wetterstationen im Raum Grindelwald: Station First (IMIS-Station vom SLF betrieben, 2111 m ü. M.), Station Oberläger (betrieben vom Kanton Bern, 1980 m ü. M.) und die Station Grindelwald (betrieben von MeteoGroup, 1205 m ü. M.) mit zeitlich unterschiedlich aufgelösten Datensätzen (10 - 30 min). Daraus wurde für jeden Tag des Untersuchungszeitraums die mittlere Tagestemperatur und die Tagesniederschlagssumme

¹² Im Bereich der Sackung Goihoren gibt es ein tiefgründiges, relativ grossflächiges, hoch wasserdurchlässiges Karstsystem im Eisensandstein des Aaléniens (GEOTEST AG, 2014). Ein Karstsystem in diesem Ausmass ist im Bereich oberhalb der Chratzera Rutschung nicht zu erwarten.

ermittelt (Abbildung 19). Mit wenigen Ausnahmen verlaufen die Kurven parallel, wobei die tiefstgelegene Station Grindelwald deutlich höhere Tagesmitteltemperaturen aufweist und die Niederschlagsmenge generell etwas geringer ist (Abbildung 19).

Während dem Niederschlagsereignis vom 8. bis 11. August 2017 verzeichneten die Stationen Oberläger und First 98.8 resp. 96 mm Regen, während die Station Grindelwald während dieser Zeit 81.2 mm registrierte, wobei die Messung vom 9.8.17 fehlt. Der Gesamtniederschlag im August 2017 an der Station Oberläger beträgt 178 mm, was vergleichbar ist mit dem durchschnittlichen Niederschlagsmenge im August der nahegelegenen SMA Station Grindelwald (1159 m ü. M., 185 mm (Mittelwert 2004 - 2013) (GEOTEST AG, 2014)). Die 11-tägige Trockenperiode im Oktober 2017 ist bemerkenswert (Abbildung 19).

Aufgrund des parallelen Verlaufs der Kurven werden in der weiteren Arbeit jeweils nur noch die Daten der Station Oberläger angegeben. Die Station Grindelwald von MeteoGroup hätte zwar eine vergleichbare Höhenlage wie das Untersuchungsgebiet, aber wegen elf fehlenden Niederschlagswerten wurde die Station Oberläger bevorzugt.

Die Witterung vor dem Untersuchungszeitraum war trocken: Dem extrem schneearmen Winter 2016/2017 (MeteoSchweiz, 2017b), folgte auf der Alpennordseite ein Frühling mit unterdurchschnittlichen Regenmengen (MeteoSchweiz, 2017a).

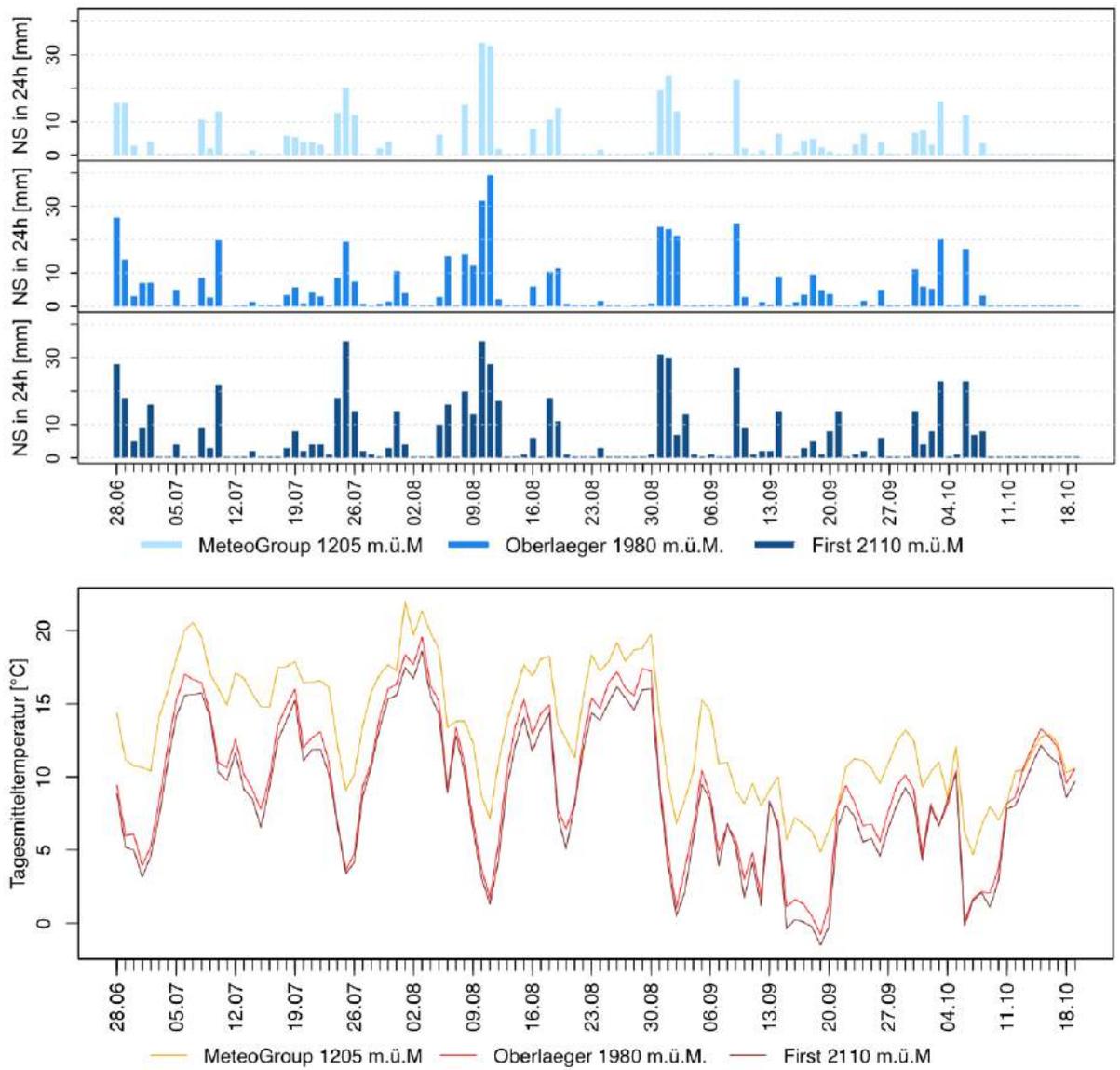


Abbildung 19: Tagesniederschlagssummen [mm] (oben) und mittlere Tagestemperatur [°C] (unten) während der Messperiode (28. Juni bis 19. Oktober 2017)

4 Methoden

4.1 Vorbereitende Kartierung

Nach der Konsultation der Kartengrundlagen (DTM, geologische Karte, topographische Karte, Gefahrenkarte Kanton Bern) wurde in einer ersten Feldbegehung ein Überblick über das zu kartierende Gebiet gewonnen (etwa 1 km², siehe Appendix A.4). In insgesamt weiteren 15 Feldtagen wurden Lineamente wie offene Brüche und Spalten, Felswände und langgezogene Vertiefungen eingezeichnet. Zu jedem Bruch wurde ein Formular ausgefüllt, in welchem unter anderem die Tiefe und die Breite des Bruchs notiert wurde. Für Felsaufschlüsse wurde die Gesteinsart, Orientierung der Schichtung (mit Gefügekompas gemessen), der Verwitterungsgrad und mehrere Fotos in einem weiteren Formular zusammengestellt. Einsturzphänomene mit einer runden bis ovalen Form wurden als Dolinen oder dolinenähnliche Struktur gekennzeichnet, wobei die Sichtbarkeit von Einsturzmaterial, die Vegetation und die Grösse in einem dritten Formular aufgenommen wurde. Ein ausgefülltes Beispiel aller drei Formulare findet sich im Appendix F.

Die drei bis zu 35 m tiefen, begehbaren Spalten (Gadeslöcher) wurden von unten und von oben so weit als möglich erklettert. Dabei wurde der Umriss aufgezeichnet, mit dem Felsformular Bemerkungen zur Geologie aufgenommen sowie die Breite und wenn möglich die Höhe notiert. Zudem wurde eine qualitative Beschreibung jedes Gadeslochs mit Fokus auf die Bodenbedeckung erstellt. Aus Sicherheitsgründen wurden die Gadeslöcher nur in Begleitung einer berggängigen Person kartiert, weshalb insgesamt nur vier Tage zur Verfügung standen.

Die gesamte Kartierung erfolgte mit Hilfe der FeldApp, einer App der GEOTEST AG, mit welcher Feldnotizen georeferenziert und in digitaler Form erfasst werden können. Die Grundlage ist eine topographische Karte, die mit Punkten und Polygonen ergänzt werden kann, welche wiederum mit im Rahmen dieser Arbeit definierten Formularen (z. B. für Felsaufschlüsse und dolinenähnliche Strukturen, siehe Appendix F) oder mit Bemerkungen und Fotos (inkl. Zeichenfunktion) attribuiert werden können. Die Lokalisierung erfolgte mit GPS, die Genauigkeit beträgt je nach Position 5 bis 30 m. Im Spätherbst wurde die topographische Karte mit einem georeferenzierten Reliefbild ergänzt. Die aufgenommenen Geometrien wurden nach einer Bereinigung als Shapefiles in ESRI ArcMap exportiert und die kartographische Gestaltung anhand der Attribute durchgeführt.

Da die Rutschphänomene innerhalb der Chratzera Rutschung bereits detailliert kartiert waren (Kapitel 3.3), wurden in diesem Bereich lediglich oberirdische Drainagen und Wasserläufe ergänzt.

Tabelle 2: Vorbereitende Informationstätigkeit

Datum	Wer	Information
7.6.2017	Gemeinde Grindelwald (Brunnenmeister)	Definitives Interesse und versprechen von Unterstützung
9.6.2017	Kanton Bern (AWA, Grundwasser und Altlasten)	Einverständnis zu Tracer/Menge
13.6.2017	BAFU (vgl. Meldung in InfoTracer (2018))	Einverständnis zu Tracer/Menge
15.6.2017	Bevölkerung	Amtliche Publikation im Anzeiger Interlaken
15.6.2017	Kantonspolizei, Wasserversorgung, Bauverwaltung und Fischereiverband Grindelwald	Information über bevorstehenden Tracerversuch mit unklarem Datum (Zweck, Lokalität, mögliche Auswirkungen)
15.6. bis 28.6.2017	Besitzer der Entnahmestellen	Information und Erlaubnis einholen für jede Entnahmestelle
29.6.2017	Kantonspolizei, Wasserversorgung, Bauverwaltung und Fischereiverband Grindelwald	Bekanntgabe des Injektionsdatums
10.11.2017	Kantonspolizei, Wasserversorgung, Bauverwaltung und Fischereiverband Grindelwald	bisherige Erkenntnisse und temporäre Einstellung der Probenahme

4.2 Tracerversuch mit Uranin

4.2.1 Informationstätigkeit

Es war wichtig, die Bevölkerung ausreichend zu informieren, da bei einem (unerwartet) raschen und konzentrierten Durchfluss der Tracer von Auge erkennbar sein könnte, was Verunsicherung in der Bevölkerung auslösen kann. Deshalb wurde in den Informationsschreiben an die Anwohner und die Gemeindeämter mehrfach betont, dass der Tracer in jeder Konzentration ungiftig ist. Im Brief an die Anwohner der Chratzera Rutschung (Appendix B.1) war auch eine Telefonnummer zur Kontaktaufnahme angegeben, primär um Fragen zu beantworten, aber auch damit kurzfristig eine Wasserprobenentnahme vorgenommen werden könnte, falls der Tracer sichtbar würde. Damit wurde der Empfehlung von Schudel et al. (2002) zu einer breiten und offenen Kommunikation Folge geleistet.

4.2.2 Injektionsstandort, Injektionsmenge und Entnahmestellen

Injektionsstandort und Injektion

Ziel des Tracerversuchs ist, die hydraulische Verbindung zwischen den Gadeslöchern im Eisen-sandstein und dem Wasser in der Chratzera Rutschung zu beweisen. In den Gadeslöchern ist

kein Wasser sichtbar, was eine Einspeisung in die vadose Zone unumgänglich macht, obwohl in Schudel et al. (2002) davon abgeraten wird. Die Einspeisung in die vadose Zone erfordert besondere Vorsicht bei der Standortwahl. Der Standort sollte

- keinen organischen Oberboden haben (kann Tracer absorbieren).
- eine präzise und nicht diffuse Einspeisung erlauben.
- zwar in den Gadeslöchern aber möglichst nah an der Chratzera Rutschung sein, um den Fließweg nicht unnötig zu verlängern.
- möglichst nah beim (unter dem Sandstein liegenden) Aalénienschiefer sein.
- möglichst gut erschlossen sein, da bei einer Einspeisung in die vadose Zone möglichst viel Spülwasser verwendet werden sollte.

Aufgrund der Begehung der Gadeslöcher (siehe Kapitel 5.1.1), wurde eine Injektion in diese als nicht sinnvoll beurteilt. Erstens verhindert die Bodenbedeckung aus feinem, verwittertem Schiefermaterial und ineinander verkeilten Gesteinsblöcken (Kapitel 5.1) eine kontrollierte Injektion. Zweitens ist auch nichts über das darunterliegende Material bekannt und Blöcke oder Schieferstückchen könnten zu Farbverlust führen. Drittens sind die tiefsten (und damit dem Aalénienschiefer am nächsten liegenden) Stellen ohne Kletterausrüstung nicht erreichbar. Viertens liegt zwischen der Strasse, und damit dem Spülwassertank, und den Abgründen der Gadeslöcher 80 bis 100 m Wald. Damit der Grund der Löcher erreicht werden könnte, müssten ein mindestens 150 m langer Feuerwehrschauch und eine Pumpe verwendet werden. In den besser erschlossenen unteren Enden des mittleren und östlichen Gadeslochs konnte keine Stelle gefunden werden, welche die übrigen Anforderungen erfüllte.

Als praktikable Alternative bot sich eine Injektion in eine der parallel zu den Gadeslöcher verlaufenden schmalen Spalten (Kapitel an 5.1.2) an, zumal die Spalten ein (evtl. in sich verbundenes) Kluftsystem bilden (siehe Kapitel 6.1). Die ausgewählte Spalte (Abbildung 21 oben rechts) liegt parallel zum östlichsten Gadesloch und ist wenige Meter von der Forststrasse entfernt (Abbildung A.4). Ihre geringe Breite (oben 0.8 m beim untersten sichtbaren Punkt ca. 0.4 m) und ihre Tiefe von mindestens 16.5 m erlaubten eine einigermaßen kontrollierte Einspeisung. Die Spalte ist nicht zugänglich, weshalb der Oberboden weder untersucht noch abgetragen werden konnte (Wernli (2011) empfiehlt, in der vadosen Zone einen Baggerschlitz auszuheben). Die Distanz zwischen der Einspeisestelle und dem Anriss der Chratzera Rutschung beträgt ca. 390 m, bis zum Fuss der Rutschung ca. 1500 m (Luftlinie). Sowohl meine beiden Betreuer Daniel Tobler und Prof. em. Hans Kienholz als auch Toni Dervej (Kanton Bern), die alle mit der Geologie und den Gegebenheiten in Grindelwald vertraut sind, schätzten den Standort als geeignet

ein. Toni Dervey ist beim Kanton Bern für die Grundwasserschutz zonen verantwortlich (Bau-, Verkehrs- und Energiedirektion des Kanton Berns, Fachbereich Grundwasser und Altlasten) und hat grosse Erfahrung mit Tracerversuchen.

Entnahmestellen

Aufgrund der Annahmen über den Aufbau und die Ursachen für Reaktivierungen der Chratzera Rutschung (Kapitel 3.3) sollte das Wasser im Gleithorizont beprobt werden, was aber mangels Bohrlöcher innerhalb der Chratzera Rutschung nicht möglich ist. Gemäss dem schematischen Modell (Appendix A.3) erreichen die Gleithorizonte einiger Kompartimente der mittelgründigen Chratzera Rutschung die Oberfläche (rote Linien in Appendix A.3). Die Quellen auf der Rutschung, und insbesondere solche unterhalb von Stauchwülsten (Fuss eines Rutschkompartiments), sind daher die bestmögliche Approximation an das Wasser auf dem Gleithorizont. Deshalb wurden in einem ersten Schritt elf Quellen auf der Rutschung ausgewählt. Um den Tracer auch bei einem unerwarteten Fliessweg nachweisen zu können, wurden in einem zweiten Schritt zwölf weitere Entnahmestellen ausserhalb der mittelgründigen Rutschung hinzugenommen. Für das Finden der (meist gefassten) Quellen waren die Erfahrung des Werkhofleiters von Grindelwald und die zahlreichen Auskünfte der Anwohner eine grosse Hilfe. Aufgrund der grossen Verdünnung bilden der Milibach im Osten und die Schwarze Lutschine im Süden die Grenze des möglichen Tracernachweises. Im Westen wird ein laterales Wegfliessen durch die Topographie beschränkt. Das Reservoir Tuff der Wasserversorgung Grindelwald hat eine Schüttung von 3800 l/min, was einen Nachweis von Uranin weiter westlich sehr unwahrscheinlich macht.

Die Suche nach geeigneten Entnahmestellen war zeitintensiv, da der Besitzer von jeder potentiellen Entnahmestelle persönlich kontaktiert werden musste, um einerseits abzuklären, ob eine regelmässige Wasserprobenentnahme erlaubt sei, und andererseits um sicher stellen, dass die Quelle weder Leitungs-, noch Dach- oder Firstwasser (Kapitel 3.2) führt. Im aktiven Rutschungsbereich sind viele Brunnen ans Wassernetz der Gemeinde angehängt, da die gefassten Quellen aufgrund der Verschiebungen versiegt sind. Details zu einzelnen Entnahmestellen finden sich im Appendix H.

Um rasche Durchgänge nicht zu verpassen, wurden an vier bereits beprobten Quellen und an fünf zusätzliche Quellen Aktivkohlesonden installiert. Aufgrund der Lichtempfindlichkeit von Uranin können Aktivkohlesonden nur in Schächten angewendet werden. Die Standorte der Aktivkohlesonden und der Quellen für die Wasserproben sind in der Karte im Appendix A.4 eingezeichnet.

Der Besitzer der Quelle W20 kommunizierte trotz mehreren Anschreiben erst Ende September 2017, dass der beprobte Brunnen Leitungswasser führt, 30 m unterhalb aber ein natürlicher Quellaustritt ist. Aufgrund eines Uranin-Spurenachweises in W1 wurden ab dem 6. Oktober 2017 zusätzlich die weiter östlich gelegenen Quellen W23 und W26 beprobt. Dies ergibt ein Total von 25 beprobten Quellen.

Tracerwahl und Injektionsmenge

Aufgrund der lokalen Gegebenheiten und der Fragestellung war eine Einspeisung in die gesättigte Zone nicht realisierbar, obwohl von Schudel et al. (2002) empfohlen. Wegen der Einspeisung in die vadose Zone und die lange Fließstrecke ist die geringe Sorptionseigenschaft des Tracers absolut entscheidend, weshalb die Wahl auf Uranin fiel (vgl. Kapitel 2.3.1). Schudel et al. (2002) fassen diverse vorhandene Formeln zur Berechnung der Einspeisemenge in folgender Gleichung zusammen:

$$M = \alpha * L * A \quad (3)$$

mit

M = Einspeisemenge [g]

α = tracerabhängiger Korrekturfaktor, Uranin=1

L = Distanz [m], hier mind. 390

A = Faktor für Aquiferverhältnisse []

Schudel et al. (2002) betonen, dass die Gleichung 3 lediglich als Plausibilitätsprüfung diene. Die Wahl von A birgt viel Unsicherheit. In Porengrundwasserleiter ist A von der Grundwassermächtigkeit und der Durchlässigkeit abhängig. Beide Werte sind für die Chratzera Rutschung nicht bekannt. Aufgrund des zerklüfteten Eisensandsteins und dem verwitterten, verrutschten Aalénien-schiefer könnte man, allerdings mit grossen Vorbehalten, von einem Kluftgrundwasserleiter sprechen. A wäre in diesem Fall zwischen 0.2 und 2 (Schudel et al., 2002). Für Eingabe in die vadose Zone sollte die Menge um das zwei bis dreifache erhöht werden. Insgesamt ist damit eine Einspeisemenge zwischen 0.2 und zwei Kilogramm empfohlen (Faktor 10!). Der erhöhte Hintergrundwert in der Quelle W3a (Nullprobe, siehe Tabelle 4) und Tongehalt im Aalénien-schiefer wären weitere Gründe gewesen, die Menge etwas höher zu dosieren (Schudel et al., 2002). Obwohl Uranin in keiner Konzentration giftig ist, wird in diesem Tracerversuch klar eine

Konzentration angestrebt, die von Auge nicht sichtbar ist: Einerseits weil der Versuch in bewohntem Gebiet stattfindet und andererseits weil hier Lebensmittel produziert werden (Milch, Käse).

Gemäss Aley (2008) ist Erfahrung mit Farbstoff-Tracern im Grundwasser die beste Methode, um die Injektionsmenge eines bestimmten Farbstoffs abzuschätzen. Weil Toni Dervey (Kanton Bern) und ein tracererfahrener Mitarbeiter der GEOTEST AG unabhängig voneinander ein Kilogramm Uranin vorschlugen, wurde dies bei der Koordinationsstelle InfoTracer des BAFUs angemeldet und bewilligt.

4.2.3 Injektion

Gemäss Toni Dervey (Kanton Bern) sollte die Einspeisung in möglichst gesättigtem Boden erfolgen und mit möglichst viel Wasser nachgespült werden. Weil der Boden trocken war (vgl. Kapitel 3.4), wurde mit der Tracereinspeisung nach Abschluss der Vorbereitungen Mitte Juni auf die nächste Regenperiode gewartet. Die Tracereinspeisung erfolgte nach einer regnerischen Woche am 30. Juni 2017 um 15 Uhr. An diesem Nachmittag war es stark bewölkt. Der angekündigte Regen in den Tagen danach sollte als zusätzliches Nachspülen dienen (vgl. Kapitel 3.4).

Die Feuerwehr Grindelwald stellte einen geländegängigen Tankwagen mit 3 m³ Wasser zur Verfügung und brachte ihn zur Waldstrasse (Abbildung 20 & 21). 70 m Feuerwehrschauch wurden benötigt, um die etwas unterhalb der Waldstrasse liegende Spalte, respektive deren Grund, zu erreichen. Damit der Farbstoff nicht die Feuerwehrschräume beschmutzen würde, wurde ein 30 m langer Gartenschlauch am Feuerwehrschauch befestigt. Nach dem Vorspülen (300 Liter) wurde zusätzlich zum Wasser aus dem Tank durch einen Trichter und den Gartenschlauch (gelb) ein Kilogramm gelöstes Uranin in die Spalte gegeben (Abbildung 20). Die effektive Einspeisung dauerte acht Minuten. Das Nachspülen dauerte weitere 20 Minuten. Am Grund der Spalte bildete sich ein kleiner See, der sich mit der Zeit von rot zu grün färbte, und als der Tank leer war, nur noch schwach gelblich schimmerte (Abbildung 21). Der kleine See wurde auch bei starker Wasserzugabe nicht grösser, was für eine relativ hohe Durchlässigkeit spricht.

4.2.4 Probenentnahme und Lagerung

Kontaminationsgefahr

Um das Verunreinigungspotenzial nach der Tracereingabe zu minimieren, berührte die Person, die die Beprobung durchführen würde, weder den Uranin-Kanister noch den Gartenschlauch vor, während oder nach der Injektion. Die Reinigung des Materials erfolgte nicht in Grindelwald und erst nach der intensiven Beprobungsphase. Alle beteiligten Personen haben Einweghandschuhe



Abbildung 20: Tracerinjektion: Im Vordergrund wird einer von zwei Kanister (je 0.5 kg gelöstes Uranin) in den Trichter eingefüllt. Im Hintergrund steht der Tanklaster der Feuerwehr Grindelwald (3 m³).

getragen. Sämtliche Textilien (Rucksack, Schuhe, Hosen etc.), die während der Injektion getragen wurden, wurden nie wieder zur Probenahme mitgenommen. Damit wurden den Ratschlägen in Wernli (2011) so gut wie möglich Folge geleistet. Trotz aller Vorsicht wäre eine Verschmutzung der Wasserproben durch unsichtbare Tracerpartikel an den Händen oder ähnliches theoretisch denkbar.

Während der Probenahme ist eine Verunreinigung mit Uranin aus anderen Entnahmestellen denkbar. Deshalb wurden die Flasche und der Deckel immer zweimal mit dem Quellwasser ausgewaschen und das Gewinde nicht mit den Fingern berührt. Eine Kontamination kann auch durch Produkte geschehen, die mit Uranin rot gefärbt sind (z.B. Filzstift, Schnur) (Wernli, 2011). Deshalb wurden die Flaschen und die Aktivkohlesonden, den Empfehlungen von Wernli (2011) folgend, ausschliesslich mit Etiketten (Laserprinter) und schwarzem, wasserfestem Filzstift beschriftet. Die Aktivkohlesonden wurden mit durchsichtiger Fischerschnur befestigt (von Aley (2008) empfohlen).

Entnahmeplan

Die Nullproben der Quellen wurden am 28. Juni 2017 genommen. Die Einspeisung des Tracer erfolgte am 30. Juni 2017. Es ist zu erwarten, dass die Durchgangskurve flacher wird, je mehr Zeit seit der Eingabe verstrichen ist (Kapitel 2.3.1). Deshalb war das Beprobungsintervall anfangs sehr kurz und wurde fortlaufend verlängert. In den ersten drei Tagen nach der Einspeisung wurden täglich zwei Proben pro Quelle entnommen. Bis zum Ende der ersten Woche nach der Einspeisung (9. 7.17) wurde jeden Tag ein Probeset entnommen, in der zweiten bis vierten



Abbildung 21: Impressions der Tracerinjektion: Spalte von oben und der Feuerwehrschauch (oben links); Spalte in die der Tracer injektiert wurde (Tiefe: 16.5 m tief, Breite: 0.8 m) (oben rechts); Ansicht von oben während der Tracereingabe (unten). Der grüne kleine See ist das fluoreszierende Uranin.

Woche alle zwei bis drei Tage. Damit wurden bis zum 1. August 19 Probesets zu 23 Entnahmestellen gesammelt. In der fünften bis achten Woche wurde zweimal wöchentlich beprobt, ab 1. September 2017 nur noch einmal pro Woche. Insgesamt wurden bis zum 19. Oktober 2017 34 Wasserprobensets respektive 721 Wasserflaschen abgefüllt. Um kosteneffizient zu arbeiten, wurde nur ein Teil der Proben auf Uranin getestet. Mit dem Labor wurde abgemacht, dass die Proben möglichst rasch analysiert werden, damit die Beprobungsfrequenz bei einem allfälligen Uranin-Nachweis wieder erhöht werden könnte und zurückgestellte Proben zusätzlich analysiert werden könnten (rollende Planung). In den ersten vier Tagen wurden je ein Set auf Uranin geprüft, dann nach 10 Tagen nochmals und ab Mitte Juli konstant alle zwei Wochen. Da erwar-

tet wurde, dass ein allfälliger Durchfluss in mehreren Quellen über mehrere Tage nachweisbar wäre (flache Durchgangskurve), würde selbst mit einem Analyse-Intervall von zwei Wochen in einer der Quellen der Tracer auftauchen, worauf weitere Proben analysiert werden könnten. Die genauen Daten der Uranin-Analysen sind der Tabelle 4 zu entnehmen. Die Proben wurden im Tracerlabor Dr. Wernli mit einem Luminescence Spectrometer LS-5B der Firma Perkin-Elmer analysiert. Die Nachweisgrenze liegt bei 1 ppm.

Die Aktivkohlesonden wurden am Abend vor der Tracereinspeisung montiert und alle zwei Wochen ersetzt. Sie sollten analysiert werden, sobald in den Quellen Uranin nachgewiesen worden war, um bessere Aussagen über die räumliche Verteilung machen zu können.

Lagerung

Nach der Probenahme wurden die Flaschen umgehend im Rucksack versorgt, da an sonnigen Tagen trotz brauner Flaschen und Plastiksack innert kürzester Zeit Uranin zerstört wird (Kapitel 2.3.1). Danach wurden die Proben im Keller, bei kühler Temperatur und ohne jegliches Tageslicht, gelagert. Die Aktivkohlesonden wurden luftdicht in einem sauberen Plastikbeutel transportiert und ebenfalls im Keller aufbewahrt (nach Aley (2008) empfohlen).

4.3 Wasserproben

In diesem Unterkapitel werden die Methoden vorgestellt, die genutzt wurden, um unabhängig vom Tracerversuch mit Uranin Informationen über die Quellen zu erhalten. Dazu gehört die regelmässige Messung von Wassertemperatur, Abfluss und elektrische Leitfähigkeit aber auch die nachträgliche Analyse von zurückgestellten Wasserproben auf ihre chemische (ein Set) und isotopische Zusammensetzung (zwei Sets). Auf die Grundlagen der statistischen Methoden, welche im Rahmen dieser Arbeit angewendet werden, wird im Kapitel 4.3.4 verwiesen.

4.3.1 Physikalische Parameter

Die physikalischen Parameter jeder Quelle wurden bei jeder Probenahme gemessen (34-mal innert 16 Wochen).

Abfluss

Der Abfluss jeder Quelle wurde mit der direkten Abflussmethode gemessen: Mit einer Stoppuhr wurde die Zeit gemessen, die benötigt wird um ein 0.5 Liter Gefäss (Abbildung 23) zu füllen.

Elektrische Leitfähigkeit und Wassertemperatur

Um Verfälschungen durch Luftblasen oder unvollständiges Eintauchen zu verhindern, wurde der Conductimeter, mit dem die Wassertemperatur und die EL gemessen wurden, ins Gefäss

getaucht, mit dem der Abfluss gemessen wurde (Abbildung 23). Die verwendeten Messgeräte zeigten die Leitfähigkeit bei 25 °C Referenztemperatur an (korrigiert mit einer nichtlinearen Temperaturkompensation). Bei intensiver Sonneneinstrahlung wurde das Gefäß während der Messung mit einem Küchentuch abgedeckt. Bei Ausfall der Temperaturmessung wurde stattdessen ein Baby-Badethermometer benutzt.

Die EL und Temperaturmessungen wurden mit drei unterschiedlichen Messgeräten der Marke WTW durchgeführt, welche vor dem Einsatz kalibriert wurden. Am 24. August 2017 wurden alle Quellen mit allen drei Messgeräten gemessen. Dabei erhärtete sich der Verdacht, dass der Cond 330i auch nach scheinbar erfolgreicher Kalibration falsch misst. Die zuvor erhobenen EL-Werte wurden mit der Funktion einer in der Software R berechneten Regressionsgerade korrigiert (Abbildung 22).

Tabelle 3: Verwendete Geräte zur Messung der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur

Datum	Gerät	Kommentar
28.6.-19.8.17	WTW Cond 330i	Messfehler
20.7.-25.7.17	WTW Cond 330i	kaputtes Kabel, keine Temperaturmessung
26. 7.- 7. 8.17	WTW Multi 340i	ok
8.8. - 20.8.17	WTW Cond 330i	Messfehler
21.8 - 19.10.17	WTW Multi 3430	ok

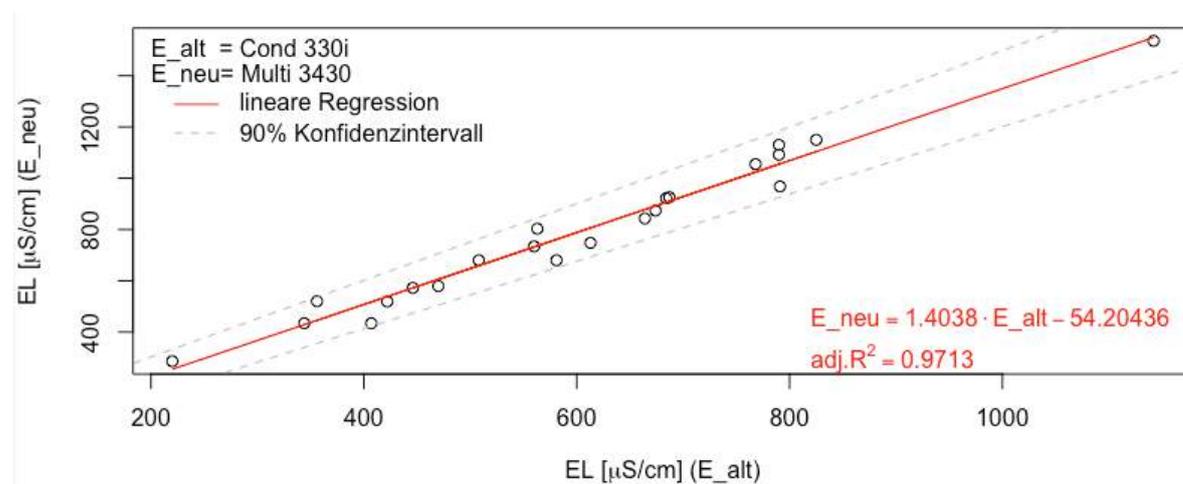


Abbildung 22: Regressionsgerade zur Korrektur der mit Cond 330i gemessenen elektrischen Leitfähigkeit (EL).



Abbildung 23: Conductimeter (WTW Multi 3430) misst die elektrische Leitfähigkeit und die Wassertemperatur im Gefäss mit dem der Abfluss gemessen wurde. Quelle 23.

Auswertung

Im Allgemeinen wird erwartet, dass eine oberflächennahe Quelle schneller auf Wetteränderungen reagiert als eine tiefe Quelle. D. h. eine oberflächennahe oder durch Oberflächenwasser beeinflusste Quelle zeichnet sich aus durch

- einen rasch ansteigenden Abfluss während und kurz nach einem Niederschlagsereignis.
- einen negativ linearen Zusammenhang zwischen EL und Abfluss, weil Regenwasser generell eine tiefere EL hat als Wasser, welches bereits durch den Untergrund geflossen ist. Daraus folgend sinkt die EL während und kurz nach einem Niederschlagsereignis.
- eine sinkende Wassertemperatur bei sinkender mittlerer Lufttemperatur.
- eine grössere Variabilität¹³ in Temperatur, EL und Abfluss.

Nimmt der Abfluss bei Regen zu, ohne dass die EL kleiner wird, wäre dies ein Indiz dafür, dass der zusätzliche Abfluss nicht aus lokal infiltriertem Regenwasser besteht, sondern aus Wasser, welches aus dem Hang nachfliesst (Abbildung 24, dunkelblaue Quelle). Dabei erhöht sich der Abfluss einer Quelle lediglich, weil der Wasserspiegel, und damit der hydrostatische Druck,

¹³ Als Mass für die Variabilität wird für die EL und den Abfluss der Variationskoeffizient (Standardabweichung dividiert durch Mittelwert) benutzt, für die Wassertemperatur die Standardabweichung

durch den Regen im Hang grösser wird (z. B. in einer Kluft, an deren Ende die Quelle liegt) und entsprechend mehr Hangwasser aus der Quelle herausgedrückt wird als in Trockenperioden. Im ganzen Untersuchungsgebiet ist im Untergrund Aalénienschiefer zu erwarten (Abbildung 13). Ist die Durchlässigkeit des Aalénienschiefers aufgrund der Bewegung im Rutschgebiet grösser als neben der Rutschung, müsste die Variabilität der EL und des Abflusses der Quellen innerhalb der Rutschung grösser sein als die Variabilität der Quellen ausserhalb der Rutschung.

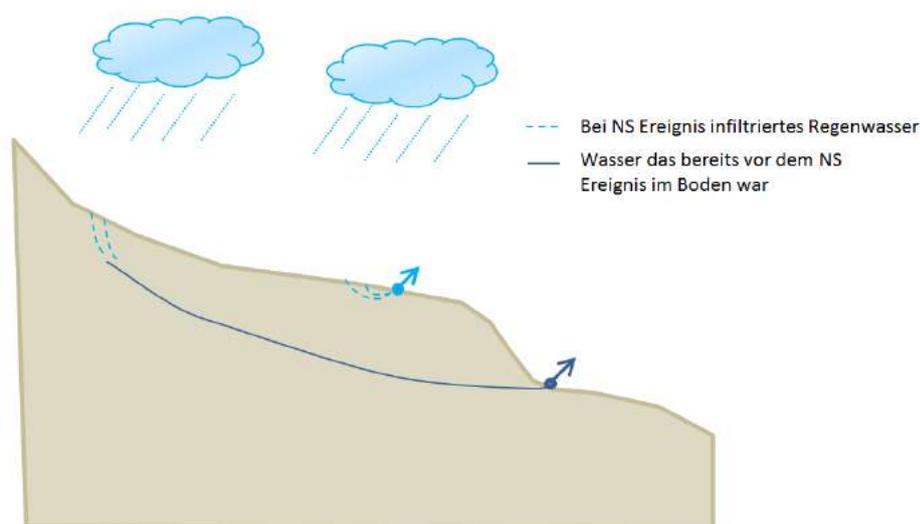


Abbildung 24: Schematische Zeichnung zum Abflussanstieg während eines Niederschlagsereignis. Der Abfluss steigt bei einem Niederschlagsereignis in beiden Quellen an.

4.3.2 Chemische Zusammensetzung

Die 25 Wasserproben vom 19. Oktober 2017 wurden auf ihre chemische Zusammensetzung analysiert. Im Labor des Geographischen Instituts der Universität Zürich wurden die Proben gefiltert: Die Wasserproben wurden in einer Spritze aufgezogen, ein Einweg-Filter aufgesetzt (0.45 μm) und in 2 ml Glasgewindflaschen (für die Anionenanalyse) und 15 ml Plastikreagenzgläser (für die Kationenanalyse) abgefüllt. Die Spritze wurde vor der nächsten Wasserprobe durch zweimaliges Aufziehen von deionisiertem Wasser gereinigt.

Leonie Kiewiet, Doktorandin an der Universität Zürich, führte die Analyse der Kationen in einem Massenspektrometer (ICP-MS, Agilent technologies, kalibriert mit zehn Standards) und der Anionen in einem Ionenchromatograph (861 Advanced Compact IC, Metrohm, kalibriert mit fünf Standards) an der ETH Zürich durch. Für die graphische Darstellung wurden die Daten in ESRI ArcMap mit dem Jenks-Caspall-Algorithmus klassiert, welcher die Daten bei natürlichen

Unstetigkeiten in eine vorgegebene Anzahl Klassen (hier fünf) unterteilt. Ursprünglich sollten die Wasserproben mit Hilfe des Piper-Plots gruppiert werden. Die fundamentale Annahme, dass die Menge Kationen (in meq/l) gleich der totalen Menge Anionen (in meq/l) entspricht, führte bei der Berechnung des nicht gemessenen Parameters Bikarbonat (HCO_3) zu positiven und stark negativen Werten, weshalb auf die Darstellung der Wasserproben in einem Piper-Plot verzichtet wurde.

Während der Messungen vom 6. und 13. Oktober 2017 wurde im Feld der pH mit dem WTW Multi 3430 gemessen und das Smartphone App “Smart Aqua Meter” ausprobiert (pH, ORP, EL). Aufgrund der Abweichungen von pH und EL gegenüber den Messungen des WTW Multi 3430, wurde das “Smart Aqua Meter” nicht weiter verwendet. Am darauf folgenden Tag wurde der Nitrat-, Nitrit- und Ammoniumgehalt mit einem Vernier LabQuest2 gemessen. Da die Messwerte sich nur schlecht stabilisierten und die Werte nicht reproduzierbar waren, wurden diese Daten für vorliegende Arbeit nicht benutzt.

4.3.3 Isotopenanalyse

Für die Isotopenanalyse wurden die zurückgestellten Wasserproben vom 11. August 2017¹⁴ (22 Stück) und 19. Oktober 2017 (25 Stück) verwendet. Die Quellen W20, W23 und W26 wurden im August noch nicht beprobt (siehe Kapitel 4.2.2). Die Proben vom 11. August 2017 (“August-Proben”) repräsentieren die Zusammensetzung im Sommer nach starken Niederschlägen: Die 5-Tagessumme der Station Oberläger beträgt am 11. August 2017 98.8 mm, die 10-Tagessumme 116.6 mm (siehe Kapitel 3.4). Die Proben vom 19. Oktober 2017 (“Oktober-Proben”) hingegen repräsentieren die Zusammensetzung nach einer langen Trockenperiode im Herbst: Die 10-Tagessumme der Station Oberläger beträgt 0 mm. Es handelt sich dabei um die längste Trockenperiode im Untersuchungszeitraum (siehe Kapitel 3.4).

Die vorbereitende Filterung der Wasserproben wurde gleich durchgeführt wie die Filterung der Wasserproben, welche auf ihre chemische Zusammensetzung untersucht wurden (Kapitel 4.3.2). Im Anschluss wurden die 20 ml Glasgewindeflaschen randvoll gefüllt, um eine Reaktion mit Sauerstoff zu verhindern. Die Isotopenanalyse wurde im Isotopenlabor der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg (DE) in einem Picarro L2130-i (CRDS) analysiert. Die Nachweisgrenze/Genauigkeit liegt bei $\pm 0.16 \text{ ‰}$ für $\delta^{18}\text{O}$ und $\pm 0.6 \text{ ‰}$ für $\delta^{18}\text{O}$.

Aufgrund des Jahreszeiteffekts (Kapitel 2.3.2) ist zu erwarten, dass die Oktober-Proben im Durchschnitt isotopisch leichter¹⁵ sind als die August-Proben. Quellen, welche grösstenteils von Oberflächenwasser gespeist werden, haben erwartungsgemäss eine grössere Variabilität in der

¹⁴ Da die Proben der Entnahmestellen W0 und W1 vom 11. August 2017 bereits auf Uranin getestet waren, standen sie für die chemische und isotopische Analyse nicht mehr zur Verfügung. Es wurde stattdessen die nächste, noch vorhandene Probe ausgewertet (W0 vom 25. August 2017 und W1 vom 22. August 2017).

¹⁵ leichter = an schweren Isotopen stärker abgereichert d. h. stärker negativer Messwert, siehe Kapitel 2.3.2

Isotopenzusammensetzung als Quellen mit tiefem Grundwasser. Die Differenz zwischen dem Oktoberwert und dem Augustwert der Quelle wird in dieser Arbeit stellvertretend als Mass für die saisonale Variabilität der Quelle genutzt.

Ursprünglich war im Rahmen dieser Masterarbeit keine Analyse der Isotopenzusammensetzung geplant, weshalb keine Niederschlagswasserproben gesammelt wurden. In Meiringen (598 m ü. M.) und Guttannen (1061 m ü. M.) befinden sich Stationen des “global network of Isotopes in Precipitation” (GNIP). Die Langzeitmittelwerte für $\delta^{18}\text{O}$ pro Monat und die LMWL (Lokale Niederschlagsgerade) werden für diese Station öffentlich zur Verfügung gestellt (siehe IAEA/WMO (2018)). Um wenigstens einen Schätzwert für die Isotopenzusammensetzung des Niederschlags in Grindelwald zu erhalten, wurden die Sauerstoffwerte mit der nach Schotterer et al. (2010) im Berner Oberland geltenden Faustregel (Abnahme von 0.2 ‰ pro 100 Höhenmeter), umgerechnet. Mit der LMWL (IAEA/WMO, 2018) wurden die zugehörigen $\delta^2\text{H}$ berechnet.

4.3.4 Statistik

Die statistische Auswertungen wurden mit der Software R durchgeführt. Das Signifikanzniveau liegt bei 95 %. Wie die Mittelwerte zweier Stichproben verglichen und die Korrelation zwischen zwei Parametern unter verschiedenen Bedingungen geprüft werden, ist in Appendix C zusammengefasst. Ebenso werden die zu testenden Bedingungen (Normalverteilung und Varianzhomogenität) kurz besprochen.

5 Resultate

5.1 Kartierung

Im kartierten Gebiet sind hauptsächlich Eisensandstein und stellenweise sandige Kalke und Tonschiefer anstehend (Kapitel 3.2, Abbildung 13). Durch das kartierte Gebiet führt der Wanderweg “Höhenweg 1600” (Abbildung 31). Das Terrain unterhalb des Weges ist uneben, steil, stark bewaldet und teilweise zerklüftet. Ungefähr 100 m unterhalb des Weges klaffen drei sehr grosse Spalten, die sogenannten “Gadeslöcher”. Als potentielle Standorte für die Tracerinjektion wurden diese detaillierter kartiert als das übrige Gebiet. Im ebenfalls bewaldeten Hang oberhalb des Weges bilden kleine und grössere Felswände Geländevertiefungen (Tiefe 5 bis 25 m).

5.1.1 Gadeslöcher

Die Gadeslöcher sind drei parallele, je ca. 170 m lange, ungefähr Nord - Süd verlaufende Spalten im Eisenstein (Karte der Phänomene in Abbildung 25). Der oberste Abschnitt wird jeweils durch die zusammenlaufenden Felswände definiert, welche hangabwärts immer höher werden. Zwischen den Wänden liegt ein $> 30^\circ$ steiler Hang, der im bis zu 40 m breiten oberen Teil noch bewaldet sein kann, hangabwärts aber meist nur noch von feinem Schiefermaterial bedeckt ist. Der zweite Abschnitt ist wegen zu grosser Hangneigung oder zu grossen Sturzblöcken nicht mehr zu erreichen. Der tiefste sichtbare Punkt liegt etwa 35 m unter dem Waldboden und der Abstand zwischen den Felswänden beträgt nur noch zwei bis drei Meter. Im untersten Abschnitt wird der Abstand zwischen den Felswänden wieder grösser und, zumindest in Gadesloch Ost und Mitte, das Terrain flacher. Das Gadesloch West weitet sich zwar ebenfalls auf, ist aber auf allen Seiten von senkrechten Wänden begrenzt. Das Gestein in den Gadeslöchern ist teilweise stark deformiert. Die Schichtung ist grösstenteils nach Süden gerichtet, im oberen Teil des westlichen Gadesloch aber klar nach Norden einfallend. Speziell für das östliche Gadesloch ist die, mit 80 Metern bedeutend längere, nicht begehbare Strecke. In keinem der Gadeslöcher wurde fliessendes Wasser gehört oder gesichtet. Die Felswände und Blöcke im mittleren und westlichen Gadesloch sind teils stark bemoost. Im westlichen Gadesloch wurde Ende Mai 2017 sogar noch Schnee angetroffen.

Eine detailliertere Beschreibung der einzelnen Gadeslöcher findet sich in den folgenden Abschnitten. Auf Fotos wurde die Schichtung nach ihrer ungefähren Einfallrichtung (engl. “dip direction”) eingefärbt (pink = Süden/Südosten, gelb = Norden, türkis = horizontale Schichtung, orange = gekrümmt/deformiert).

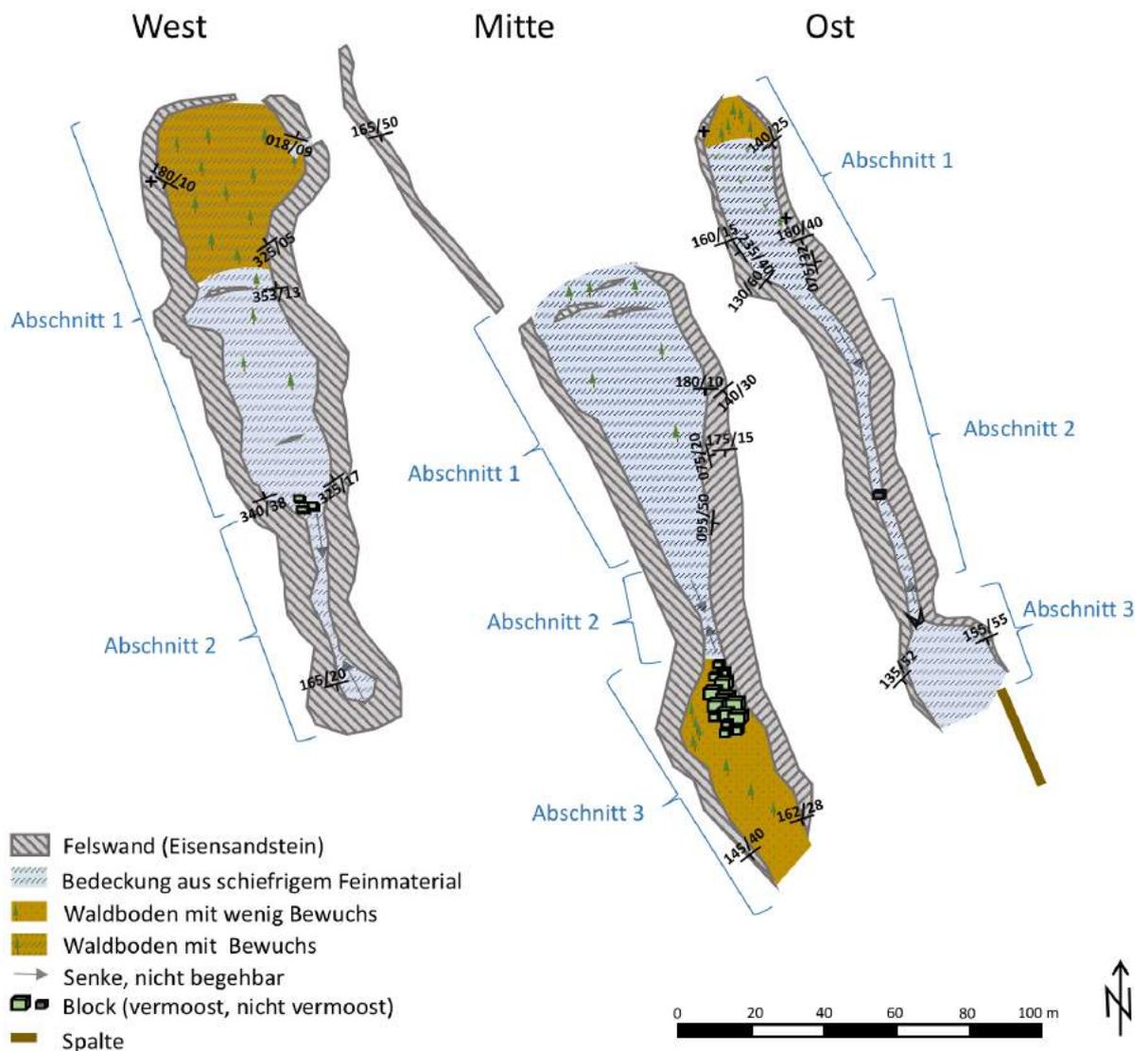


Abbildung 25: Karte der Phänomene der drei Gadeslöcher. Ebenfalls eingetragen sind gemessene Schichtungen (Einfallrichtung/Einfallswinkel). Die Breite der Felswände ist proportional zu deren Höhe. Aus graphischen Gründen stimmt der Abstand zwischen den Felswänden auf der Karte nicht immer mit der absolut gemessenen Breite überein.

Gadesloch Ost

Das östliche Gadesloch weist drei charakteristische Abschnitte auf: Einen steilen Hang (bis 45°) (Abschnitt 1) und eine lange, schmale, nicht begehbare Passage (Abschnitt 2), die sich am Ende wieder aufweitet (Abschnitt 3) (Abbildung 25). Die nördliche Begrenzung des Gadesloch Ost ist durch eine steile Böschung gebildet, die beidseitig von ungefähr 5 m hohen Felswänden umgeben ist (Appendix D.1A). Dieser oberste Teil ist bewaldet und der Boden ist von Nadeln, Tannenzapfen und Moos bedeckt. Nach einem flacheren Stück, wird das Gelände extrem steil (Hangneigung $\sim 45^\circ$) (Appendix D.1B & D.2B). Im steilen Teil bedecken eine dicke Schicht aus Schieferstücken und stellenweise kleine Pflanzen den Boden. Die aufgeschlossenen Eisensandsteine (15 m hoch) sind hier stark deformiert und verwittert (Appendix D.1B&C & D.2B). Vor

dem Übergang in Abschnitt 2 liegen die Felswände nur noch wenige Meter auseinander und der Boden besteht aus ineinander verkeilten Blöcken und feinem Schiefermaterial (Appendix D.1C). Die Schichtung ist im ganzen ersten Abschnitt entweder horizontal oder fällt leicht nach Süd(-osten) ein (z. B. Appendix D.1A). Der zweite Abschnitt (Abbildung 26) wird im Norden



Abbildung 26: Gadesloch Ost: Blick von Abschnitt 1 in den Abschnitt 2. Die glatten Felsflächen (grün) sind nach Westen orientiert, haben links und rechts aber nicht die gleiche Neigung.

wie im Süden von einem steilen Hang begrenzt und ist nicht begehbar. Das Ende dieses zweiten Abschnitts ist nicht sichtbar. Dank eines sowohl von Abschnitt 1 als auch Abschnitt 3 sichtbaren, zwischen den Wänden eingeklemmten, würfelförmigen Blocks lässt sich die Länge des Abschnitts 2 auf ca. 80 m schätzen. Am tiefsten sichtbaren Punkt sind die eng beieinanderstehenden Felswände mindestens 35 m hoch (Schätzwert). Der Untergrund besteht aus feinem Schiefermaterial und gelegentlich sind grössere Sturzblöcke sichtbar. War das Gestein in Abschnitt 1 noch deformiert und verwittert, wandelt es sich in Abschnitt 2 innert weniger Meter in ein kompaktes, nicht geschichtetes Gestein (Abbildung 26). Die glatten, sich wiederholenden Felsflächen weisen zwei Trennflächensysteme auf, die aus sicherheitstechnischen Gründen aber nicht vermessen werden konnten.

Abschnitt 3 ist der von unten erreichbare Teil des Gadeslochs Ost. Nach dem schmalen Abschnitt 2 verbreitert sich der Abstand zwischen den Felswänden auf knapp 20 m. Das Gestein am Übergang von Abschnitt 2 zu Abschnitt 3 ist kompakt, wenig zerklüftet (ähnlich wie in Abbildung 26) und weist drei fast senkrecht aufeinander stehende Trennflächen auf (254/68, 065/33, 170/80). Hier bilden zwischen den Felswänden verkeilte Blöcke eine "Höhle" (Höhe 6.5 m, Abstand zwischen den Felswänden 6 m) (Appendix D.2D). Über diesen kompakten Felsen, also auf Höhe des Waldbodens, ist das Gestein verwittert und geschichtet (nicht messbar). Sowohl der Untergrund der Höhle, als auch die steile Böschung, die zum Waldrand hochführt, sind aus kleinen Blöcken und viel feinem Schiefermaterial zusammengesetzt. Im Bereich der Böschung und im flachen, aufgeweiteten Bereich ist das Gestein verwittert, verfaltet und zeigt eine Wechsellagerung von schiefrigen und kompakten Lagen (Appendix D.2C&D&E). Vom flachen Teil des dritten Abschnitts bis zum Waldrand zieht sich eine zwei Meter tiefe Spalte (Breite 0.5 m). Obwohl der dritte Abschnitt nur wenige Meter vom Wanderweg entfernt liegt, lässt sich von dort aus nicht einmal erahnen, welche imposanten Strukturen im Wald zu finden sind.

Gadesloch Mitte

Ähnlich wie das Gadesloch Ost besteht auch das mittlere Gadesloch aus drei unterschiedlichen Abschnitten: Ein Hang aus schiefrigem Feinmaterial, eine nicht begehbare Senke und ein relativ flaches unteres Ende (Abbildung 25). Bereits vor der nördlichen Begrenzung ragt eine senkrechte Felswand auf (Abbildung 25). In dieser ist der Übergang zwischen der kompakten, dunklen, nach Südosten einfallenden Schicht und der darüberliegenden, helleren, steilstehenden Schicht gut sichtbar (Appendix D.3A). Im Abschnitt 1 wird das Terrain zunehmend steiler (Abbildung 27) und treppenförmige Aufschlüsse aus verwittertem Felsmaterial unterbrechen den humosen/schiefrigen Boden (vermutlich Blöcke). Auch in der steilen Böschung wachsen kleinere Pflanzen und junge Bäume (häufig gekrümmte Stämme). Die Geologie der Felswand oberhalb des Gadesloch Mitte setzt sich in der orographisch rechten Felswand fort: Nach den obersten Metern hellen Materials wird der Fels dunkel und stellenweise stark vermoost (Abbildung 28A). Die linke Felswand ist abwechselnd aus horizontalen und nach Süd(-osten) einfallenden Schichten aufgebaut (Appendix D.3B). Durch die steile Hangneigung ($\sim 20^\circ$) erreicht die anfänglich 5 m hohe Felswand bald eine Höhe von mehr als 20 m. Im unteren Teil des ersten Abschnitts ist die linke Felswand rau und unregelmässig. Das Ende dieses Abschnitts bildet ein Hügel aus überwachsenen Blöcken (sichtbar in Appendix D.3C). Dank der spitz zulaufenden Form des Gadeslochs Mitte liegen am Übergang von Abschnitt 1 zu Abschnitt 2 zwischen den Felswänden nur noch neun Meter.

Abschnitt 2 besteht aus der Senke, die im Norden durch einen steilen, teils grasbedeckten Hang aus kleinen, wenig verwitterten Blöcken begrenzt wird (Abbildung 27B). Im Süden ist die Böschung aus rundlichen, moosigen Blöcken und Feinmaterial aufgebaut. Am tiefsten Punkt



Abbildung 27: Gadesloch Mitte, Abschnitt 1: Steiler Hang mit vielen gekrümmten Baumstämmen die auf einen instabilen Boden hinweisen.

ist die Senke 30 m tief (Schätzwert) und 8 m breit. Während in den obersten Metern die Schichtung der Felswände nach Süden neigt, zeigt sich unten eine regelmässige, schwach nach Norden gerichtete Schichtung (Abbildung 28B).

Im Abschnitt 3 vergrössert sich der Abstand zwischen den Felswänden deutlich. Am Ende der Senke sind grosse, vermooste (teils auffällig rechteckige) Blöcke ineinander verkeilt (Appendix D.3D). Zwischen den Blöcken wurde Ende Mai 2017 noch Eis entdeckt. Die orographisch linke Felswand zeigt im dunklen Material keine eindeutige Schichtung mehr, rechts sind teilweise Klüfte sichtbar. Den Übergang in den Wald bilden zwei, in 14.5 m Abstand stehende, wenige Meter hohe Felswände. Ihre feine Schichtung zeigt südostwärts und steht orographisch rechts steiler als links.



Abbildung 28: Gadesloch Mitte: A) Dunkles Gestein mit leichter Schieferung (Abschnitt 1), B) Blick in den Abschnitt 2 (Richtung Norden). Die pink markierte Schichtung fällt nach Süden ein, die gelb markierte nach Norden.

Gadesloch West

Das Gadesloch West hat eine spitz zulaufende Geometrie, die sich nach einer Senke wieder etwas aufweitet (Abbildung 25). Wenig unterhalb der oberen Begrenzung (kreisförmig, < 5 m hoch) beträgt der Abstand zwischen den Felswänden 40 m. Der Boden ist von Nadeln und Moos bedeckt und zeigt gelegentlich kleine Felsaufschlüsse (nicht vermessen, da nicht anstehend). Auf der orographisch linken Seite ist ein kleiner Schuttkegel sichtbar (Breite ~ 4 m). Während die Schichtung hier eher nordwärts geneigt ist, zeigt sie auf der orographisch rechten Seite nach Südosten. Im Verlauf des Abschnitts 1 wird der Abstand zwischen den Felswänden zunehmend kleiner. Die Schichtung beider Felswände fällt nun nach Norden ein (Appendix D.4A & C) und unterscheidet sich damit fundamental von jenen der anderen Gadeslöcher. Die Schichtung entsteht aufgrund der unterschiedlich raschen Verwitterung in der Wechsellagerung von Tonschiefer- und Mergellagen (siehe Appendix D.4D). Der Boden ist aus feinem Material und grossen und kleinen Blöcke (ebenfalls aus diesen verwitterten Tonschiefer-Mergel Wechsellagerungen). Im untersten Teil des ersten Abschnitts bilden rechteckige, stark verwitterte und vermooste Blöcke einen Hügel (Abbildung 29). Sowohl an der rechten als auch der linken

Felswand wird ersichtlich, dass die nordwärts einfallende Schichtung hier den unteren Schenkel einer Falte bildet (Abbildung 29). Die Felswände sind hier maximal 16 m hoch, wobei die orographisch rechte Wand stark bemoost ist.



Abbildung 29: Gadesloch West: Blick auf die orographisch rechte Felswand im Abschnitt 1. Die Person im Bild ist knapp 1.70 m gross. Die Schichtung ist nach Norden geneigt (gelb) und Teil einer Falte (orange).

Abschnitt 2 besteht aus einer nicht begeharen Senke, die durch zwei steile Hänge aus stark bemoosten Gesteinsblöcken begrenzt wird (vergleichbar mit Gadesloch Mitte) (Abbildung 30). Die Senke ist insgesamt 50 m lang und weniger als 7 m breit (Abstand der Felswände). Der tiefste Punkt der Senke liegt etwa 35 m unter dem Waldboden (Schätzwert). Sofern sichtbar, taucht die Schichtung im Abschnitt 2, im Gegensatz zum Abschnitt 1, nach Süd(-osten) ein (nicht messbar) (Abbildung 30 & D.4E). An der orographisch linken Felswand sind die aufgeschlossenen Felsflächen teilweise glatt. Das südliche Ende des Gadeslochs West ist, im Vergleich zu den anderen beiden Gadeslöchern, nicht begehbar, da die stark vermoosten Felswände senkrecht abfallen (Appendix D.4E). In der Falllinie des Gadeslochs West wurden keine weiteren Strukturen gefunden, die auf Spaltenbildung hinweisen.



Abbildung 30: Gadesloch West: Sicht in den moosigen, sehr schmalen Abschnitt 2. Die pink markierte Schichtung fällt nach Süden ein.

5.1.2 Gebiet nördlich der Gadeslöcher

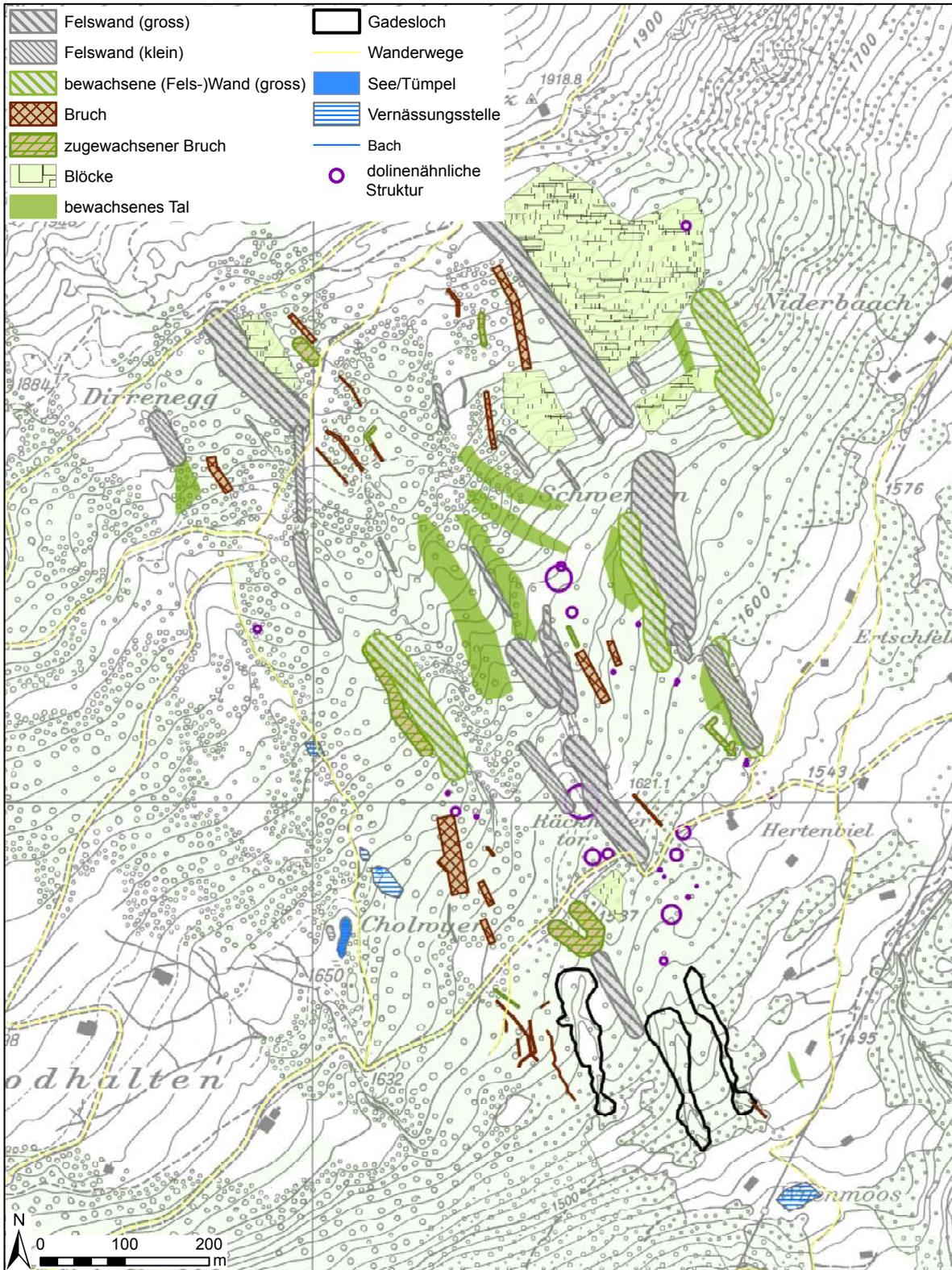


Abbildung 31: Karte der Phänomene. Die Reliefschattierung mit der Karte der Phänomene zeigt Appendix D.5. Details der Gadeslöcher in Abbildung 25.

Auch im kartierten Gebiet ausserhalb der Gadelöcher gibt es immer wieder steile Felswände (Abbildung 31), und kleine Strukturen lassen die Topographie sehr kleinräumig variieren: Kleinere (bewaldete) Geländevertiefungen, Brüche, runde, dolinenähnliche Strukturen und Gebiete mit sichtbaren Blöcken (Abbildung 31). Die gesichteten Strukturen werden im Folgenden kurz beschrieben und mit Fotos dokumentiert. Manche der im Relief sehr auffälligen Strukturen (Appendix D.5) sind in Natura unauffällige, bewaldete, oft von Heidelbeeren überwachsene, steile Abhänge.

Felswände

Der Hang nördlich des Höhenweges 1600 ist aus kleineren und grösseren Geländevertiefungen aufgebaut. Die steilen Hänge sind mehrheitlich bewaldet und der Boden mit Tannennadeln und Heidelbeerstauden bedeckt. Obwohl nicht zusammenhängend, liegen die meisten Felswände nördlich des Weges auf drei Nordwest - Südost verlaufenden Linien: Eine am westlichen Rand des kartierten Gebiets, eine am östlichen Rand (westlich der grossen Zone mit Blöcken) und in der unteren Hälfte eine dazwischen (Abbildung 31). In der Nähe des Weges bilden die drei Felswände zwei Geländevertiefungen, die sich 400 m hangaufwärts vereinen (Abbildung 31). Die westliche Felswand (Appendix D.6A) verliert von Norden nach Süden an Höhe und ist in der Nähe des Weges nur noch in Form von Spalten und bewachsenen steilen Hängen vorhanden (Abbildung 31). Weiter westlich wird das Terrain zunehmend eben. Die mittlere Felswand ist etwa 300 m lang und verliert bergseitig an Höhe. Die östliche Felswand ist mit einem kleinen Unterbruch durchgehend als steile, nichtbewachsene Wand sichtbar (Abbildung 32A). Im unteren Teil ist im Abstand von 60 - 70 m ein Gegenhang identifizierbar, der aber weitgehend bewachsen ist und nur wenige Felsaufschlüsse zeigt (Appendix D.6B). Weiter westlich folgt im oberen Teil ein Gebiet mit zerbrochenen Blöcken; im unteren Teil bildet ein sehr steiler, aber bewaldeter Abhang den Übergang zum Weideland (sichtbar im der Reliefschattierung, Appendix D.5).

Insbesondere im oberen Teil (Abbildung 31) finden sich immer wieder kleine Nordwest - Südost verlaufende Felsaufschlüsse (Höhe < 2 m) (Abbildung 32C). Meist ist die ostwärts gerichtete Fläche sichtbar.

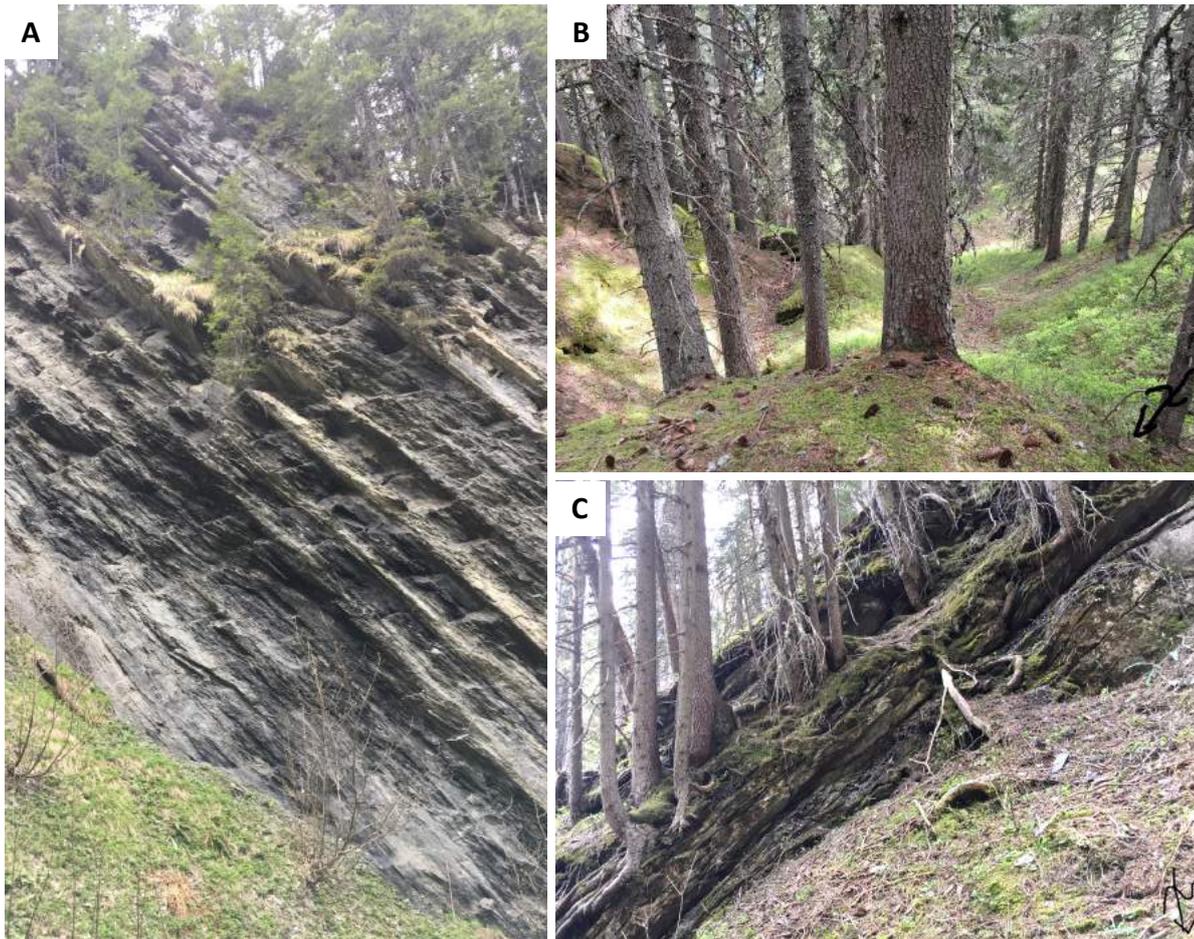


Abbildung 32: A: Nord - Süd gerichtete grosse Felswand (orographisch links); B: bewaldetes Geländevertiefung; C: Nord - Süd gerichtete kleine Felswand (orographisch rechts).



Abbildung 33: A: Löcher im moosigen Boden (Breite 0.2 und 1.1 m); B: überwachsene Spalte

Brüche

Ein wenig unterhalb des Weges befinden sich mehrere schmale aber tiefe Spalten (Breite: 1 m, Tiefe: bis zu 16 m, Abbildung 34B). Meist sind sie moosbedeckt und verlaufen entlang der Falllinie, einige verlaufen rechtwinklig dazu und verbinden andere Spalten. Im Gebiet oberhalb des Weges finden sich zahlreiche grössere, teils begehbare Spalten und Brüche: Durchschnittlich sind sie 7 m breit und ebenso tief (Abbildung 34A&C). Im Gegensatz zu den Felswänden (siehe oben) ist hier klar zu erkennen, dass die rechte und die linke Wand einst zusammen gehörten und durch Zugkräfte auseinander gerissen wurden. Abbildung 34A ist ein Beispiel für einen Bruch mit klar sichtbarem Versatz. Oft sind die effektiv sichtbaren Brüche nicht sehr lang. In ihrer Verlängerung (hangaufwärts) sind sie oft bewachsen (Abbildung 33B) oder sogar ganz überwachsen, so dass sie wie kleine Wege aussehen (Abbildung 33A, oberhalb des grossen Lochs). Mancherorts wurden Löcher gesichtet (Abbildung 33A).

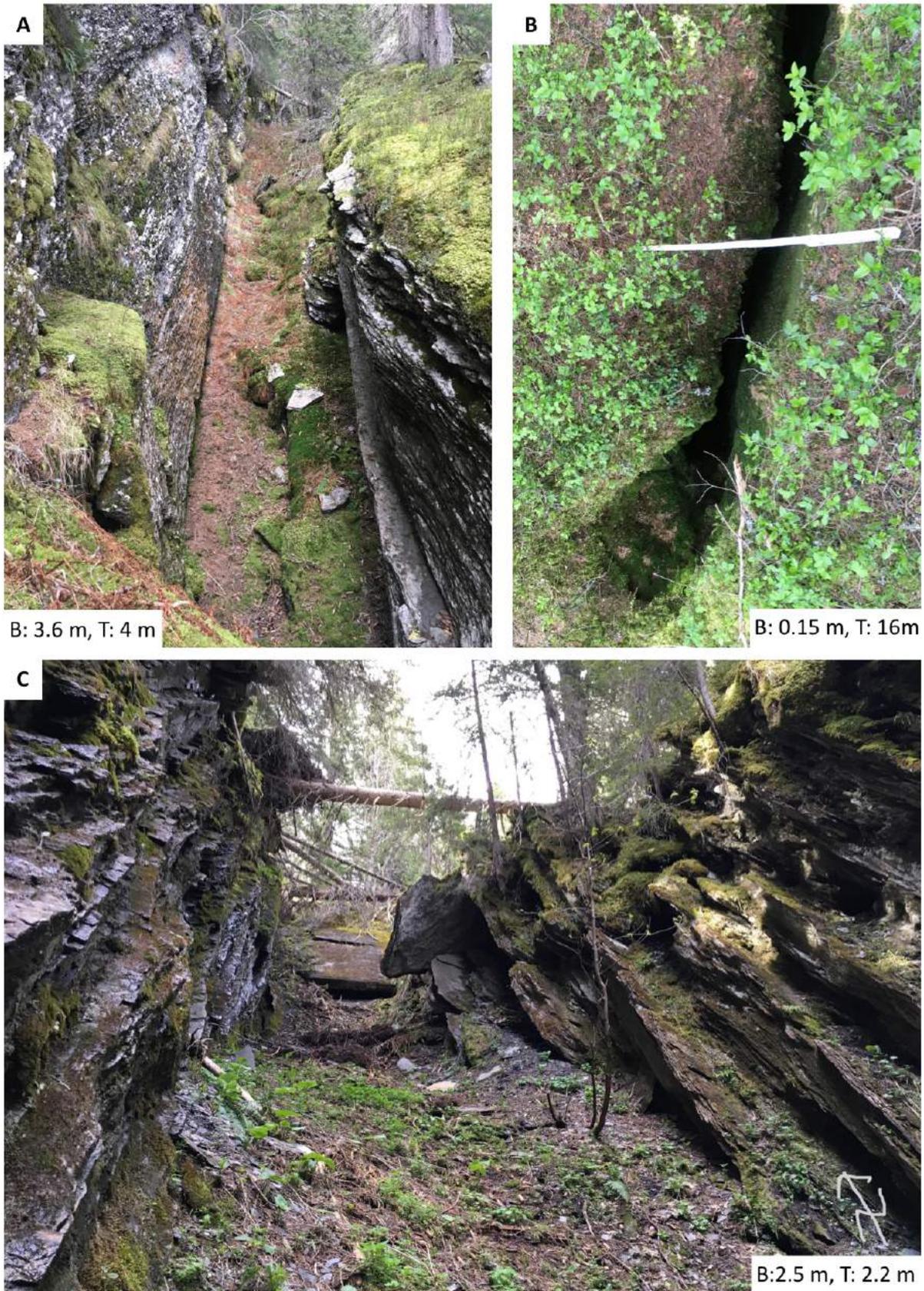


Abbildung 34: Spalten in verschiedenen Grössen. Abbildung A zeigt einen deutlichen Versatz.

Dolinenähnliche Strukturen

In grossen Teilen des kartierten Gebiets finden sich immer wieder runde bis ovale Trichter in verschiedenen Grössen (Abbildung 35), die in der Karte der Phänomene als “dolinenähnliche Strukturen” (Karte Abbildung 31, die Durchmesser der Kreise entsprechen dem ungefähren Durchmesser der Dolinen) gekennzeichnet wurden. Die Wände sind meist steil, aber mit Tannennadeln oder kleinen Gewächsen bedeckt. Nur selten sind Blöcke innerhalb dieser Vertiefungen sichtbar. Einige der dolinenähnlichen Strukturen sind moosig, stehendes Wasser ist aber nur einmal gesichtet worden (temporär).



Abbildung 35: Dolinenähnliche Strukturen in diversen Grössen.

Zerbrochene Blöcke

Drei kleinere Gebiete heben sich durch Ansammlungen von Blöcken deutlich vom übrigen kartierten Gebiet ab (Abbildung 31, Signatur Blöcke). Zum Beispiel ragen neben dem Weg 2 - 10 m hohe Blöcke auf (Appendix D.7C). Die Blöcke sind gross ($\sim 12 \text{ m}^3$), moosbedeckt und liegen ein bis zwei Meter auseinander (totale Fläche 250 m^2). Das Gestein ist aus Wechsellagerungen von Tonschiefer- und Mergellagen und in handgrosse Stücke verwittert (Appendix D.7D). Die durch die Wechsellagerung entstandene Schichtungen stehen auch kleinräumig unterschiedlich im Raum. Zwischen den Blöcken liegen kleine, begehbare, ebenfalls von Moos überwachsene Wege (Appendix D.7C). 600 m nördlich, westlich der grossen westlichen Felswand (Abbildung 25), findet sich ein Gebiet mit einer Ausdehnung von knapp $200 \text{ m} \times 140 \text{ m}$ ($25\,000 \text{ m}^2$) mit vielen grossen, stark verwitterten Blöcken (Abbildung 36). Auch hier beträgt der Abstand zwi-

schen den Blöcken wenige Meter und die Höhe der Blöcke ist zwischen drei und zwölf Meter. Allerdings weisen sie nur teilweise die Verwitterung in handgrosse Gesteinsstücke auf (unterschiedlich rasche Verwitterung der Tonschiefer-Mergelwechsellagerung); andere Blöcke haben eine klarere Schichtung (4 cm breit) (vergleiche rechtes und linkes Gestein in Appendix D.7A). Im Gegensatz zum übrigen kartierten Gebiet scheinen hier die Brüche nicht nur Nord - Süd zu verlaufen, sondern auch Ost - West, was zu einer Blockbildung führt. Im Vergleich zum vorher beschriebenen Gebiet gibt es hier helleres Moos, Heidelbeerstauden und sowohl zwischen als auch auf den Blöcken grosse Nadelbäume. Zwischen den beiden Gebieten liegt noch eine kleine, bewaldete Zone mit stark bemoosten kleinen Blöcken (Appendix D.7B).



Abbildung 36: Zerbrochene Blöcke in der Zone nordöstlich der östlichen Felswand.

5.2 Tracerversuch mit Uranin

Insgesamt wurden in 17 der 249 auf Uranin getesteten Wasserproben erhöhte Werte im Bereich der Fluoreszenz von Uranin gefunden (Tabelle 4). Mehr als die Hälfte davon waren Wasserproben der Quelle W3a (Tabelle 4). Die nachgewiesenen Uraninkonzentrationen der Quellen W1, W3a und W4 sind in deren Datenblättern einsehbar (Appendix H, S. 144, 146 & 148). Die visuelle Analyse der Spektralkurven aus dem Labor hat ergeben, dass die Proben W0 bis W5 bei vielen Messungen einen etwas erhöhten Messhintergrund aufweisen. W17 und W20 zeigen oft an regnerischen Tagen einen hohen Messhintergrund. Erhöhte Fluoreszenz, die vom Labor Dr. Wernli klar als Hintergrundwert identifiziert wurde, ist nicht als Uranin-Nachweis deklariert.

Tabelle 4: Analysierte Wasserprobensets und nachgewiesene Uraninkonzentration [mg/m^3]. Ein Strich (-) bedeutet, dass kein Uranin nachgewiesen wurde; kein Symbol bedeutet, dass die Probe nicht analysiert wurde. In nicht aufgelisteten Entnahmestellen wurde während der Untersuchungsperiode nie Uranin nachgewiesen. Die Nachweisgrenze liegt bei $0.001 \text{ mg}/\text{m}^3$ (=0.001 ppb).

Datum	analysierte Proben	W3a	W4	W1
28.06.17	alle	0.004	-	-
01.07.17	alle	0.019	0.002	-
02.07.17	alle	0.001	0.004	-
03.07.17	alle	0.005	0.003	-
04.07.17	alle	0.001	-	-
16.07.17	alle	0.003	-	-
23.07.17	W3a	0.002	-	-
01.08.17	alle	0.002	-	-
11.08.17	W1	-	-	0.003
15.08.17	alle	0.003	-	0.003
18.08.17	W0, W1	-	-	-
25.08.17	W1	-	-	-
01.09.17	alle	0.002	0.006	0.002
15.09.17	alle	-	-	-
29.09.17	alle	-	-	-

5.3 Wasserproben

Neben den Auswertungen für jede einzelne Quelle wurden zusätzliche Auswertungen gemacht, um herauszufinden, ob es Unterschiede gibt zwischen der Gruppe aller Quellen die innerhalb der Rutschung liegen ($n=11$) und der Gruppe aller Quellen die ausserhalb der Chratzera Rutschung liegen ($n=14$). Eine Übersicht über die Standorte der Quellen gibt die Karte im Appendix A.4.

5.3.1 Physikalische Parameter

Der Mittelwert, die Standardabweichung, das Minimum und das Maximum der gemessenen Parameter Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit (EL) und Abfluss jeder Entnahmestelle findet sich in Tabelle E.1 im Appendix. Der Verlauf der EL und des Abflusses sind in den Datenblättern der Quellen graphisch dargestellt (Appendix H). Falls nicht anders erwähnt sind in diesem Unterkapitel die Entnahmestellen W0, W20, W23 und W26 nicht miteinbezogen, da sie jeweils nur drei- bis sechs Messwerte aufweisen. Abbildung 37 gibt einen Überblick, wie stark sich die drei Parameter je von Entnahmestelle zu Entnahmestelle unterscheiden. Ausserdem zeigt die Abbildung, dass der Abfluss und die EL mehr Ausreisser¹⁶ haben als die Wassertemperatur. Die mittlere Wassertemperatur liegt zwischen 8.6 und 16.4 °C (W15 und W20). Der mittlere Abfluss liegt zwischen 0.03 und 24.5 l/min (W1 und W12); die mittlere elektrische Leitfähigkeit zwischen 285 μ S/cm (W8) und 1522 μ S/cm (W5). Der nach TBDV¹⁷ Art. 3 Abs. 2 gültige Grenzwert von 800 μ S/cm wird zwar mehrfach überschritten (Tabelle E.1), was gemäss der Verordnung bei “aggressivem Wasser” aber nicht von Bedeutung ist.

Der Mittelwert der durchschnittlichen Abflüsse und der durchschnittlichen EL-Werte (durchschnittlicher Abfluss resp. durchschnittliche EL = Mittelwert aller Messungen von Juli bis Oktober 2017 pro Quelle) der Quellen innerhalb der Rutschung ist grösser als die jeweiligen Mittelwerte der Quellen ausserhalb (Abbildung 38). Nur der Unterschied in der EL ist statistisch signifikant (Tabelle 5). Der Mittelwert der Standardabweichungen der EL und der Abflusswerte der Quellen innerhalb der Rutschung ist signifikant grösser als der Mittelwert der Quellen ausserhalb, d. h. die Variabilität der Quellen innerhalb der Rutschung ist grösser als die Variabilität der Quellen ausserhalb (Tabelle 5b, d & f; Abbildung 38).

Mit statistischen Tests wurde der Zusammenhang zwischen den physikalischen Parametern und dem Wetter, aber auch zwischen den einzelnen physikalischen Parametern, geprüft. Die Resultate sind in Abbildung 39 zusammengefasst. Es kann demnach gesagt werden, dass mit Ausnahme von den Quellen W6, W12, W17 und W19 die Wassertemperatur positiv mit der mittleren Tagestemperatur korreliert (Effektstärke 0.38 - 0.78); zwölf Quellen weisen dabei einen starken Effekt auf (Effektstärke > 0.5). Der gemessene Abfluss korreliert nur selten mit der Niederschlagssumme desselben Tages, der letzten drei oder der letzten sieben Tagen: W1 und W5 zeigen in zwei Zeitskalen einen positiven Zusammenhang (3- und 7-Tagessumme), W1 in allen drei (Abbildung 39). Der Abfluss von W6 und W19 korreliert negativ mit dem Niederschlag (1- und 3-Tagessumme) (mehr Niederschlag = weniger Abfluss). Bei sieben von elf Quellen, die ausserhalb der Rutschung liegen, korreliert die Leitfähigkeit negativ mit dem

¹⁶ Ausreisser sind weiter als das 1.5 Fache des Interquartilsabstand vom dritten (Ausreisser gegen oben) respektive ersten Quartil (Ausreisser gegen unten) entfernt

¹⁷ Verordnung des EDI über Trinkwasser sowie Wasser in öffentlich zugänglichen Bädern und Duschanlagen

Abfluss, wohingegen nur zwei von zehn Quellen innerhalb der Rutschung diese Korrelation zeigen (Abbildung 39). Die Quelle W17 korreliert positiv (höhere EL bei grösserem Abfluss) (Abbildung 39).

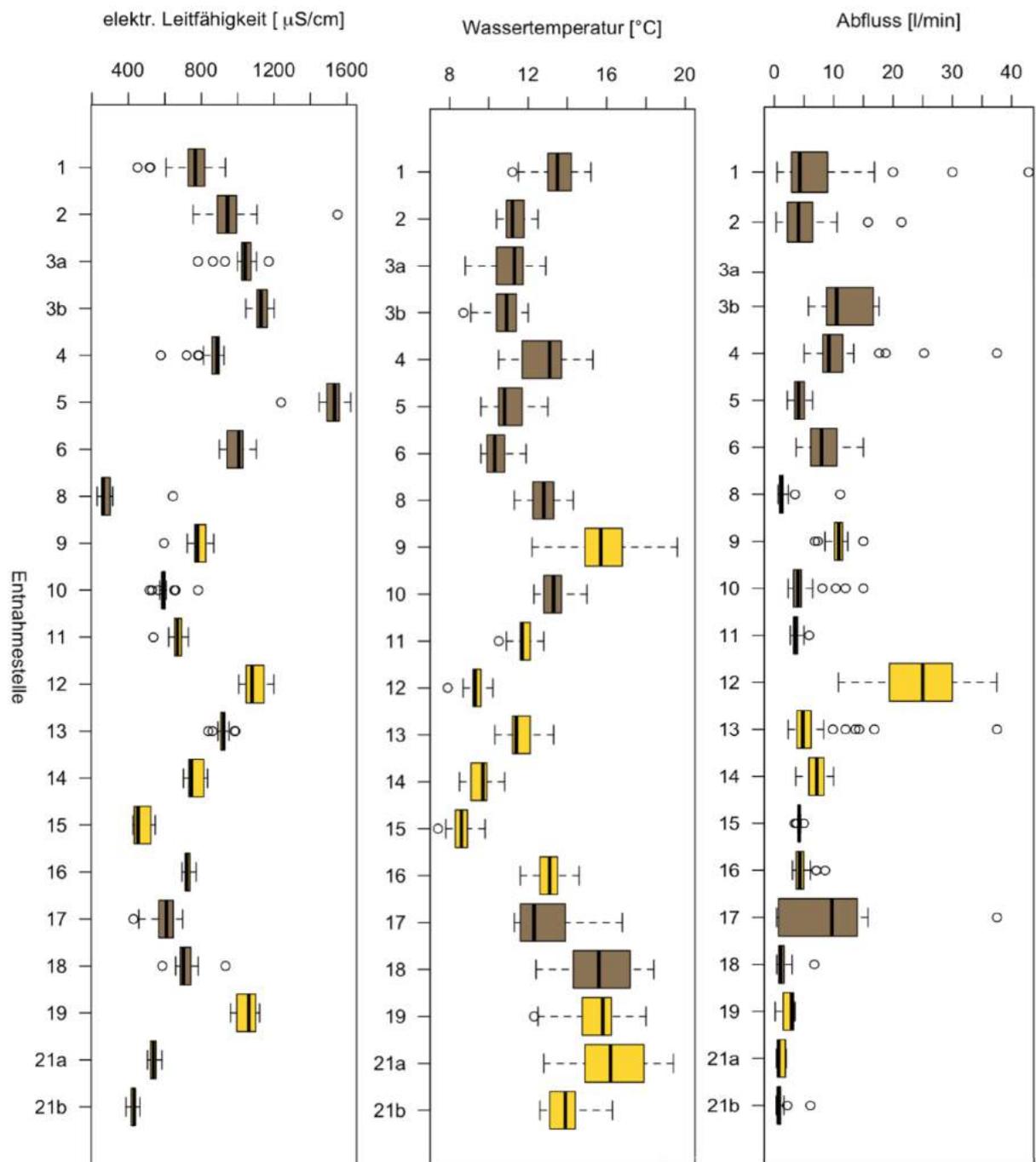


Abbildung 37: Boxplot der regelmässig gemessenen Parameter (elektrische Leitfähigkeit (EL), Abfluss, Wassertemperatur) pro Entnahmestelle. Die Proben wurden zwischen 28. Juni und 19. Oktober 2017 entnommen. Die braunen Entnahmestellen befinden sich innerhalb der Chratzera Rutschung, die gelben ausserhalb.

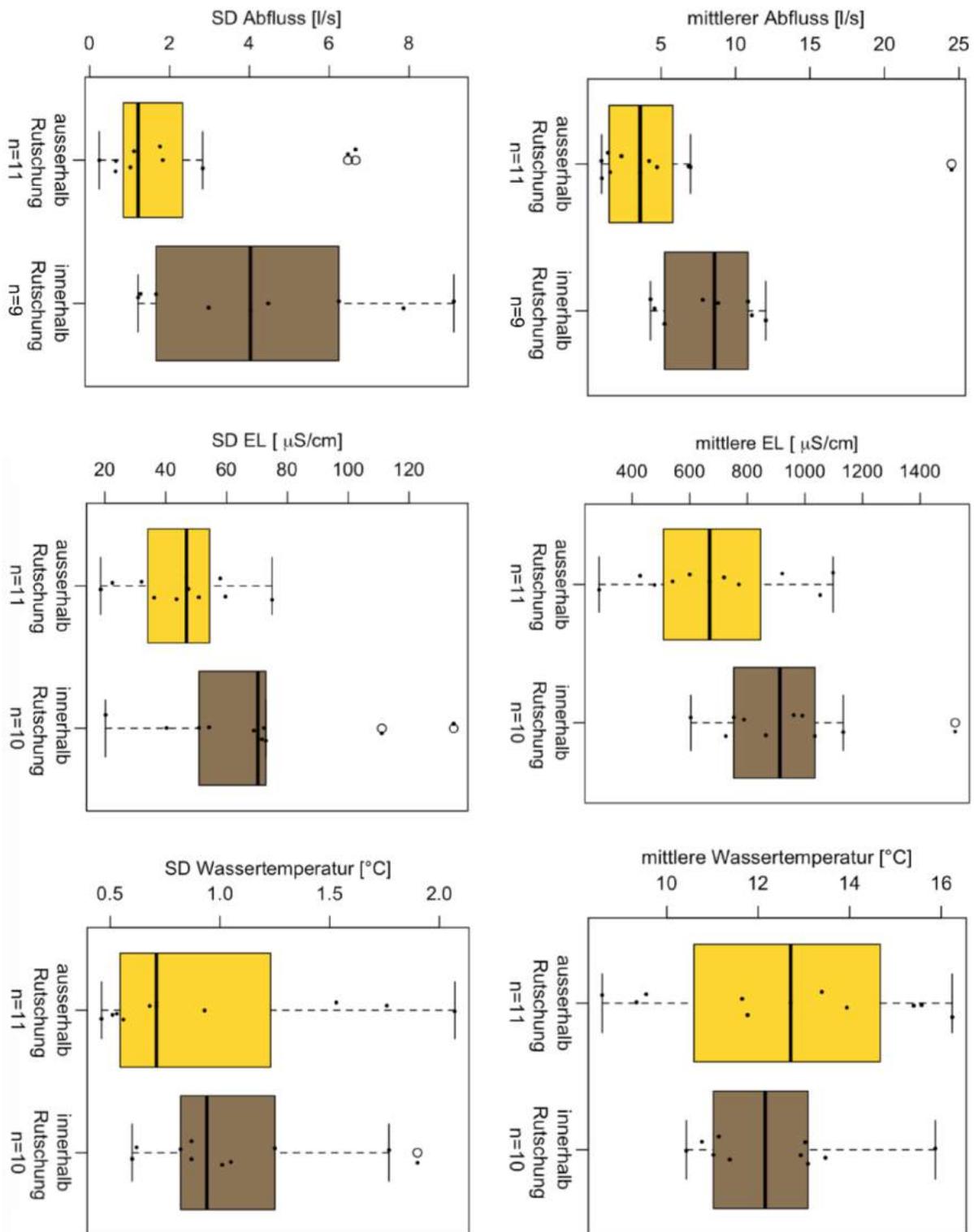


Abbildung 38: Mittelwerte und Standardabweichungen des Abflusses, der elektrischen Leitfähigkeit (EL) und der Wassertemperatur (Untersuchungszeitraum 28.6. - 19.10.17). Der braune Boxplot beinhaltet alle Werte der Quellen welche innerhalb der Chratzera Rutschung liegen, der gelbe jene welche ausserhalb der Rutschung liegen.

Tabelle 5: Mittelwertvergleich der Quellen innerhalb vs. ausserhalb der Rutschung. Als Inputdaten werden der Mittelwert MW (a, c, e) oder die Standardabweichung SD (b, d, f) aller Messungen vom 28. Juni - 19. Oktober 2017 pro Quelle verwendet. Die Werte in Klammern sind die p-Werte (ausserhalb, innerhalb) des entsprechenden Tests (siehe Kapitel 4.3.4).

Datensatz	normalverteilt	varianz-homogen	statistischer Test (einseitig)	p-Wert	signifikant
a MW Abfluss	nein (<0.001, 0.35)		Mann-Whitney-U	0.48	nein
b SD Abfluss	nein (0.002, 0.35)		Mann-Whitney-U	0.03	ja
c MW EL	ja (0.87, 0.37)	ja (0.97)	t-Test	0.02	ja
d SD EL	ja (0.96, 0.49)	nein (0.04)	Welch-Test	0.03	ja
e MW Temperatur	ja (0.54, 0.17)	nein (<0.001)	Welch-Test	0.59	nein
f SD Temperatur	nein (0.001, 0.1)		Mann-Whitney-U	0.10	nein

	Wasser- & Lufttemperatur	Niederschlagssumme (1, 3, 7 Tage) & Abfluss			Niederschlagssumme (1, 3, 7 Tage) & elektr. Leitfähigkeit			Abfluss und elektr. Leitfähigkeit
		1 Tag	3 Tage	7 Tage	1 Tag	3 Tage	7 Tage	
W1*	0.54	0.46	0.532	0.523	-0.581	-0.63	-0.57	0
W2*	0.4	0	0	0	0	0	0	0
W3a*	0.64	NA	NA	NA	0	0	0	NA
W3b*	0.62	0	0	0	0	0	0	0
W4*	0.66	0	0	0	0	0	0	-0.47
W5*	0.49	0	0	0	0	-0.4	0	-0.39
W6*	0	-0.4	-0.41	0	0	0	0	0
W8	0.51	0	0	0	0	0	0	-0.61
W9*	0.41	0	0	0	0	0	0	0
W10	0.53	0	0	0	0	0	0	-0.59
W11	0.6	0	0	0	0	0	0	-0.49
W12	0	0	0	0	0	0	0	0
W13	0.78	0	0	0	0	0	0	-0.42
W14	0.66	0	0	0	0	0	0	-0.57
W15	0.7	0	0	0	0	0	0	-0.54
W16*	0.62	0	0	0	0	0	0	0
W17*	0	0	0.48	0.475	0	0	0	0.42
W18	0.38	0	0	0	0	0	0	0
W19	0	-0.53	-0.5	0	0	0	0	0
W21a	0.57	0	0	0	0	0	0	-0.54
W21b	0.63	0	0	0	0	0	0	0

Abbildung 39: Korrelation zwischen Wassertemperatur und mittlerer Tagestemperatur, Niederschlagssumme (1, 3 und 7 Tage) und Abfluss, Niederschlagssumme (1, 3 und 7 Tage) und elektrischer Leitfähigkeit (EL) und zwischen Abflussmenge und EL. Rot markiert eine positive Korrelation, blau eine negative, die Zahl repräsentiert die Effektstärke (0.1=schwach, 0.3=mittel, 0.5 starker Effekt). Quellen die in der Chratzera Rutschung liegen sind mit einem Stern (*) gekennzeichnet. Getestet wurde in Abhängigkeit der erfüllten Voraussetzungen (Kapitel 4.3.4) nach Bravais-Pearson oder mit der Rangkorrelation nach Spearman.

Da in Kapitel 5.3.3 die Veränderung der Isotopenzusammensetzung zwischen dem 11. August 2017 und dem 19. Oktober 2017 berechnet wird, wurde auch die jeweilige Differenz der drei physikalischen Parameter (EL, Wassertemperatur, Abfluss) berechnet (Abbildung 40). Dabei zeigt sich, dass die Differenz der Werte der Quellen innerhalb der Rutschung grösser ist (Abbildung 40) als von jenen ausserhalb.

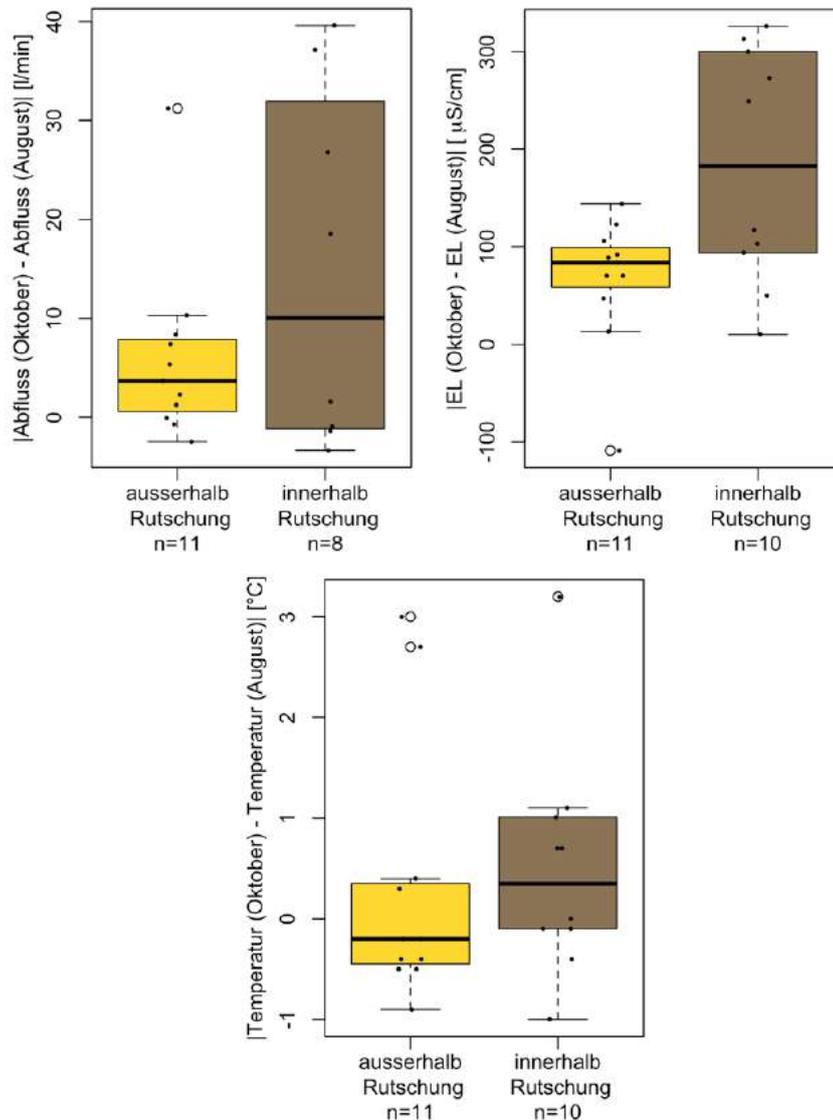


Abbildung 40: Positive Differenzen der Werte vom 11. August 2017 und dem 19. Oktober 2017 für den Abfluss, die elektrische Leitfähigkeit (EL) und die Wassertemperatur. Der braune Boxplot beinhaltet alle Quellen die innerhalb der Chratzera Rutschung liegen (n=10), der gelbe, jene die ausserhalb liegen (n=11).

5.3.2 Chemische Zusammensetzung

Die detaillierten Resultate der chemischen Analyse (total 28 Ionen) sind im Appendix einsehbar (Tabellen im Appendix E.2 und E.3). Die nach TBDV¹⁸ Art. 3 Abs. 2 geltenden Grenzwerte für die chemische Zusammensetzung von Trinkwasser werden in der Quelle W5 teilweise überschritten (Sulfat > 250 mg/l, Mangan > 0.05 mg/l), wobei der Sulfat-Grenzwert bei “aggressivem Wasser” nicht gilt. Quelle W5 hat ausserdem die höchste Konzentration an Natrium (Na), Magnesium (Mg), Calcium (Ca), Strontium (Sr) und Phosphor (P).

Abbildung 41 gibt eine Übersicht über die räumliche Verteilung der wichtigsten Ionenkonzentrationen. Abbildung 42 zeigt die Nitratkonzentrationen und die landwirtschaftlichen Nutzungsflächen. Die Nitratwerte liegen alle deutlich unter dem Erfahrungswert für Trinkwasser (25 mg/l, SLMB (2003)). Statistische Tests haben gezeigt, dass die Quellen innerhalb der Rutschung durchschnittlich eine signifikant grössere Konzentration an Magnesium (Mg), Calcium (Ca) und Sulfat (SO₄) aufweisen als die Quellen ausserhalb der Rutschung (vgl. Tabelle 6b bis d). Kein Unterschied konnte in der Konzentration von Natrium (Na) und Chlorid (Cl) festgestellt werden (vgl. Tabelle 6a&e). Das Mg/Ca Verhältnis der Quellen innerhalb der Rutschung ist signifikant grösser jenes der Quellen ausserhalb der Rutschung (Tabelle 6f). In geringeren Mengen wurden ausserdem an den meisten Entnahmestellen Bor (B, max. 0.05 mg/l), Mangan (Mn, max. 0.11 mg/l), Eisen (Fe, max. 0.002 mg/l), Zink (Zn, max. 0.04 mg/l), Strontium (Sr, max. 2.76 mg/l), Barium (Ba, max. 0.03 mg/l), Fluor (F, max. 0.2 mg/l) und Phosphor (P, max. 0.09 mg/l) nachgewiesen (vgl. Tabellen im Appendix E.2 und E.3).

Die pH-Werte lagen zwischen 6.93 und 8.25.

Tabelle 6: Mittelwertvergleich der Quellen innerhalb der Chratzera Rutschung (n=11) vs. ausserhalb der Rutschung (n=14) bezüglich wichtigen Ionen-Konzentrationen. Es wurde einseitig getestet (innerhalb Rutschung = grösser). Die Werte in Klammern sind die p-Werte (ausserhalb, innerhalb der Rutschung) des nach Kapitel 4.3.4 gewählten Tests.

	Datensatz	normalverteilt	varianz-homogen	statistischer Test	p-Wert	signifikant
a	Na	nein (<0.01, <0.01)		Mann-Whitney-U	0.888	nein
b	Mg	ja (0.79, 0.36)	ja (0.18)	t-Test	0.005	ja
c	Ca	ja (0.71, 0.78)	ja (0.66)	t-Test	0.011	ja
d	SO ₄	nein (0.28, 0.03)		Mann-Whitney-U	0.012	ja
e	Cl	nein (<0.01, 0.098)		Mann-Whitney-U	0.532	nein
f	Mg/Ca	ja (0.46, 0.68)	ja (0.55)	t-Test	0.006	ja

¹⁸ Verordnung des EDI über Trinkwasser sowie Wasser in öffentlich zugänglichen Bädern und Duschanlagen

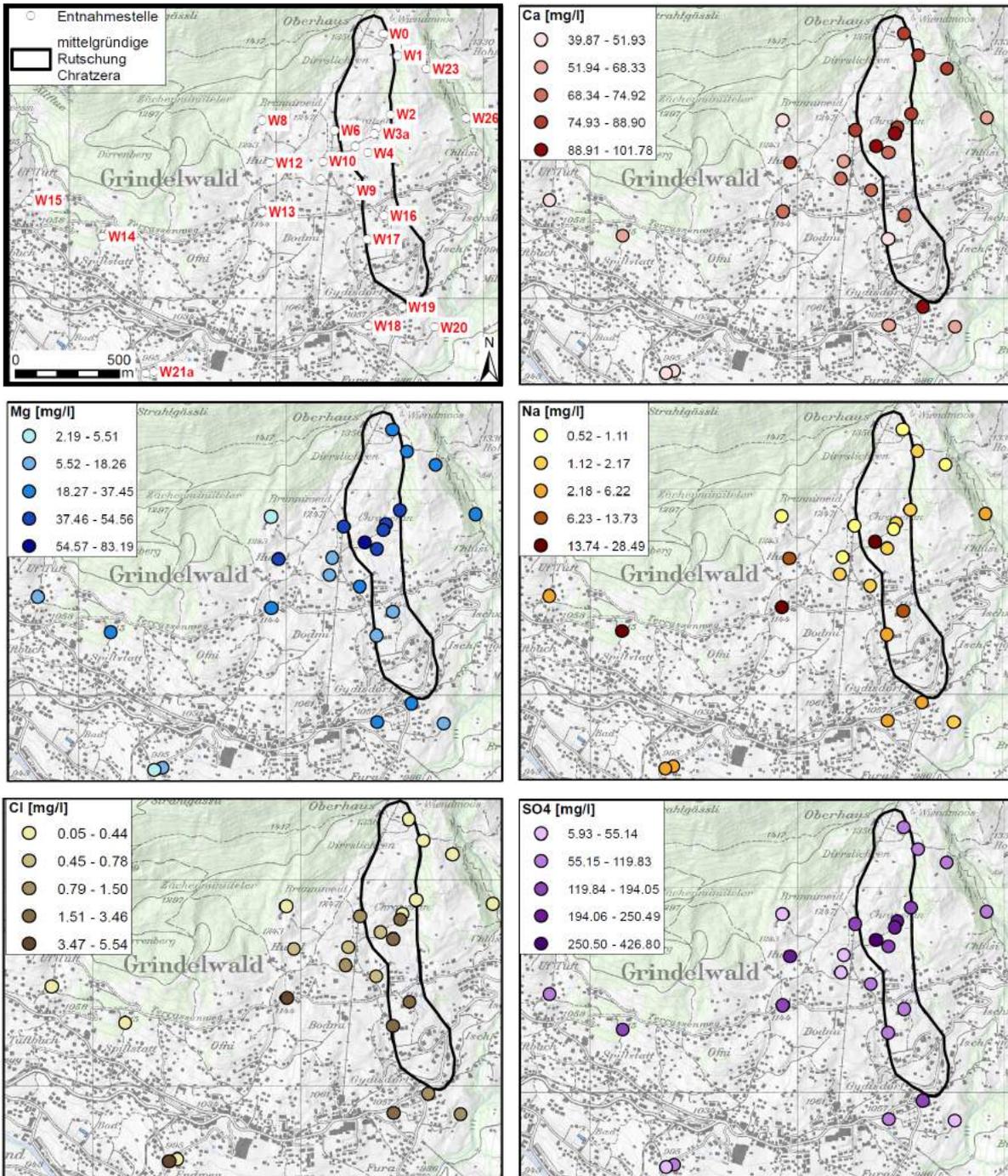


Abbildung 41: Übersicht über räumliche Verteilung der wichtigsten Ionen-Konzentrationen. Klassenbildung nach “Jenks” (vgl. Kapitel 4.3.2).

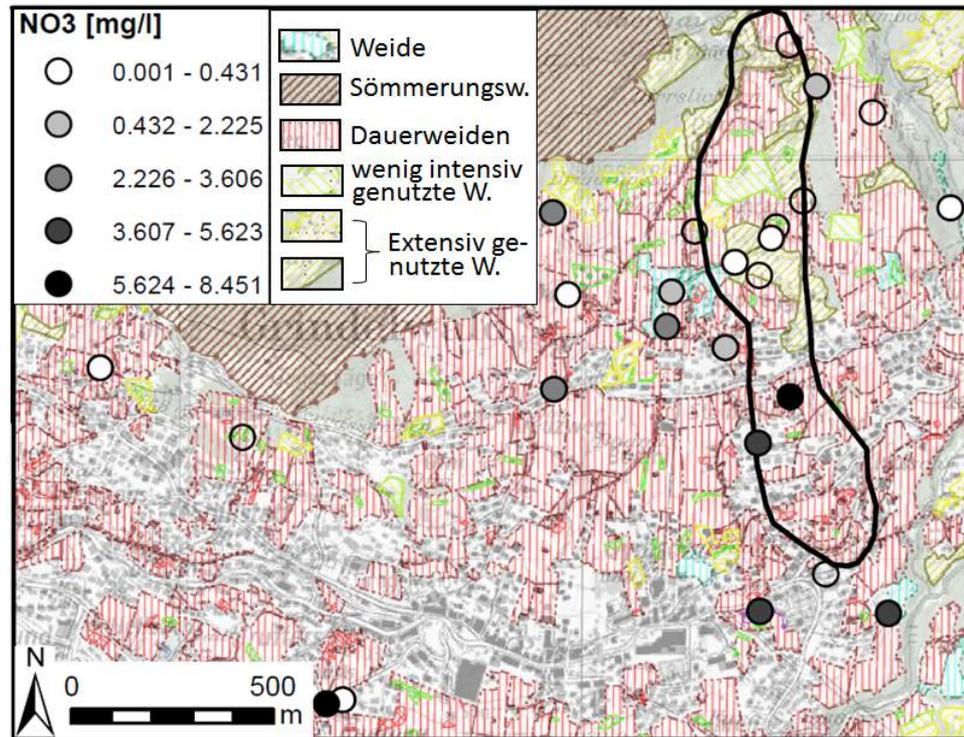


Abbildung 42: Nitrat-Konzentrationen der untersuchten Quellen. Ein durchsichtiger Kreis bedeutet, dass kein Nitrat nachgewiesen wurde. Klassenbildung nach "Jenks" (vgl. Kapitel 4.3.2). Kartengrundlage: Geoportal des Kantons Bern: Landwirtschaftliche Kulturen 2017 (provisorisch).

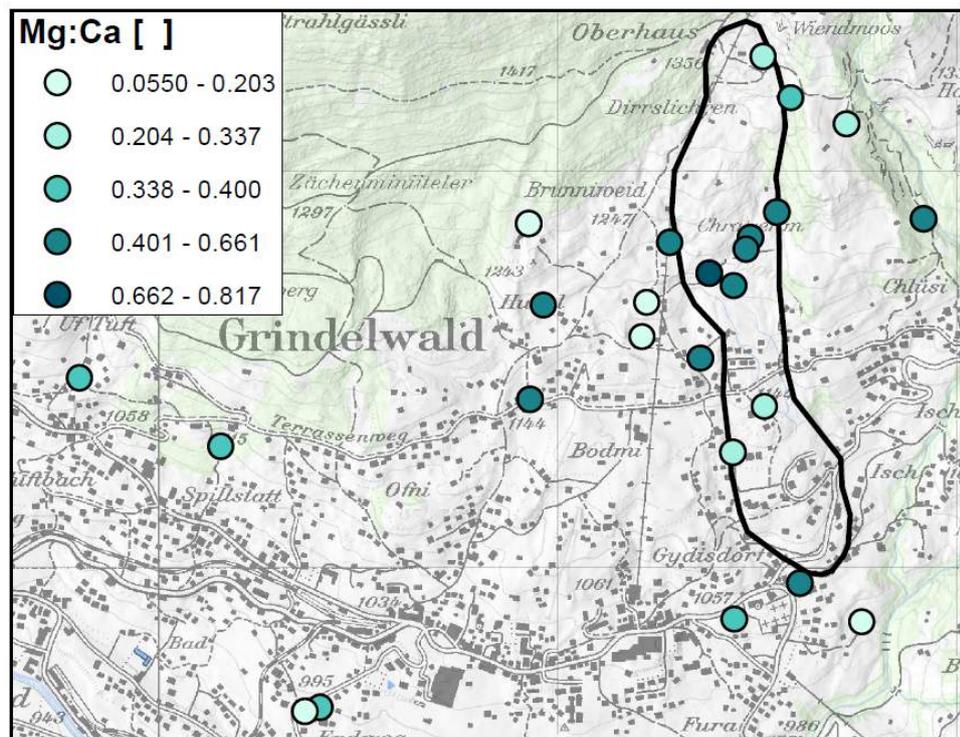


Abbildung 43: Räumliche Verteilung des Magnesium/Calcium Verhältnisses (Mg/Ca). Klassenbildung nach "Jenks" (vgl. Kapitel 4.3.2)

5.3.3 Isotopenanalyse

Die exakten Resultate der Isotopenanalyse aller 47 Proben (vom 11. August 2017 und 19. Oktober 2017) sind im Appendix E.4 aufgelistet. Da die $\delta^2\text{H}$ in engem Zusammenhang mit der $\delta^{18}\text{O}$ stehen, sind $\delta^{18}\text{O}$ auch für die $\delta^2\text{H}$ gültig, auch wenn nicht explizit erwähnt. Tabelle 7 gibt einen Überblick über die Isotopenzusammensetzung der Sommer- und Herbstwasserproben: Erstens sind die Unterschiede zwischen den Quellen im Herbst geringer als im Sommer, was sich in einer kleineren Standardabweichung äussert (Tabelle 7). Zweitens sind die Oktober-Proben negativer¹⁹ als die August-Proben (Tabelle 7, Tabelle 8a). Mit anderen Worten: Das Wasser im August ist im Durchschnitt isotopisch schwerer.

Tabelle 7: Minimum, Maximum, Mittelwert und Standardabweichung der Isotopenanalyse [‰]

	11. August 2017 (n=22)		19. Oktober 2017 (n=25)	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Minimum	-12.98	-93.9	-12.98	-94.5
Maximum	-10.76	-77.6	-11.4	-83.8
Mittelwert	-12.06	-87.81	-12.39	-90.36
Standardabweichung	0.63	5.11	0.42	3.37

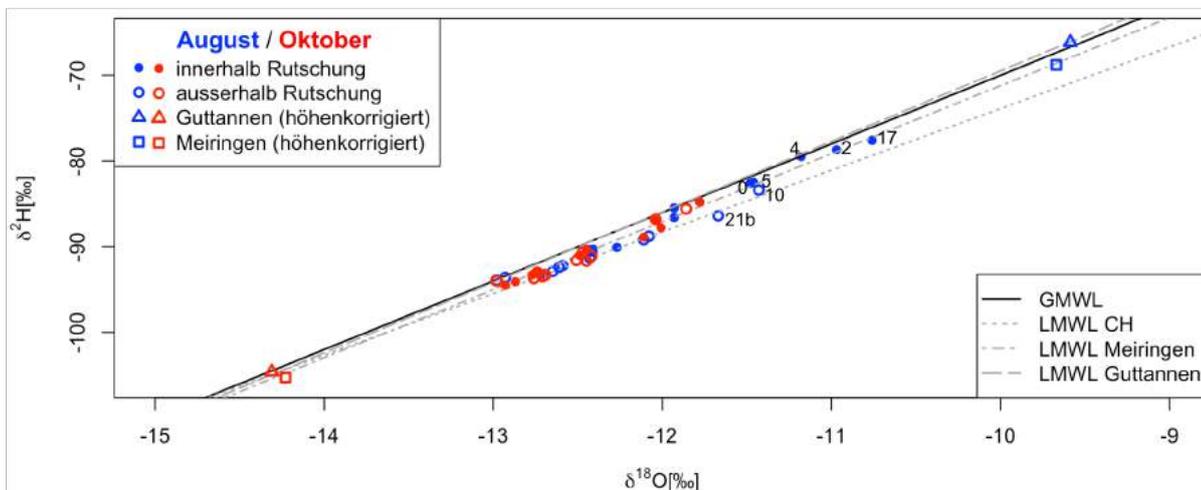


Abbildung 44: $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ der Sommerwasserproben (11. August 2017, nach Niederschlagsereignis, Punkte in blau) und der Herbstwasserproben (19. Oktober 2017, nach Trockenperiode, Punkte in rot). Die höhenkorrigierten Werte basieren auf den langjährigen Monatsmittelwerte für die Stationen Meiringen und Guttannen (IAEA/WMO, 2018). Entnahmestellen nur teilweise angegeben (z. B. 0 entspricht W0).

¹⁹ negativer = an schweren Isotopen stärker angereichert d. h. leichteres Wasser, siehe Kapitel 2.3.2

Abbildung 44 zeigt die Proben im Vergleich zur globalen Niederschlagsgerade (GMWL) und nahegelegenen lokalen Niederschlagsgeraden (LMWL)²⁰. Die Punkte liegen mehr oder weniger auf der LMWL Meiringen, weshalb intensive Verdunstung nach dem Niederschlag ausgeschlossen werden kann (Kapitel 2.3.2). Die Abbildung zeigt ebenfalls, dass die August-Proben stärker negativ sind als die des berechneten lokalen Niederschlags (Erklärung dazu in Kapitel 4.3.3), während die Oktober-Proben weniger negativ sind als die berechnete Zusammensetzung des Niederschlags im Oktober.

Die Abbildung 45 zeigt die Veränderung der $\delta^{18}\text{O}$ Werte jeder Quelle zwischen August und Oktober. Mit Ausnahme der Wasserproben der Quellen W21a und W16 sind im Oktober 2017 alle Proben isotopisch leichter (der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert ist stärker negativ) als im August 2017 und liegen deshalb unterhalb der schwarzen Linie (Abbildung 45). Der Unterschied der August- und Oktoberwerte ist für sechs Quellen deutlich grösser als bei den übrigen (Differenz grösser als 0.6 ‰). Fünf dieser sechs beprobten Standorte liegen in der Chratzera Rutschung (Abbildung 45, braune Punkte). Die Differenz zwischen den beiden Probedaten (und damit die sogenannte saisonale Variabilität, siehe Kapitel 4.3.3) ist für die Punkte innerhalb der Rutschung statistisch signifikant grösser (Tabelle 9e&f), was der Boxplot (Abbildung 46) gut veranschaulicht. Des Weiteren wurde festgestellt, dass sich im August die Mittelwerte der $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ der Quellen innerhalb der Rutschung statistisch signifikant von jenen ausserhalb der Rutschung unterscheiden (Tabelle 9a&b). Im Oktober kann hingegen kein Unterschied zwischen den Quellen innerhalb und jenen ausserhalb der Chratzera Rutschung festgestellt werden (Tabelle 9c&d).

²⁰ GMWL und LMWL siehe Kapitel 2.3.2

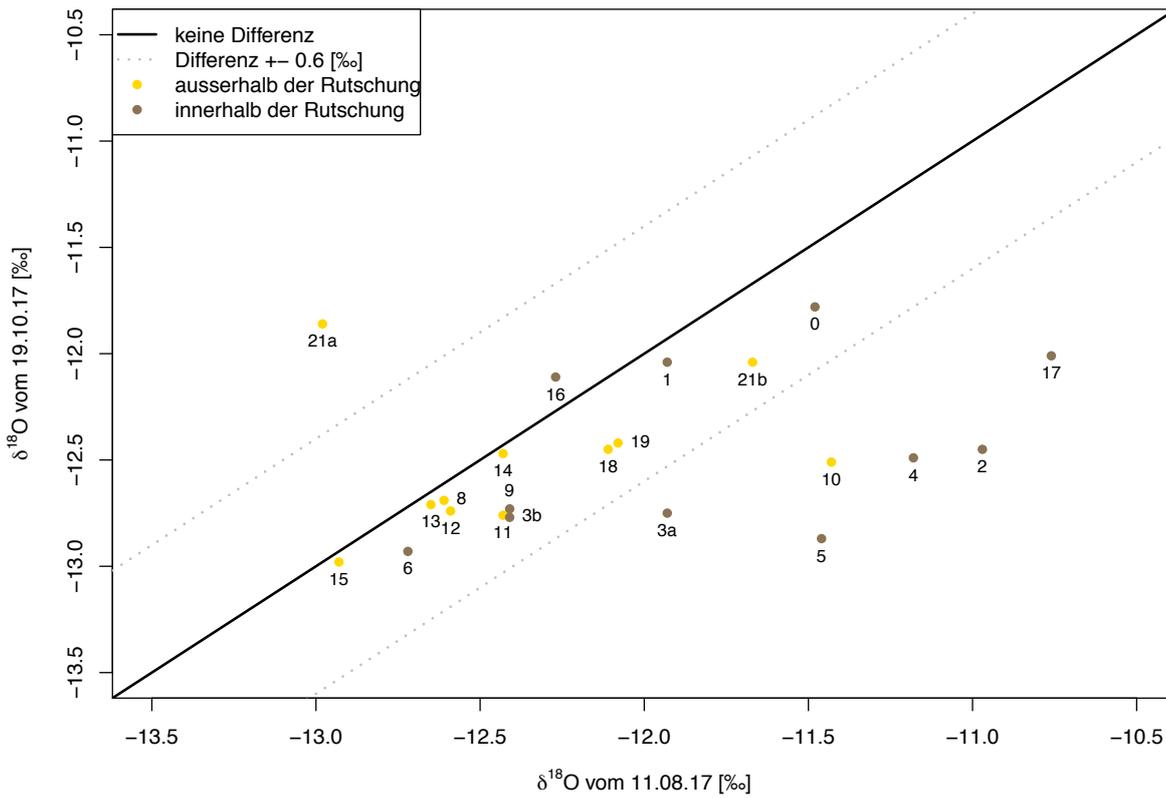


Abbildung 45: Differenz des $\delta^{18}\text{O}$ Wertes in der August-Probe und der Oktober-Probe (pro Quelle). Sind die $\delta^{18}\text{O}$ Werte in beiden Messungen gleich, liegen sie auf der schwarzen Geraden. Die stark von der Linie abweichenden Punkte zeigen eine grosse saisonale Variabilität.

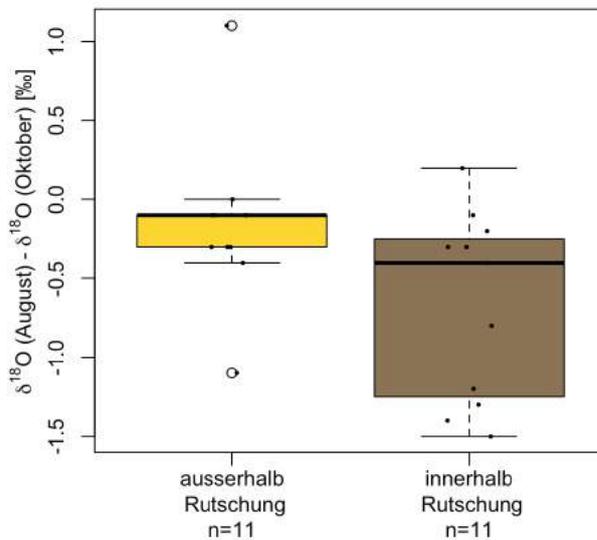


Abbildung 46: Boxplot der sogenannten saisonalen Variabilität (Differenz der August- und Oktober-Proben) der Quellen ausserhalb der Rutschung (gelb) und innerhalb der Rutschung (braun).

Tabelle 8: Mittelwertvergleich zwischen den Isotopenwerten vom 11. August 2017 und denjenigen vom 19. Oktober 2017. Es wurde einseitig getestet; ein ein signifikantes Ergebnis bedeutet, dass die Augustwerte isotopisch weniger negativ (schwerer) sind. Die Werte in Klammern sind die p-Werte des entsprechenden Tests (siehe Kapitel 4.3.4).

Datensatz	Differenz normalverteilt	statistischer Test	p-Wert	signifikant
a $\delta^{18}\text{O}$	nein (0.019)	einseitiger Wilcoxon-Test für abhängige Stichproben	0.0005	ja
b $\delta^2\text{H}$	nein (0.009)	einseitiger Wilcoxon-Test für abhängige Stichproben	0.0006	ja

Tabelle 9: Mittelwertvergleich der Quellen innerhalb vs. ausserhalb der Rutschung. Als Input werden die Isotopenwerte aller Quellen von August 2017 (a, b) und Oktober 2017 (c, d) genommen. Als weiterer Input wurde die saisonale Variabilität (definiert als die positive Differenz des August und Oktoberwerts einer Quelle) (e, f) verwendet. Es wurde einseitig getestet (a-d: innerhalb der Rutschung=weniger negative Werte (isotopisch schwerer); e-f: innerhalb der Rutschung=grössere Variabilität). Die Werte in Klammern sind die p-Werte (ausserhalb, innerhalb) des entsprechenden Tests (siehe Kapitel 4.3.4).

Datensatz	normalverteilt	varianzhomogen	statistischer Test	p-Wert	signifikant
a 11. August 2017 $\delta^{18}\text{O}$	ja (0.65, 0.45)	ja (0.38)	einseitiger t-Test	0.014	ja
b 11. August 2017 $\delta^2\text{H}$	ja (0.19, 0.44)	ja (0.12)	einseitiger t-Test	0.006	ja
c 19. Oktober 2017 $\delta^{18}\text{O}$	ja (0.21, 0.33)	ja (0.53)	einseitiger t-Test	0.343	nein
d 19. Oktober 2017 $\delta^2\text{H}$	nein (0.02, 0.36,)		einseitiger Mann-Whitney-U	0.347	nein
e saisonale Variabilität $\delta^{18}\text{O}$	nein (0.01, 0.207)		einseitiger Mann-Whitney-U	0.039	ja
f saisonale Variabilität $\delta^2\text{H}$	nein (0.008, 0.057)		einseitiger Mann-Whitney-U	0.026	ja

6 Diskussion

In den folgenden Unterkapiteln werden die Resultate aus den Kapitel 5.1 bis 5.3 diskutiert. Dabei werden die Resultate der einzelnen Methoden (Kartierung, Tracerversuch, physikalische Parameter, chemische Zusammensetzung und Isotopenanalyse) interpretiert und generelle Fehlerquellen und Unsicherheiten erwähnt. In Kapitel 6.3.4 werden die Resultate der Messung der physikalischen Parameter und der Analyse der chemischen und isotopischen Zusammensetzung kombiniert betrachtet und die Quellen aufgrund von Gemeinsamkeiten drei Typen zugeordnet (eigene Klassifikation). Mit der Kombination aller Resultate können Rückschlüsse auf die Herkunft des Wassers und den Einfluss des Regenwassers gemacht werden.

6.1 Kartierung

Das kartierte Gebiet liegt grösstenteils im Bereich des Eisensandsteins, ist aber bezüglich seiner Morphologie sehr heterogen. Es gibt Zonen mit zerbrochenen Blöcken und dolinenähnlichen Vertiefungen (Abbildung 31). Die bereits auf dem Relief sichtbaren langgezogenen Strukturen sind einer Vielfalt von Phänomenen zuzuordnen: Felswände, kleine Spalten, stark bewachsene Abhänge, 35 m tiefe Abgründe in wenige zehner Meter breite Spalten mitten im Wald (Gadeslöcher) usw. Ziel der Kartierung war, die örtlichen Gegebenheiten zu erfassen und zu analysieren, um einen geeigneten Ort für die Tracereinspeisung zu finden. Bei einem Tracerversuch wäre eine Einspeisung ins fließende Wasser (gesättigte Zone) wünschenswert. Da aber im gesamten kartierten Gebiet kein fließendes Wasser gesehen oder gehört wurde, definiert sich der beste Injektionsort über den Aufbau und die Beschaffenheit des Untergrunds. Mangels Bohrlöcher im stabilen kartierten Gebiet, mussten aus den kartierten, oberflächlich sichtbaren Strukturen Informationen über den Untergrund abgeleitet werden. Dies führt indirekt dazu, dass über die Entstehung der gesichteten Phänomene spekuliert und diskutiert werden muss, obwohl dies nicht Ziel der vorliegenden Arbeit ist.

Während der Kartierung zeigten sich Regelmässigkeiten in den Strukturen: Einerseits ist im Reliefbild klar erkenntlich (Appendix D.5), dass alle Lineamente (u. a. Brüche, Spalten, Felswände) Nord - Süd bis Nordwest - Südost gerichtet sind, und damit ungefähr der Falllinie folgen. Dies entspricht nicht dem typischen Erscheinungsbild einer tiefgreifenden Hangdeformation, bei der die Spalten rechtwinklig zur Falllinie angeordnet sind (vgl. Kapitel 2.1.1). Deshalb sind die Spalten vermutlich nicht in erster Linie durch die (noch heute aktive) tiefgründige Rutschung entstanden, sondern durch West - Ost orientierte Zugkräfte. Die Zugkräfte könnten durch die Druckentlastung durch den wenige hundert Meter weiter westliche gelegenen, postglazialen Reetibergsturz entstanden sein (Abbildung 13) (GEOTEST AG (2014), Kienholz (1977)). Andererseits zeigte sich, dass die Felswände im oberen Teil, die Wände der Gadeslöcher und die Wände der kleineren Spalten drei Gemeinsamkeiten haben: Das Gestein kann

der Eisensandstein-Formation zugeordnet werden, die Wände sind annähernd vertikal und die Schichtung, sofern sichtbar, ist meist nach Süden oder Südosten geneigt. Es wäre daher möglich, dass im Untersuchungsgebiet drei Stadien der Entstehung vorhanden sind: Das erste Stadium wäre die Spaltenbildung und Zerklüftung des Eisensandsteins aufgrund der Druckentlastung; heute sichtbar als die schmalen (0.4 m), sehr tiefen Spalten. Die durch die Zugkräfte entstandenen Spalten, Klüfte und kleinen Risse sind präferentielle Fliesswege und Schwachstellen im Gestein, welche die in GEOTEST AG (2014) erwähnte Karstifizierung (Auflösung des Calciums-Zements im Eisensandstein) beschleunigen könnten. Stadium zwei wären dann die aufgrund der Kombination von Zugkräften und Karstprozessen entstandenen Einsturzstrukturen, wie z. B. die dolinenähnlichen Strukturen. Durch grösser werdende Hohlräume und die Verbindung mehrerer Dolinen wären die Gadeslöcher erklärbar. Ihre länglichen Formen sind durch die zugrunde liegenden Zugspalten und die, durch die Hangneigung bedingte, Fliessrichtung des Wassers zu erklären. Nach diesen Überlegungen wäre das heutige Terrain in den Gadeslöchern mit Blöcken u. a. aus dem zerbrochenen Gestein und Schiefermaterial aufgefüllt worden. Dafür sprechen z. B. die immer wieder beobachteten "Löcher" (Abbildung 33A), die sichtbaren Teile von Blöcken (z. B. Gadesloch Mitte) oder die zwischen den Felsen eingeklemmten Blöcke (z. B. Gadesloch Ost). Der Abstand zwischen den Gadeslöchern ist gering, was ein Indiz dafür sein könnte, dass zwischen den heute herausragenden riesigen Felswänden im oberen Teil einst auch Felsrippen standen, die mit der Zeit zerfielen und weiteres Füllmaterial lieferten (die aktuelle Erosion wird später diskutiert). Die Geländevertiefungen im oberen Teil wären dann das dritte Stadium. Diese hier erwähnte Erklärung zur Entstehung und den Zusammenhang der Strukturen ist aber lediglich eine Spekulation und auf keine Art und Weise gesichert. Dennoch lässt die Hypothese, dass die Gadeslöcher mit grossen Blöcken aufgefüllt sind, diese als Einspeiseort ungünstig erscheinen (lange Fliesswege im ungesättigten Bereich, Verlust der Farbe im Feinmaterial zwischen den Blöcken) (Details in Kapitel 4.2.2). Die Hypothese der drei Stadien legt die schmalen Spalten als Einspeiseort nahe, da sie erstens vermutlich wesentlich tiefer sind, als die gemessenen 16 Meter, zweitens wahrscheinlich sehr ähnliche Eigenschaften wie die Gadeslöcher haben und drittens sogar mit dem Drainagesystem der Gadeslöcher verbunden sein könnten (Details in Kapitel 4.2.2).

Sträucher und Bäume an den Felswänden, die Bewaldung in den Gadeslöchern und an steilen Hängen sowie fehlende frische Felsflächen sprechen gegen derzeit starke Erosionsprozesse und dafür, dass die Strukturen bereits lange geöffnet sind. Fliessendes Wasser ist, wie bereits erwähnt, nie gesichtet oder gehört worden. Der einzige (indirekte) Hinweis auf Wasser ist die starke Bemoosung in vielen Strukturen und dass meist die orographisch rechte Felswand feucht ist oder gar tropft (beobachtet in den Gadeslöchern, den Felswänden und in den Brüchen). Dass die Senken des westlichen und mittleren Gadeslochs stark bemoost sind und im mittleren

Gadesloch Ende Mai noch ein Überrest Schnee liegt, bestärkt die getroffene Annahme, dass sich in den Gadeslöchern besonders viel Wasser sammelt, insbesondere durch Verfüllung mit Schnee durch Winddrift (Details in Kapitel 3.3).

Unklar ist der Prozess geblieben, der zu den Gebieten mit den unregelmässigen, zerbrochenen Felsblöcken führte. Obwohl drei der vier kleinen Gebiete ungefähr in der Falllinie des grossen Gebiets zerbrochener Felsblöcke liegen (Abbildung 31), ist die typische Form eines Schuttkegels nicht (mehr) erkennbar. Insbesondere die Frage, ob es sich teilweise um anstehendes Gestein oder loose Blöcke handelt, ist nicht geklärt. Die dolinenähnlichen Strukturen und die Brüche passen generell mit der von GEOTEST AG (2014) erwähnten Verkarstungsfähigkeit des Gesteins zusammen. Dennoch kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Zugkräfte der Bergzerreissung (siehe Kienholz (1977)) und eventuell die tiefgründige permanente Rutschung die Hauptursache für die beobachteten Strukturen sind. Weitere Erkenntnisse zur allfällig fortschreitenden Bewegung und deren Orientierung (verursacht durch die tiefgründige Rutschung oder die Bergzerreissung) könnten mit Remote Sensing Daten, z. B. der TerraSAR-X Daten, gewonnen werden.

Trotz moderner Methoden bleibt die Kartierung subjektiv. Die Strukturen sind teilweise klein und, aufgrund der dichten Bewaldung und der unregelmässigen Topographie, aus der Ferne nicht erkennbar, weshalb einige kleinere Strukturen in der Karte fehlen könnten. Dies könnte allenfalls zur Folge haben, dass z. B. eine Systematik in der Verteilung der dolinenähnlichen Strukturen und der kleinen Spalten, relativ zu anderen Strukturen, nicht erkannt wurde. Dennoch wurden die Hauptstrukturen im kartierten Gebiet erkannt, was in der Regel auch den kleinen Strukturen entspricht. Die genaue Kartierung der Gadeslöcher stellte sich als besondere Herausforderung dar und birgt auch die grössten Unsicherheiten, z. B. weil die Lokalisierung in den Gadeslöchern aufgrund folgender Punkte ungenau ist: a) einige Abschnitte sind weder begeh- noch sichtbar; b) eine Orientierung in den Gadeslöchern nach oben (in den Wald) ist wegen der hohen und teils überhängenden Felswände nicht möglich; c) die topographische Karte lässt kaum und das Relief nur beschränkte Rückschlüsse auf den Verlauf bzw. die Geometrie im Innern der Gadeslöcher zu; d) der GPS Empfang ist stark eingeschränkt. Weitere Unsicherheiten ergeben sich im ganzen kartierten Gebiet durch die nur punktuell vorhandenen Felsbeschreibungen. Insbesondere im oberen Bereich reichten die eingemessenen Schichtungen qualitativ und quantitativ nicht aus, um daraus Schlussfolgerungen ableiten zu können. Weiter fehlen einige Höhenmessungen der Felswände (insbesondere in den Gadeslöchern) oder sind lediglich durch grobe Schätzungen erfasst worden, da von unten das Laserdistanzgerät zu schwach (Distanz > 30 m) und vom oberen Rand eine Messung zu gefährlich war. Es sind aber nicht nur diese Einschränkungen in der Genauigkeit, die definitive Aussagen zur Entstehung der Gadeslöcher und der übrigen Strukturen verhindern, sondern auch die Komplexität der gesehenen Phänomenen. Eine detaillierte, strukturgeologische Erfassung (beispielsweise eine systematische Änderung des Einfallswinkels

der Schichtung von West nach Ost) oder eine Untersuchung der sichtbaren Versätze könnten unter Umständen mehr Klarheit über die Ursache der Spalten bringen. Vielleicht liesse sich dabei auch mehr über die Rolle der deformierten Zonen/Falten im schmalen Teil der Gadeslöcher herausfinden.

6.2 Tracerversuch mit Uranin

Insgesamt wurde nur in drei der insgesamt 25 Quellen mindestens einmal Uranin nachgewiesen. Alle gemessenen Uraninkonzentrationen (total 17), mit Ausnahme der Probe W3a vom 1. Juli 2017, liegen im Bereich der Nachweisgrenze. Nach Schudel et al. (2002) soll im Bereich der Nachweisgrenze nicht auf Einzelproben vertraut werden, sondern der Verlauf der Durchgangskurve im Gesamtzusammenhang interpretiert werden. Oder salopp ausgedrückt “EIN Nachweis ist KEIN Nachweis” (mündl. Kommunikation mit Herrn Dr. Wernli vom Tracerlabor Dr. Wernli). Da W4 und W1 nur sporadisch Uraninkonzentrationen aufwiesen, und damit auch nicht von einer Durchgangskurve gesprochen werden kann, dürfen diese Resultate nicht als Uranin-Nachweis interpretiert werden, sondern als Störsignal, verursacht durch den Messhintergrund. W1 ist eine am Waldrand aus dem Boden sprudelnde Quelle mit grossen Abflussschwankungen (siehe Appendix H, S. 144). Da der Boden ganzjährig feucht und weich ist, verursacht bereits das Gewicht der Person, welche die Wasserprobe entnimmt, eine temporäre Trübung. Die Wiese oberhalb der Quelle wird sowohl beweidet als gegüllt. Beide Faktoren steigern den Gehalt von organischem Material im Wasser, dessen Fluoreszenzfrequenz jenes von Uranin überlagert (siehe Kapitel 2.3.1). Aufgrund von Feldbeobachtungen und Aussagen des Pächters stammt ein Teil des Wassers von W1 aus dem Drainagerohr im Hang (W0), der grössere Teil aber vom Abwasser des Stalls (Firstwasser, siehe Kapitel 3.2). In W0 konnte aber nie Uranin nachgewiesen werden. All diese Indizien lassen den Schluss zu, dass es sich bei den erhöhten Fluoreszenzwerten in W1 höchstwahrscheinlich nicht um Tracer sondern lediglich um Störsignale handelt. Als Zufluss zu einer Kuhtränke ist die Quelle W4 ebenfalls von erhöhtem Eintrag organischen Materials betroffen (Kuhmist). Deshalb muss auch dieser scheinbare Uranin-Nachweis als Störsignal interpretiert werden.

Zehn der 15 analysierten Proben, in denen Spuren von Uranin gefunden worden sind, stammen von der Quelle von W3a. Die fast durchgehend positiven Messungen und die Maximalkonzentration vom 1. Juli 2017 könnten als Durchgangskurve dargestellt werden. Eine mehrmalig grösser und kleiner werdende Konzentration entspricht nicht dem Ideal einer Tracerdurchgangskurve. Die mangelnde zeitliche Übereinstimmung mit Niederschlägen (Appendix H, W3a, S. 146) schliesst auch die Annahme aus, dass das Uranin oberhalb der Quelle gespeichert ist und bei Regen ausgespült wird. Zudem wäre schwer erklärbar, warum der Tracer nicht in einer tieferliegenden Quelle nachgewiesen werden konnte (Annahme: Tracer fliesst den Hang hinunter). Ein weiterer Grund, weshalb es kein Uranin ist, ist der Umstand, dass das Wasser der Entnah-

mestelle W3a in die Kuhtränke W3b fliesst, wo nie Uranin nachgewiesen wurde. Die erreichte Konzentration vom 1. Juli 2017 schliesst die Verdünnung als Ursache dafür aus. Vor allem aber ist ein Tracerdurchgang bereits 21 Stunden nach Eingabe unerwartet schnell und die Konzentration müsste bei einem derartigen Durchfluss erwartungsgemäss grösser sein. Es ist daher wahrscheinlicher, dass der Messhintergrund der ungefassten Quelle W3a durch den ebenfalls weichen, dunkelbraunen, erdigen Boden, den diffusen Quellaustritt, die sehr kleine Fließgeschwindigkeit (nicht messbar) und die nahegelegene Kuhweide stark erhöht ist. Die erhöhte Konzentration am Tag nach der Tracereingabe könnte theoretisch auch durch Kontamination verursacht worden sein.

Aufgrund der dargelegten Argumente kann angenommen werden, dass im Zeitrahmen dieser Arbeit kein Uranin nachgewiesen werden konnte. Im folgenden Abschnitt werden fünf mögliche Gründe diskutiert, weshalb das Uranin bis im Oktober 2017 nicht nachgewiesen werden konnte:

a) Unerwarteter Fliessweg

Der Perimeter der Entnahmestellen wurde unter anderem aufgrund topographischer Kriterien erstellt, wobei diese lediglich einen Hinweis auf die geologische Struktur geben. Falls diese anders verläuft, als von den Geologen angenommen, kann der Tracer einen völlig unerwarteten Weg nehmen. Mit der grossflächigen Beprobung wurde versucht, diesem Szenario entgegenzuwirken. Falls eine direkte, unterirdische, hydraulische Verbindung zwischen dem Sandstein und dem Milibach oder der Schwarzen Lütshine existiert, wäre der Tracerdurchgang verpasst worden, da die Bäche nicht beprobt wurden, weil die Verdünnung ohnehin zu gross gewesen wäre. Dass der Tracer trotz Durchfliessen des Hanges nie an die Oberfläche kommt, wäre am ehesten vorstellbar, wenn er den Gleithorizont der permanenten, tiefgründigen Rutschung erreicht hätte, deren Begrenzung im Talboden nicht bekannt ist und möglicherweise sogar auf der anderen Seite der Schwarzen Lütshine liegt (GEOTEST AG, 2017a). Die Resultate der hydraulischen Modellierung (FEFLOW) (Kapitel 3.3) sprechen allerdings dafür, dass ein Teil des Wassers aus dem Eisensandstein in den Quellen in der Chratzera Rutschung erscheinen würde.

b) Schneller Durchfluss

Unter der Annahme, dass der Tracer dank den 3 m³ Spülwasser rasch durch den Eisensandstein auf dem Aalénienschiefer angelangt ist und dort auf präferentiellen Fliesswegen sehr rasch nach unten floss, wäre ein Tracerdurchgang innert weniger Tage theoretisch möglich. Doch dank dem hohen Beprobungsintervall in der ersten Woche (Kapitel 4.2.4) sollte dieses Risiko sehr klein sein. Bei einem derart raschen Durchfluss müsste die Konzentration entsprechend hoch sein und wäre vielleicht sogar von Anwohnern entdeckt und gemeldet worden.

c) Äusserst langsamer Durchfluss

Wie bereits in Kapitel 4.2.2 erwähnt, konnte der Boden der Injektions-Spalte nicht erkundet werden. Es könnte theoretisch sein, dass der Tracer in die vadoso Zone infiltrierte, ohne ins erwartete Kluftsystem zu gelangen und daher das Durchfliessen des Eisensandsteins deutlich

länger dauert als erwartet. Dies könnte insbesondere aufgrund des trockenen Bodens Ende Juni 2017 (schneearmer Winter und trockener Frühling, vgl. Kapitel 3.4) der Fall sein. Da zumindest die 3 m³ Wasser, welche zum Vor- und Nachspülen benutzt wurden, fortlaufend abflossen, muss das Material unmittelbar um die Einspeisestelle herum gut durchlässig sein. Es gilt hier zu berücksichtigen, dass die Existenz eines Kluftsystems nicht nachgewiesen ist oder die gewählte Spalte möglicherweise gar nicht Teil davon ist. Eine weitere Ursache für ein sehr langsames Durchfliessen könnte sein, dass das Wasser weder konzentriert noch entlang präferentiellen Fliesswegen fliesst, sondern sich diffus im Aalénienschiefer verbreitet und deshalb bis im Oktober 2017 nicht nachgewiesen werden konnte. Die geringe Durchlässigkeit würde mit den Annahmen hydraulischen Modell (FEFLOW) übereinstimmen, und damit müsste auch die Grössenordnung der im Modell berechnete Fliesszeit (15 Jahre) als Option in Betracht gezogen werden (Abbildung 18). Die geringe Durchlässigkeit ist, wie bereits in Kapitel 2.3.1 erwähnt, für künstliche Tracerversuche in Rutschungen ein bekanntes Problem (Parriaux et al., 2010).

d) Zu geringe Konzentration

Gemäss der Formel für die Injektionsmenge in Kapitel 4.2.2, Abschnitt Tracerwahl und Injektionsmenge, hätte zwischen 0.2 und 2 kg Uranin eingespeist werden sollen. Die gewählte Menge von 1 kg könnte also zu gering gewählt worden sein. Dies wäre insbesondere ein Risiko, wenn, wie in Punkt a) und e) besprochen, das Wasser nicht entlang präferentiellen Fliesswegen fliesst.

e) Kein Weiterfliessen

Eine weitere Ursache könnte sein, dass der Tracer in die Spalten des Eisensteins oder in die senkrechten Klüften im Aalénienschiefer (siehe Kapitel 3.3) geflossen ist und nicht mehr vorwärts kommt. Auch dies wird durch die trockenen Bedingungen begünstigt (siehe Punkt c). Die Seismikprofile (siehe Kapitel 3.3) lassen vermuten, dass der Aalénienschiefer beckenähnliche Strukturen aufweist. Der Tracer könnte in ein unterirdisches “Becken” geflossen sein und erst bei einem sehr grossen Wasserinput (z. B. die Schneeschmelze) weitertransportiert werden. In diesem Falle besteht die Chance, dass der Tracer bei einer Probenahme im Frühjahr 2018, nach der Schneeschmelze, nachgewiesen werden könnte.

Aufgrund der oben aufgezeigten Argumente scheint es am wahrscheinlichsten, dass das Uranin noch immer im Hang von Grindelwald ist. Aus der Vergangenheit ist bekannt, dass schneereiche Winter und eine rasche Schneeschmelze zu einer Beschleunigung oder gar einer Reaktivierung der Chratzera Rutschung führen (Kapitel 3.3), was auf eine (temporäre) Änderung im hydrogeologischen System zurückzuführen ist. Deshalb wäre es sehr aufschlussreich, im Frühjahr 2018 weitere Wasserproben zu nehmen. Besonders sinnvoll wären Tage während oder nach einer (Teil-)Schneeschmelze oder einem “Regen-auf-Schnee”-Ereignis. “Regen-auf-Schnee”-Ereignisse schmelzen in kürzester Zeit grosse Mengen Schnee, was die Chance erhöht, das potentiell im Hang blockierte Uranin zu remobilisieren.

Auch in der Literatur gibt es Berichte von Tracerversuchen, bei denen die Tracersubstanz nie nachgewiesen werden konnte. Beispielsweise wurde in der Ca'Lita Rutschung (IT) nach Untersuchungen mit Inklinometer, Piezometer, Pumpversuchen, Kabelradar, Drainage- und Sanierungsmassnahmen ein Tracerversuch durchgeführt, um die hydraulische Verbindung zwischen dem Fels und dem Rutschungskörper zu beweisen (Ronchetti et al., 2009). Der Hang besteht oben aus einem instabilem Flysch, in der Mitte aus einem Schieferton, der sich im Jahr 2004 nach der Schneeschmelze mit bis zu 10 m pro Tag bewegte, und unten wiederum aus Flysch (totale Länge 3 km). Im Fels oberhalb des Anrisses wurden drei Kilogramm Uranin in ein Bohrloch eingespeist und während einem Jahr wurden zwölf Messstellen mit Aktivkohlesonden und Wasserproben beprobt (anfangs täglich, danach wöchentlich) (Ronchetti et al., 2009). In den beprobten Drainagerohren, Quellen und Bohrlöchern konnte kein Uranin nachgewiesen werden. Die Autoren betrachten es als wahrscheinlicher, dass keine hydraulische Verbindung besteht und das Wasser durch lokale Infiltration in die Rutschmasse gelangt, als dass das Uranin aufgrund kleiner Permeabilität ($< 10 \times 10^{-6}$ m/s) und kleiner Porosität (< 5 %) oder zu grosser Dispersion und Verdünnung nicht nachweisbar ist. Die chemische Analyse des Grundwassers weist darauf hin, dass tiefes Grundwasser von unten in den Rutschkörper gelangt. Die elektrische Leitfähigkeit und die Wassertemperaturkurve des Bohrlochs, in das der Tracer eingespeist wurde, zeigten, dass sowohl Oberflächenwasser als auch Tiefenwasser vorhanden ist (Ronchetti et al., 2009). Auch wenn die Methodik vergleichbar ist mit den Untersuchungen in der Chratzera Rutschung, darf nicht vergessen werden, dass Unterschiede in der Geologie (getestet wurde nur im oberen Flysch Abschnitt) einen Vergleich schwierig machen. Ein erfolgreicher Tracerversuch mit Uranin wurde hingegen in der tiefgründigen, sehr komplexen Triesenberg Rutschung (FL) gemacht. Nach zahlreichen Untersuchungen in der Rutschung Triesenberg konnte mit einem Tracerversuch nachgewiesen werden, dass während Trockenperioden ein Teil des Wassers in Triesenberg unterirdisch aus dem benachbarten Saminatal kommt (Parriaux et al. (2010), Bernasconi (2015)). Im Rahmen des Tracerversuchs wurde ein Kilogramm Uranin in einen Bach im Nachbartal gegeben (Bernasconi, 2015). Für die Strecke von mindestens sechs Kilometer (Luftlinie) benötigte das Wasser 28 - 80 Tage, was auf eine relativ gute Durchlässigkeit der Gesteine schliessen lässt (Bernasconi, 2015). Die beiden Studien zeigen, dass die hydraulischen Verbindungen nicht immer so verlaufen wie erwartet. Das Beispiel der La'Cita Rutschung zeigt aber auch, dass die mit Uranin zu testende Hypothese erst nach einem Jahr Monitoring verworfen wurde und dass eine gezielte Fortsetzung der Beprobung auch in Grindelwald Sinn machen könnte.

6.3 Wasserproben

6.3.1 Physikalische Parameter

Der Mittelwert und die Standardabweichung der drei Parameter unterscheidet sich von Quelle zu Quelle stark (Appendix H und Abbildung 37). Eine grosse Variabilität deutet generell darauf hin, dass die Quelle oberflächennah liegt. Erwartungsgemäss müsste der Abfluss an Tagen mit viel Niederschlag oder in den darauffolgenden Tagen steigen, was bei der visuellen Analyse der Daten weitgehend bestätigt wird (Appendix H, z. B. W4, S. 148). Dennoch konnte nur selten eine (positive) Korrelation zwischen dem Abfluss und der Niederschlagssumme der letzten 1, 3 und 7 Tage nachgewiesen werden (Abbildung 39). Zwei Faktoren können das Resultat verfälschen: Die aggregierten Niederschlagsdaten und/oder die Auswertungsmethode. Während die Quellen meist zwischen 10 und 18 Uhr beprobt wurden, wurden die Niederschlagsdaten zu Tagesniederschlagssummen aggregiert. Beispielsweise kann so ein abendliches Gewitter zu irreführenden Vergleichen führen. Eine verzögerte Reaktion scheint auch nur in wenigen Fällen vorzuliegen, denn auch mit den 3- und 7-Tagesniederschlagssummen korrelieren die Abflüsse selten (teilweise negativ). Der zweite Grund, weshalb sich das visuelle Muster mit den Korrelationstest nicht bestätigen lässt liegt darin, dass die Niederschlagsdaten nicht normalverteilt sind, und der Zusammenhang zwischen den Variablen deshalb mit der Rangkorrelation nach Spearman getestet wurde. Diese vergleicht nur die Rangnummern der beiden Variablen (hier Niederschlagssumme und Abfluss), weshalb zum Beispiel der imposante Anstieg des Abflusses am 11. August 2017, der in beinahe allen Quellen sichtbar ist, weniger Bedeutung erhält, als wenn mit einer Korrelation nach Bravais-Pearson getestet worden wäre. Dieser zweite Effekt ist beachtlich, zeigen doch mit letztgenanntem Test elf Quellen eine Korrelation zwischen Abfluss und Niederschlag (Daten nicht gezeigt). Insgesamt kann der Niederschlag nicht dazu genutzt werden, die Variation in den Abflussdaten zu erklären. Um trotzdem herauszufinden, ob ein Anstieg des Abflusses durch frisch infiltriertes Regenwasser ausgelöst wird, wurde die Kurve der EL mit der Abflusskurve verglichen. Die EL von neun Quellen korreliert negativ mit dem gemessenen Abfluss, d. h. der Abfluss wurde durch schwach mineralisiertes Niederschlagswasser erhöht, was die EL sinken lässt. Dieser Mechanismus zeigt sich in den Datenblättern durch einen ungefähr konstanten Grundwert der EL und des Abflusses, welcher an Regentagen kurzfristig kleiner respektive grösser wird (Beispiel Quelle W4, W5 siehe Appendix H, S. 148 & 149). Dieses Verhalten ist auch in der Literatur beschrieben: Bei der Untersuchung von Quellen in einem Karstgebiet (Sierra de las Nievas, SP) zeigte sich ebenfalls, dass der Abfluss nach Niederschlagsereignissen zunimmt und die EC linear dazu abnimmt, da das infiltrierende, niedrig mineralisierte Regenwasser das Grundwasser verdünnt (Liñán Baena et al., 2009). Dabei wurden sehr unterschiedliche Reaktionszeiten aufgezeichnet (instantan bis mehrere Wochen) (Liñán Baena et al., 2009). In Grindelwald zeigen die Quellen W8, W10 und W11 einen konstanten

Grundwert (EL, Abfluss). Nur beim grössten Niederschlagsereignis der Untersuchungsperiode (11. August 2017) stieg der Abfluss an und erreichte den Grundwert dafür erst über zwei Wochen später wieder. Die EL zeigte genau das gegenteilige Verhalten; das Signal ist im Falle von W8 und W11 auch in der Wassertemperatur zu erkennen. Dies könnte darauf hindeuten, dass die drei Quellen tiefes Grundwasser führen und nur durch die starken Niederschläge ein zusätzlicher Zufluss mit Regenwasser entstanden ist, der erst langsam wieder versiegt. Die Quellen W12 und W13 (Appendix H, S. 155 & 156) weisen ein anderes Verhalten auf: Während der Abfluss während der drei Monate stark variiert (abhängig vom Niederschlag), ist die EL beinahe konstant. Nur beim Niederschlagsereignis vom 11. August 2017 zeigen sie eine kleine Veränderung. Da die EL hoch ist, kann davon ausgegangen werden, dass hier, bei Niederschlag, Hangwasser von oben nachgedrückt wird (Abbildung 24). Alternativ müsste das frisch infiltrierte Regenwasser sofort durch sehr leichtlösliches, salzhaltiges Gestein oder Evaporite geflossen sein, was in den Aalénienschiefer nicht zu erwarten ist (Kapitel 3.2).

Die Wassertemperatur der meisten Quellen korreliert mit der Lufttemperatur (Abbildung 39), was belegt, dass sie kaum tiefer als zwei Meter unter der Oberfläche liegen (Kapitel 2.4, Abschnitt Wassertemperatur). Allerdings kann die Temperaturmessung durch Transport in oberflächennahen Rohren (z. B. W9) oder durch den Aufbau des Quellausflusses verfälscht werden: Fliesst kaltes Wasser durch ein schwarzes, an der Sonne liegendes Rohr (u. a. W5, W10, W13, W15, W16), reagiert es ebenfalls auf die mittlere Tagestemperatur. Dass ausgerechnet jene zwei Quellen, deren Wasser aus Schächten entnommen wird, nicht mit der Lufttemperatur korrelieren (W6 und W17), könnte ein Hinweis darauf sein, dass unter optimalen Entnahmebedingungen weniger Quellen korrelieren würden. Aus oben erwähnten Gründen ist bei der Interpretation der Wassertemperaturdaten generell Vorsicht geboten. Die Quellen W6 und W12 zeigen nicht nur keine Korrelation mit der Lufttemperatur, sondern auch nur geringe Schwankungen der Wassertemperatur (kleine SD) und eine hohe EL, was alles Indizien dafür sind, dass das Wasser aus grösserer Tiefe kommt als in die anderen Quellen.

Die Auswertungen haben gezeigt, dass die Abfluss- und EL-Werte innerhalb der Rutschung im Durchschnitt eine höhere Variabilität zeigen als jene ausserhalb der Rutschung (Tabelle 5b, d & f) und somit als eher oberflächliche Quellen einzuordnen wären. Dass gleichzeitig die EL signifikant höher ist, widerspricht hingegen dieser Theorie. Der Vergleich mit der Literatur zeigt, dass zum Beispiel auch in einer Rutschung in Japan, die EL-Werte wesentlich höher sind, als in den Quellen ausserhalb (Ueda et al., 2014). In der Séchilienne Rutschung (FR), eine Rutschung in stark zerklüftetem Schiefer, wurden die Quellen nach der Herkunft des Wassers klassiert: Zeigten die saisonale Schwankung der EL und der Höhe des Einzugsgebiets²¹ eine grosse Streuung²² und ein klares saisonales Signal (hohe EL im Sommer, tiefe EL im Winter), wurde angenommen,

²¹ Berechnet aufgrund der $\delta^{18}\text{O}$ Isotopenzusammensetzung

²² Berechnet aus der SD

dass das Wasser durch die Klüfte aus einem weiter entfernten Gebiet zur Quelle gebracht wird (Vallet et al., 2015). War die Streuung klein und die saisonale Schwankung nicht klar erkenntlich, wurde dies als lokales Einzugsgebiet interpretiert, in dem das Wasser durch die Mikrorisse in der Gesteinsmatrix zur Quelle gelangen (Vallet et al., 2015). Dass die Standardabweichung der EL der Quellen innerhalb der Chratzera Rutschung signifikant grösser ist, als jene der Quellen ausserhalb, würde analog bedeuten, dass viele der Quellen in der Chratzera Rutschung nicht nur lokal infiltriertes, langsam durch das Gestein sickern Wasser führen. Dieser Vergleich ist aber problematisch, einerseits weil der geologische Kontext der Séchilienne Rutschung ein anderer ist, und andererseits weil Vallet et al. (2015) von saisonalen Schwankungen der EL sprechen, in Grindelwald aber nur zwischen Juli und Oktober 2017 gemessen wurde. Im Paper von Vallet et al. (2015) wird ausserdem gesagt, dass die Quelle mit der grössten EL und der grössten Variabilität im instabilen Terrain liegt, und Binet et al. 2009 zitiert, welche diese Tatsache damit begründen, dass das Grundwasser mit dem instabilen Gestein stärker reagiert (Vallet et al., 2015). Es wäre daher denkbar (auch mündl. Kommunikation mit Leonie Kiewiet), dass die EL innerhalb der Chratzera Rutschung höher ist, weil einerseits durch die Deformation und die stärkere Verwitterung mehr und frischere mineralische Oberflächen vorhanden sind und andererseits durch die Rutschbewegung alte Fliesswege kaputt gehen und neues Gestein durchflossen werden muss. Beides führt zu einem grösseren Anstieg der EL pro im Untergrund zurückgelegtem Meter.

Die Abfluss-, EL- und Wassertemperaturwerte bergen durch die manuelle Messung und die Messgeräte eine gewisse Ungenauigkeit. Das Wasser, das aus dem Brunnen W15 fliesst, wird kurz bevor das Wasser ins Reservoir Tuff der Wasserversorgung Grindelwald fliesst, abgezweigt und sollte daher die selben Eigenschaften haben. Die Abfluss des Brunnens ist geregelt. Weil zudem die EL und die Temperatur gemäss den Messungen der Gemeinde (Appendix Tabelle A.1) konstant sind (7 °C, 332 µS/cm), entspricht die Standardabweichung der Entnahmestelle W15 ungefähr der Messgenauigkeit (Appendix Tabelle E.1 und Datenblatt der Quelle W15 im Appendix H, S. 158). Demnach liegt die Messgenauigkeit des Abflusses bei ± 0.24 l/min. Allerdings ist die Genauigkeit bei kleineren Abflüssen mit Sicherheit höher. Wahrscheinlich ist aufgrund der Sonnenexposition des Brunnens die gemessene Wassertemperatur (8.6 °C) höher als jene des Reservoirs und die Standardabweichung (0.51 °C) grösser als die Messgenauigkeit des Messgeräts (0.1 °C). Warum die EL im Durchschnitt bei 477 µS/cm liegt, und nicht wie im Reservoir bei 331 µS/cm, ist nicht klar (Appendix E.1 und A.1). Die Standardabweichung beträgt 46 µS/cm. Die EL-Kurve von W15 (Appendix H, S. 158) zeigt zwei unterschiedliche Niveaus (430 µS/cm und 520 µS/cm), die zeitlich mit dem Wechsel der Messgeräte übereinstimmen (Tabelle 3). Deshalb muss angenommen werden, dass die Korrektur der EL-Werte des zu tief messenden Messgeräts (Kapitel 4.3.1) den Fehler zwar verringert, aber nicht vollständig kompensiert hat.

Trotz dieser Ungenauigkeit sind die relativen Unterschiede und die unterschiedliche Variabilität in der EL-Kurve zwischen den Quellen deutlich erkennbar. Deshalb können die EL Daten zur Analyse der Trends (Variabilität, Reaktion auf Niederschläge) ohne Probleme benutzt werden.

6.3.2 Chemische Zusammensetzung

Insgesamt fallen die hohen EL-Werte und die teilweise hohen Sulfat-Konzentrationen in den Quellen auf, aber auch dass es bezüglich mancher Werte signifikante Unterschiede zwischen den Quellen innerhalb und ausserhalb der Rutschung gibt (z. B. Mg, Ca, Mg/Ca, SO₄).

Nitrat gilt als Indikator für den Einfluss der Landwirtschaft (Düngung, Kühe). Bei einigen Quellen weideten während der Untersuchungsperiode (zeitweise) Kühe (W1, W3a, W3b, W4, W6, W12, W20, W23). Trotzdem waren die Nitratkonzentrationen stets lediglich im Spurenbereich. Während alle Quellen in oder unterhalb von Parzellen der Kategorie "Weide" etwas höhere Werte haben, gibt es im Bereich Dauerweiden solche ohne messbare Nitratkonzentration (Abbildung 42). Mit der Landwirtschaft scheint die Verteilung der Nitratwerte also kaum zusammenzuhängen. Tendenziell scheinen die Nitratwerte mit der Nähe zum Talboden zu steigen (Grund unklar).

Ein möglicher Grund für eine hohe Sulfatkonzentration (SO₄), wie sie in vielen der untersuchten Quellen vorhanden ist, ist das Durchfliessen einer gipshaltigen Schicht (Gips = CaSO₄). Dass die Typisierung der Wasserproben mit dem Piper-Plot nicht möglich war, weil die durch die Ionenbilanz berechnete Menge Bikarbonat sowohl positive als stark negative Werte annahm, könnte ein Argument für diese Theorie (Durchfliessen einer gipshaltigen Schicht) sein, denn nach Löffler (2010) ist bei der Piper-Plot-Typisierung von Wasserproben mit grossem Sulfateinfluss mit Problemen zu rechnen. Die Theorie könnte weiter gestützt werden durch das Sr/Ca Verhältnis, das in allen Quellen zwischen 0.002 und 0.012 liegt, und damit typisch für evaporitisches Wasser ist (Kapitel 2.4.2). In der Studie von de Montety et al. (2007) wurde ein Sr/Ca Verhältnis von 0.0012 bis 0.0078 als Argument benutzt, dass das Wasser aus einer evaporitischen Schicht oberhalb der Rutschung stammen soll. Gemäss Literatur enthält weder der Aalénienschiefer noch der Eisensandstein Gipsschichten (Kapitel 3.2), was bedeutet, dass das Wasser in der Chratzera Rutschung von einem entfernteren Ort kommen müsste. Für einen langen Fliessweg spricht auch, dass die Quellen mit den höchsten Sr/Ca Verhältnissen (W5, W12, W13, W14) einen hohen bis sehr hohen Sulfatgehalt und eine wesentlich höhere Konzentrationen von Mangan, Natrium, Bor, Strontium und Fluor haben als die übrigen Quellen. Dass der Nitratgehalt der Quelle W5, W12, W14 sehr gering ist, obwohl sie von Landwirtschaftsflächen umgeben sind (neben W12 wird sogar Gülle ausgetragen), spricht ebenfalls für tiefes Grundwasser, das nicht von den lokalen Verhältnissen beeinflusst wird. Dennoch ist aufgrund der lokalen

geologischen Verhältnisse das Vorhandensein von Gips oder Anhydrit in der Region Region sehr unwahrscheinlich (mündl. Kommunikation mit Herrn Dr. Reto Hänni und Frau Rachel Riner, Mitarbeiter GEOTEST AG).

Ein zweiter möglicher Grund für erhöhte Sulfatwerte ist die Bildung von Sulfat, wenn Nitratdünger auf pyrithaltige Böden gerät (vgl. Kapitel 2.4.2). Im Aalénienschiefer selber ist zwar kein Pyrit enthalten, dafür aber in den eingeschlossenen Konkretionen (Pyritwürfelchen) (Kapitel 3.2, Abschnitt Stratigraphie). Es ist also denkbar, dass das Nitrat, welches aufgrund der beobachteten Düngung und Kuhhaltung zu erwarten wäre, den Pyrit oxidiert, was lokal zu erhöhter Sulfatkonzentration führt und den Nitratgehalt sinken lässt (vgl. Kapitel 2.4.2, Gleichung 2).

Die statistischen Tests (Kapitel 5.3.2) haben gezeigt, dass der mittlere Sulfatwert, aber auch die Calcium- und Magnesiumkonzentration, der Quellen innerhalb der Rutschung grösser ist als ausserhalb der Rutschung. Da der Untergrund des ganzen Untersuchungsgebiet aus Aalénienschiefer (und etwas Moränen- und Deckmaterial) besteht, muss es für die signifikant höheren Werte eine andere Begründung geben. Analog zur Begründung der höheren EL (Kapitel 6.3.1), ist denkbar, dass im Bereich der Rutschung - wegen der ständigen Bewegung - grössere und frischere Mineraloberflächen vorhanden sind (höhere Mineralisierung) und der Pyrit für das Wasser leichter zugänglich ist. Dies würde die hohen Sulfatwerte begründen. Die höheren Calcium- und Magnesiumwerte stützen die Theorie, dass das Wasser der Quellen innerhalb der Rutschung einen dolomitischen und kalkreichen Untergrund durchflossen hat (hier wahrscheinlich den Eisensandstein). Die Quellen W0, W1, W2, W3a, W3b, W4, W19 weisen die "für die Rutschung charakteristische Zusammensetzung" auf (viel Sulfat, viel Calcium und Magnesium). Die Spuren von Phosphor in den Quellen W0, W1, W3b, W4 und W19 sind ein weiteres Indiz für einen kleinen Einfluss der Landwirtschaft. Dies würde bedeuten, dass das Nitrat nur wegen der Pyritoxidation nicht nachweisbar ist. Dass die Quelle W19 ähnliche Merkmale zeigt wie die Quellen innerhalb der Rutschung, könnte daran liegen, dass sie unterhalb der Rutschung gefasst wird (siehe Datenblatt W19 im Appendix H, S. 162).

W5, W12 und W14 fallen nicht nur durch ihre spezielle Mineralisierung (u. a. hoher Sulfatgehalt, geringer Nitratgehalt trotz Landwirtschaft, vgl. oben) auf, sondern auch durch ihre "rostfarbigen" Austrittsstellen (siehe Appendix H, S. 149, 155, & 147). Die orange Farbe weist generell auf einen hohen Eisengehalt hin. Allerdings liegt die Konzentration von gelöstem Eisen (Fe^{2+}) (wie bei allen untersuchten Quellen) < 0.001 mg/l. Oxidiert Pyrit mit dem vorhandenen Nitrat, entsteht als Nebenprodukt auch gelöstes Eisen (Kapitel 2.4.2 Gleichung 2). Im Falle von W5, W12 und W14 ist dieses Eisen vermutlich durch die Reaktion mit weiterem Nitrat zu $FeO(OH)$ oxidiert und hat dadurch die rote Färbung ausgelöst. Mit der Kombination dieser beiden Vorgänge (Oxidation von Pyrit und Oxidation des gelösten Eisens durch Nitrat), wäre der hohe Sulfatgehalt, der niedrige Nitratgehalt und das nicht vorhandene gelöste Eisen trotz roter Färbung erklärbar. Es erklärt aber nicht die übrigen erhöhten Ionenwerte (vgl. oben). W13 ist

ebenfalls hochmineralisiert, zeigt aber leicht höhere (aber immer noch sehr tiefe) Nitratwerte. Die Tatsache, dass drei der vier hochmineralisierten Quellen (W12, W13, W14) nicht innerhalb der Rutschung liegen, macht die signifikant höhere Sulfat-, Calcium- und Magnesiumkonzentration innerhalb der Rutschung bedeutsamer.

Die Quellen W3b (Bachbett weiter unten), W4 (am Brunnenrand) und W17 (Rand des Schachts) zeigen Kalktuffbildung (siehe Datenblätter im Appendix H, S. 147, 148 & 160), was ein Zeichen für viel gelöstes Kalzium oder grosse Druckunterschiede ist, und damit ein starkes Indiz für Wasser aus dem Eisensandstein oder aus grosser Tiefe ist.

Obwohl die Brunnen W21a und W21b nur wenige Meter auseinanderliegen, zeigen sie sehr unterschiedliche Chlorid-, Nitrat-, Kalium- und Zinkkonzentrationen. Weniger grosse Unterschiede ist in den Werten von Magnesium und Sulfat zu finden. Praktisch identisch ist der Gehalt von den wichtigen Natrium- und Calciumionen.

In der Studie von de Montety et al. (2007) zeigte sich das Wasser hangabwärts immer stärker mineralisiert. Dies zeigte sich in der proportionalen Abnahme von Natrium und steigendem Anteil von Ca und Mg an der Gesamtmineralisierung. Auch wenn, wegen der gescheiterten Berechnung des HCO_3 , die prozentualen Anteile der Ionen nicht berechnet wurden, scheint aufgrund der absoluten Konzentrationen eine solche Regelmässigkeit unwahrscheinlich.

Bei der Interpretation der Daten muss berücksichtigt werden, dass die Proben nach der langen Trockenperiode im Herbst genommen wurden und damit nur die Zusammensetzung des “Grundabflusses im Oktober” widerspiegeln. Die Interpretation eines Trends in der chemischen Zusammensetzung wäre generell aussagekräftiger als die Interpretation einzelner Messwerte (Bogaard et al., 2007). Bogaard et al. (2007) betont ausserdem, dass die Lagerung der Wasserprobe (Reaktion mit Luft in der Flasche) die Resultate erheblich verfälschen kann.

6.3.3 Isotopenanalyse

In Kapitel 5.3.3 wurde bereits erwähnt, dass der Mittelwert der Oktober-Proben signifikant stärker negativ²³ ist und somit dem generellen Muster des Niederschlags folgt (Kapitel 2.3.2, Jahreszeiteneffekt). Mit dem Einfluss der Schneeschmelze (isotopisch leicht) ist zu dieser Jahreszeit auf dieser Höhenlage kaum zu rechnen. Dies lässt, allerdings mit Vorsicht, darauf schliessen, dass die Quellen mindestens teilweise mit oberflächennahem Grundwasser gespeist werden (das ein saisonales Signal zeigt) und/oder die Residenzzeit im Untergrund kurz ist. W16 und W21a folgen diesem Muster nicht (Abbildung 45), sie werden im Herbst isotopisch schwerer. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass sie “älteres” Wasser führen und “verspätet” reagieren und

²³ negativer = an schweren Isotopen stärker angereichert d. h. leichteres Wasser, siehe Kapitel 2.3.2

z. B. im August noch isotopisch leichtes “Frühlingswasser” führen und im Oktober das schwere “Sommerwasser”. Dies wäre ein Hinweis darauf, dass das Wasser dieser Quellen aus einem tieferen Aquifer stammt, als das Wasser der übrigen Quellen. Im Vergleich zu oberflächennahem Wasser wird von Wasser aus tieferen Aquiferen erwartet, dass die Änderung zwischen Sommer und Herbst gering ist, weil Signale generell mit zunehmender Tiefe gedämpft werden (Kapitel 2.3.2). Während die Veränderung von W16 positiv und klein ist, ist die Veränderung von W21a entgegen den Erwartungen $> 0.6 \text{ ‰}$ (siehe Abbildung 45).

Die statistischen Tests (Kapitel 5.3.3) haben aufgezeigt, dass $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Quellen innerhalb der Rutschung gegenüber jenen ausserhalb der Rutschung a) im August höher sind (= weniger negativ = schwereres Wasser) und b) sich zwischen August 2017 und Oktober 2017 mehr verändern. Die grösserer Variabilität scheint vor allem durch die weniger negativen Werte einiger August-Proben verursacht zu sein. Ohne einen Verlauf der Isotopenzusammensetzung über ein paar Wochen und ohne die Isotopenzusammensetzung des Niederschlagsereignis vom 8. - 11. August 2017 in Grindelwald zu kennen, ist es nicht möglich, genaueres über die Ursache dieses Unterschieds zu sagen. Die Plots (z. B. Abbildung 45) zeigen aber auch, dass die Trennung nicht so scharf ist, wie die statistischen Tests suggerieren können: Denn es gibt Quellen auf der Rutschung, die sich wenig verändert haben (z. B. W6), und solche neben der Rutschung, die sich stark verändert haben (W10). Im Herbst scheint die Herkunft des Wassers der Quellen einheitlicher zu sein, denn es gibt keinen statistischen Unterschied (Mittelwertvergleich) zwischen den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten jener Quellen innerhalb der Rutschung und jenen ausserhalb der Rutschung.

Die gefundenen Unterschiede zwischen August und Oktober liegen über der Nachweisgrenze (Kapitel 4.3.3). Eine Ursache für mögliche Fehlinterpretationen ist, dass die August-Proben der Quellen W1 und W0 vom 22. resp. 25. August 2017 sind, statt wie die anderen vom 11. August 2017, und damit auch nicht die Zusammensetzung nach einem grösseren Niederschlagsereignis repräsentieren. Ausserdem gibt es keine Wasserprobe aus einem Bohrloch, die mit Sicherheit als Referenz für das Grundwasser in der Rutschung dienen könnte. Dies ist einer der Gründe, weshalb es nur aufgrund der vorliegenden Isotopenanalysen nicht möglich ist, den Anteil Oberflächen- und Grundwasser im Abfluss zu eruieren.

Die grösste Unsicherheit ist aber, dass Niederschlagsproben aus Grindelwald fehlen. Wären die Isotopenzusammensetzung des Niederschlagsereignisses vom 8. - 11. Oktober 2017 vorhanden und wäre diese nur schwach negativ (= schwach abgereichert = isotopisch schweres Wasser), könnte daraus geschlossen werden, dass viele Quellen einen wenig variierenden Basisabfluss hätten (entspräche dann etwa den Oktoberwerten) und dass der Unterschied hauptsächlich aufgrund des isotopisch schweren Regen entstehen würde. In diesem Fall wäre dann die breite Streuung im August mit unterschiedlichem Anteil an frischem Niederschlagswasser zu erklären. Wie in Kapitel 4.3.3 erklärt, wurde eine Approximation an die Isotopenzusammensetzung im August und Oktober aufgrund vorhandener Daten von Guttannen und Meiringen extrapoliert.

Dass sie schwerer resp. leichter als die Quellwasserproben sind, bedeutet, dass der Abfluss nicht nur aus Regenwasser, sondern auch aus Grundwasser besteht. Allerdings ist die Extrapolation eines Niederschlags-Isotopenwerts nach Grindelwald aus folgenden Gründen fragwürdig:

- Die Isotopenzusammensetzung des Niederschlagsereignis vom 8. - 11. August 2017 in Meiringen oder Guttannen ist nicht bekannt. Als Grundlage für die Berechnung der Niederschlagswerte in Grindelwald dienten daher lediglich die langjährigen $\delta^{18}\text{O}$ Monatsmittel. Die Standardabweichung beträgt zwischen 1.75 und 2.89 $\delta^{18}\text{O}$, was in der Grössenordnung der Abweichung der Wasserproben und des berechneten Niederschlags liegt.
- Die beste gefundene Höhenkorrektur war jene von Schotterer et al. (2010), welche für die Änderung der Isotopenzusammensetzung zwischen Meiringen, Guttannen und Grimsel gilt. Aufgrund lokaler Unterschiede kann diese für die Umrechnung der Isotopenwerte von Meiringen nach Grindelwald aber ungenügend sein; schliesslich gilt sie nach Schotterer et al. (2010) bereits zwischen Bern und Meiringen nicht mehr. Etcheverry und Vennemann (2009) empfiehlt denn auch die Höhenbeziehung wenn möglich im Untersuchungsgebiet selbst zu bestimmen.
- Der $\delta^2\text{H}$ wurde aus dem bereits höhenkorrigierten $\delta^{18}\text{O}$ Wert mittels LMWL (lokale Niederschlagsgerade, Kapitel 2.3.2) aus Meiringen resp. Guttannen berechnet. Die Fehlerkette setzt sich somit fort.

Insbesondere aus dem ersten Punkt geht hervor, dass Spekulationen zum Anteil an frischem Niederschlagswasser oder nur aufgrund der Isotopenzusammensetzung nicht sinnvoll sind. Genau so wenig kann die mittlere Höhe des Einzugsgebiets berechnet werden (Kapitel 2.3.2). Die extrapolierten Daten sind kein Ersatz für lokale Niederschlagsmesswerte.

Dass nur gerade zwei Datensätze auf ihre isotopische Zusammensetzung analysiert wurden, die ausserdem noch andere Witterungsverhältnisse und andere Jahreszeiten repräsentieren, macht es in Kombination mit den fehlenden lokalen Niederschlagsproben schwierig, die Daten zu interpretieren. Es kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob der Basisabfluss ein saisonales Signal zeigt oder die Unterschiede lediglich aufgrund des Niederschlags (August-Proben) entstanden sind. Nach Etcheverry und Vennemann (2009) ist eine Interpretation aufgrund einer einzigen Isotopenmessung ohnehin nicht aussagekräftig. Aufgrund dieser Ausgangslage hat sich die Auswertung der Daten auf die Interpretation der Veränderung der Isotopenzusammensetzung jeder Quelle zwischen August und Oktober konzentriert. Auch wenn die Proben nur Momentaufnahmen sind, so können doch Unterschiede im Verhalten der Quellen entdeckt werden und, zusammen mit den anderen Methoden, zur Typisierung der Quellen beitragen (Kapitel 6.3.4). Für weitere Interpretationen wären längere Zeitreihen nötig.

6.3.4 Typisierung

Für die Typisierung der Quellen wurden die Resultate der regelmässigen Beprobung des Quellwassers (elektrische Leitfähigkeit (EL), Abfluss, Wassertemperatur) und der chemischen und isotopischen Analyse kombiniert betrachtet und manuell Gruppen gebildet, deren Quellen untereinander in möglichst vielen Parametern ähnlich sind und sich gegenüber den anderen Gruppen möglichst unterscheiden. Eine erste grobe Unterscheidung wurde aufgrund der chemischen Analyse gemacht und durch Einbezug der physikalischen Parameter (v. a. visuelle Analyse der Datenblätter im Appendix H) liessen sich Hypothesen über die Fliesswege und über den Einfluss oberflächennaher Prozesse (v. a. Niederschlag) aufstellen. Diese Hypothesen liessen sich mit den Resultaten der Isotopenanalyse weitgehend bestätigen. Im Laufe dieses Prozesses haben sich drei unterschiedliche Quellentypen herauskristallisiert, welche im Folgenden kurz beschrieben werden (Abbildung 47, Tabelle 10):

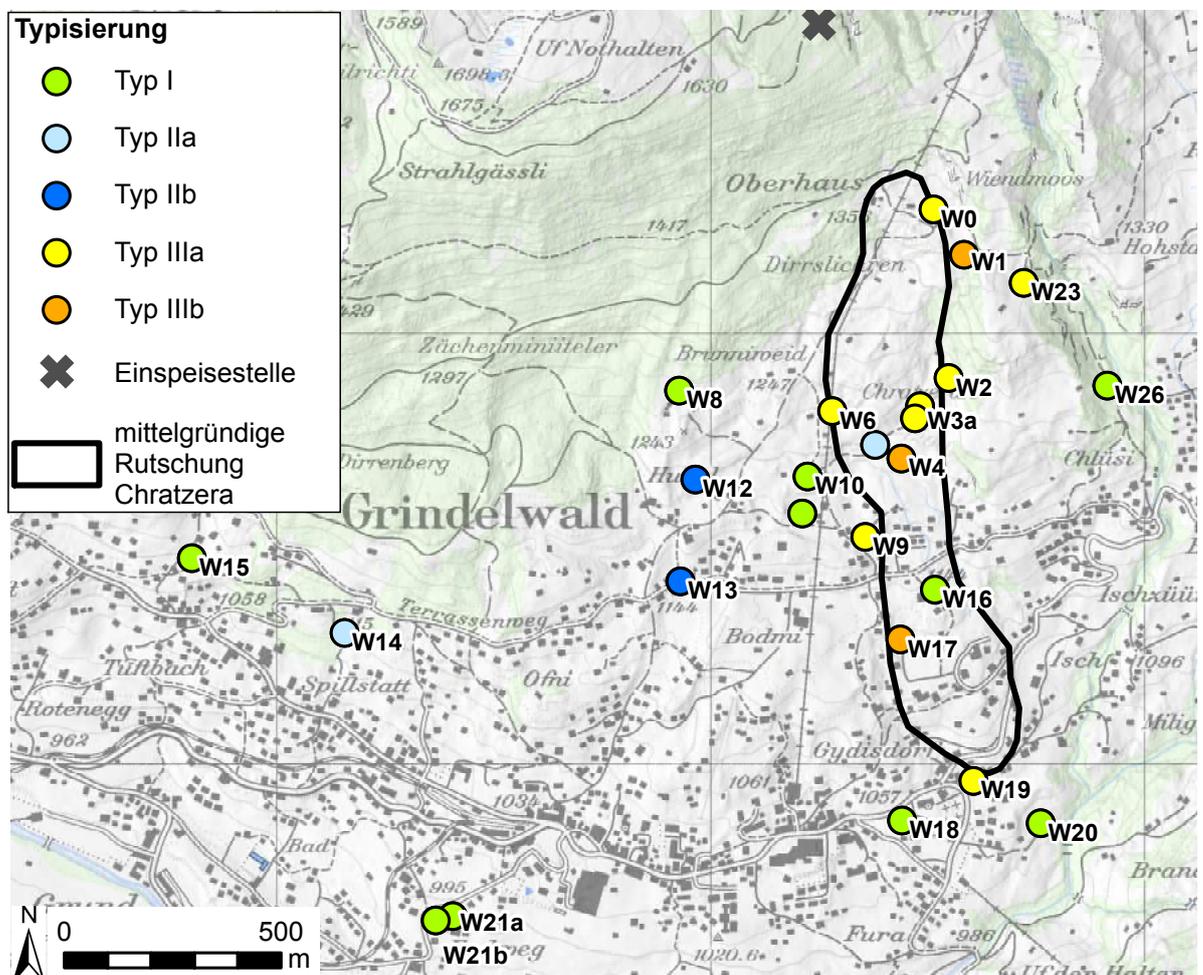


Abbildung 47: Typisierung der Wasserquellen anhand der Resultate der physikalischen Parametern (insgesamt 33 Messtage), der Isotopenzusammensetzung (zwei Tage) und der chemischen Zusammensetzung (ein Tag)

Tabelle 10: Mittelwerte der wichtigsten Parameter pro Quellentyp (eigene Klassifikation). Die Schüttungszahl i_v ist der maximale dividiert durch den minimaler Abfluss; die Isotopendifferenz bezeichnet den Betrag der Differenz von August und Oktober-Probe. * Liegen innerhalb der Rutschung. Eine ausführliche Version dieser Tabelle, in der das Minimum, das Maximum und der Mittelwert der Parameter pro Quellentyp notiert sind, ist im Appendix G.1 zu finden.

	Typ I	Typ IIa	Typ IIb	Typ IIIa	Typ IIIb
Quellen	W8,W10, W11,W15, W16*,W18, W20,W21a, W21b,W26	W5*,W14	W12,W13	W0*,W2*, W3a*,W3b*, W6*,W9*, W19,W23	W1*,W4*, W17*
EL [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	566	1146	1009	942	740
I_v	0.23	0.35	0.17	0.16	0.05
Isotopendifferenz $\delta^{18}\text{O}$ [‰]	-0.12	-0.72	-0.1	-0.54	-0.88
Ca [mg/l]	58	85	82	83	70
Na [mg/l]	4.2	24.5	18.8	1.7	2.3
Mg [mg/l]	15	54	41	39	28
Sr [mg/l]	0.42	2.16	1.58	0.51	0.34
Cl [mg/l]	1.5	0.51	2.3	0.71	1.8
NO ₃ [mg/l]	3.6	0.002	1.47	0.16	2.21
SO ₄ [mg/l]	63.6	287	203	160	125
Mg/Ca	0.25	0.60	0.49	0.47	0.4
Sr/Ca	0.007	0.025	0.019	0.006	0.005

Typ I

Die 10 Quellen des Typs I zeigen einen konstanten, aber kleinen Abfluss. Selbst grosse Niederschlagsereignisse erhöhen den Abfluss (und senken die EL) nur geringfügig und wenn, dauert dessen Erholung Tage bis Wochen (siehe z. B. W10 im Appendix H, S. 153). Die EL ist gering bis mittelhoch. Die schlechte Mineralisierung zeigt sich in kleinen Calciumkonzentrationen und kleinen Sr/Ca resp. Mg/Ca Verhältnissen (Tabelle 10). Die Nitratkonzentration von sieben Quellen des Typs I ist zwar höher als die Nitratwerte der anderen Quellen (Tabelle 10), aber für Grundwasser immer noch sehr gering. Die Phosphorkonzentrationen liegen im Spurenbereich. Die Quellen des Typs I scheinen Wasser zu führen, das keine langen Fliesswege hinter sich hat, aber trotzdem nur geringfügig von Oberflächenprozessen (Landwirtschaft, Wetteränderungen) beeinflusst wird. Dies zeigt sich auch im geringen Unterschied der Isotopenzusammensetzung zwischen August 2017 und Oktober 2017 (Tabelle 10).

Daraus wird geschlossen, dass das Wasser des Quellentyps I langsam aber beständig durch den schlecht durchlässigen Aalénienschiefer fliesst, ohne präferentielle Fliesswege zu nutzen.

Typ II

Charakteristisch für die vier Quellen des Typs II sind die bedeutend höheren Strontium-, Fluor-, Bor-, Mangan- und Natriumkonzentrationen (Tabelle im Appendix E.2&E.3). Die Quelle W5 erreicht die maximale Sulfatkonzentration und W12 das grösste Mg/Ca Verhältnis. Die hohe Mineralisierung spricht für einen langen Fliessweg/Residenzzeit oder Kontakt mit gutlöslichem Gestein. Die Passage einer Anhydrit- oder Gipsschicht ist in dieser Region unwahrscheinlich. Wahrscheinlich sind die Sulfatwerte auf die Pyritoxidation mit Nitrat zurück zu führen, liegen doch mehrere Quellen in der Landwirtschaftszone und zeigen trotzdem keine erhöhten Nitratwerte (Tabelle 10). Die hohe Mineralisierung widerspiegelt sich bei allen vier Quellen in der hohen und konstanten elektrischen Leitfähigkeit (Tabelle 10). Einzig während dem Niederschlagsereignis vom 8. - 11. August 2017 sinken die EL-Werte etwas (Datenblätter Appendix H, z. B. W13, S. 156). Die Untertypen IIa und IIb entscheiden sich durch den Verlauf der Abflusskurve. Die Abflusskurve der Quellen von Typ IIa verläuft gegenläufig zur EL-Kurve. Daraus kann geschlossen werden, dass die Abweichung vom Grundwert während des grossen Niederschlagsereignis durch einen kleinen, temporären Zufluss von Oberflächenwasser verursacht wurde. Dieser kurzzeitige Oberflächenwasserzufluss begründet denn auch die grosse Isotopendifferenz zwischen den August- und Oktober-Proben von W5. Der Abfluss vom Typ IIb hingegen nimmt bei (oder nach) grösseren Niederschlägen bei gleichbleibender EL zu und sinkt danach über Tage und Wochen langsam wieder. Das heisst, die Quellen vom Typ IIb zeigen den "Piston-Flow"-Effekt: Durch die Potenzialerhöhung des Hangwassers wird der Druck und damit auch der Abfluss an der Quelle grösser. Allerdings drückt dabei das infiltrierende Wasser altes Hangwasser zur Quelle raus, weshalb sich auch die EL nicht ändert. Diese Theorie wird dadurch bestätigt, dass die Quellen trotz grossem Abfluss am 11. August 2017 nur eine geringe Differenz der Isotopenzusammensetzung (August - Oktoberwerte) zeigen (Tabelle 10). Zusammenfassend führen die Quellen des Typs II also alle hochmineralisiertes Grundwasser, welches wahrscheinlich Dolomit und eventuell gipshaltigen Untergrund passiert hat. Während die Quellen von Typ IIa von Wetteränderungen kaum beeinflusst werden (stabile EL und Abfluss), zeigen die Quellen vom Typ IIb den Piston-Flow-Effekt: nach Niederschlagsereignissen erhöht sich der Abfluss, ohne dass frisches Niederschlagswasser einen wesentlichen Teil des Abflusses ausmacht.

Typ III

Charakteristisch für die Quellen von Typ III sind die hohen Calciumwerte und die eher hohen Sulfatwerte (Ausnahme W23), was zu einer hohen EL führt. Das Mg/Ca Verhältnis liegt ebenfalls im oberen Bereich, Nitrat ist nur im Spurenbereich nachweisbar. Die EL und Abflusskurve lassen die grobe Unterteilung in zwei Untergruppen zu: Die EL und der Abfluss des Quellentyps IIIb reagieren zeitgleich (gegenläufig) und umgehend auf grössere Niederschläge. W17 zeigt dieses Verhalten erst ab August 2017. Dass bei den Quellen vom Typ IIIb Regenwasser zeitweise

einen beträchtlichen Teil Abfluss ausmacht, wird durch die grosse Isotopendifferenz zwischen August (Regenperiode) und Oktober (Trockenperiode) bestätigt (Ausnahme W1). Dies kann damit begründet werden, dass für die Isotopenanalyse verwendete Probe von W1 nicht während eines Niederschlagsereignis genommen wurde (Details Kapitel 4.3.3). Bei Quellen des Typs IIIa ist der Abfluss und die EL generell sehr stabil, aber es gibt Perioden in denen es kleinere Schwankungen gibt. Die Schwankungen lassen sich nicht immer mit den Niederschlagsdaten erklären (z. B. Datenblatt der Quelle W9 und W19 in Appendix H, S. 152 & 162). W2 und W6 zeigen grössere Schwankungen im Abfluss, welche nicht immer mit einer EL-Änderung einhergehen (Appendix H, S. 145 & 150). Dass die Quelle W19 zum selben Typ gehört, wie die meisten Quellen in der Chratzera Rutschung, ist plausibel, da die Wasserfassung nahe am Rutschungsfuss liegt.

Daraus kann interpretiert werden, dass das Wasser des Quelltyp III einen langen Fließsweg hinter sich hat, der wahrscheinlich durch den Eisensandstein (kalkhaltiges/dolomitisches Gestein) geführt hat. Der Typ IIIa ist wenig von Oberflächenwasser beeinflusst. Typ IIIb führt bei Niederschlägen einen wesentlichen Anteil Regenwasser. Im Vergleich zu Typ II weisen die Quellen vom Typ III weniger Natrium (und F, Mn, Sr, etc.) und nicht ganz so hohen Sulfatkonzentrationen auf.

7 Schlussfolgerung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war es, die Herkunft und die möglichen Fließwege des Wassers in der Chratzera Rutschung (Grindelwald, BE) zu klären. Bisher wurde angenommen, dass sich das Wasser (Niederschlag, Schneeschmelze) im zerklüfteten Eisensandstein sammelt (u. a. Verfüllung mit Schnee durch Winddrift) und auf präferentiellen Fließwegen rasch in die Chratzera Rutschung gelangen kann, was bei sehr grossen Wassermengen zu einer Reaktivierung der Rutschung führen kann. Im Folgenden werden die in Kapitel 1.1 aufgestellten Hypothesen beantwortet und die Erkenntnisse zusammengefasst.

- *Hypothese 1: Das Wasser in der Chratzera Rutschung (approximiert durch die Quellaustritte innerhalb der Rutschung) infiltriert im Bereich des zerklüfteten Eisensandsteins.*

Die erste Hypothese muss, aufgrund des initiierten Tracerversuchs (Einspeisung von einem Kilogramm Uranin Ende Juni 2017 in den zerklüfteten Sandstein), *abgelehnt* werden, da in der viermonatigen Untersuchungszeit (bis Oktober 2017) in den beprobten Quellen kein Uranin nachgewiesen werden konnte. Die vereinzelt Uranin-Nachweise im Spurenbereich sind als Störsignal zu interpretieren, verursacht durch organisches Material und Trübung.

- *Hypothese 2: Das Wasser fliesst sowohl im Eisensandstein als auch im Aalénienschiefer entlang präferentiellen Fließwegen.*

Mangels Uranin-Nachweis, muss auch diese Hypothese *abgelehnt* werden.

Es kann lediglich gesagt werden, dass während des Untersuchungszeitraums (1. Juli 2017 - 19. Oktober 2017) die Korrespondenzzeit zwischen der Spalte, in die Tracer injiziert wurde, und den beprobten Quellen länger als 16 Wochen ist. Die möglichen Gründe dafür, dass das Uranin nicht nachgewiesen werden konnte, sind vielfältig: Ein unerwarteter Fließweg, der durch die beprobten Quellen nicht abgedeckt ist; ein zu rascher Durchfluss (< 0.5 Tage); eine zu starke Verdünnung (Konzentration unter der Nachweisgrenze); oder ein äusserst langsamer Durchfluss. Letzteres wäre denkbar, wenn die Spalte, in die injiziert wurde, nicht Teil eines grösseren Kluftsystems ist und/oder sich das Wasser im Aalénienschiefer diffus fortbewegt (keine präferentiellen Fließwege), oder die trockenen Bedingungen einen Durchfluss (bis im Oktober 2017) verhindert hätten. Sollte es präferentielle Fließwege geben, könnte der Grund ebenfalls die Trockenheit sein oder dass das Wasser aufgrund der Geometrie nicht weiter fließen kann. Beispielsweise könnte der Tracer in einem unterirdischen "Becken" steckengeblieben sein und erst weitertransportiert werden, wenn die Senke durch sehr grosse Wassermengen zum Überlaufen gebracht wird. Da ein sehr langsamer Durchfluss oder ein Steckenbleiben die wahrscheinlichsten Ursachen sind, könnte eine Beprobung der Quellen im Frühjahr 2018 während und kurz nach der Schneeschmelze neue Erkenntnisse bringen.

- *Hypothese 3: Die Quellen unterscheiden sich bezüglich dem Gehalt an frisch infiltriertem Niederschlagswasser, ihrer Reaktion auf Wetteränderungen und bezüglich der Gesteine, die das Wasser vorher durchflossen hat.*

Diese Hypothese kann *bestätigt* werden, da mit allen drei verwendeten Methoden grosse Unterschiede zwischen den Quellen erkennbar waren.

Deshalb wurden die Quellen aufgrund der chemischen Zusammensetzung, dem Verlauf der physikalischen Parameter während des Untersuchungszeitraums und der Isotopenanalyse typisiert (eigene Klassifikation). Details zu den drei Typen (Typ II und III haben je zwei Untertypen) finden sich in Kaptitel 6.3.4. Quellen des Typs I (n=10) führen Wasser das stetig, langsam und diffus durch den gering durchlässigen Aalénienschiefer fliesst. Quellen vom Typ III (n=11) sind hochmineralisiert und haben auf ihrem langen Fließweg den Eisensandstein mit grosser Wahrscheinlichkeit passiert (hohe Ca- und Mg-Konzentration, beides Verwitterungsprodukte von kalkhaltigem oder dolomitischem Gestein). Während die Infiltration von frischem Niederschlagswasser den Abfluss der Quellen vom Typ IIIa temporär ansteigen lässt, sind für die Quellen vom Typ IIIb die Ursachen für Änderungen des Abflusses und der EL nicht final geklärt. Aufgrund der erhöhten Konzentrationen diverser Ionen (u. a. B, Mn, F, Sr), ist anzunehmen, dass das Wasser der Quellen des Typs II (n=4) neben dem Eisensandstein auch noch weitere Gesteine passiert hat. Während Änderungen im Abfluss beim Typ IIa durch frisch infiltriertes Niederschlagswasser ausgelöst werden, zeigen die Quellen des Typs IIb einen Piston-Flow-Effekt²⁴ und führen daher wahrscheinlich Kluftgrundwasser.

- *Hypothese 4: Die Analyseresultate der Quellen innerhalb der Chratzera Rutschung unterscheiden sich signifikant von den Quellen ausserhalb der Rutschung.*

Eine höhere elektrische Leitfähigkeit (EL), höhere Magnesium-, Calcium- und Sulfatkonzentrationen und ein grösseres Sr/Ca Verhältnis der Quellen innerhalb der Rutschung konnte statistisch nachgewiesen werden. Ferner sind die Variabilität²⁵ des Abflusses und der EL sowie die saisonale Variabilität²⁶ der isotopischen Zusammensetzung signifikant grösser. Die Hypothese 4 kann folglich *bestätigt* werden. Der Unterschied zeigt sich auch darin, dass acht der elf Quellen, die innerhalb der Rutschung liegen, dem Typ III zugewiesen wurden (tiefes Grundwasser, das den Eisensandstein passiert hat).

²⁴ Die EL bleibt auch bei grossen Abflussschwankungen stabil

²⁵ Variabilität (physik. Parameter) = Standardabweichung aller Messwerte während der Untersuchungsperiode pro Quelle

²⁶ saisonale Variabilität (Isotopen) = Betrag des $\delta^{18}\text{O}$ Wert vom 11. August 2017 minus den $\delta^{18}\text{O}$ Wert vom 19. Oktober 2017 pro Quelle

Die Erkenntnisse der Hypothesen 3 und 4 weisen darauf hin, dass ein kausaler Zusammenhang zwischen den im zerklüfteten Eisensandstein infiltrierenden Oberflächenwasser und den Quellen auf der Chratzera Rutschung besteht. *Somit unterstützen die im Verlauf dieser Arbeit gewonnenen Informationen die Hypothese 1 indirekt.*

Dank der Kombination der Ergebnisse der regelmässigen Messungen (EL, Abfluss, Wassertemperatur) mit jenen der chemischen und isotopischen Analyse, konnten Hinweise auf die Herkunft und die Fliesswege der einzelnen Quellen gefunden und die Vermutung gestützt werden, dass der zerklüftete Sandstein eine wesentliche Rolle im Wasserhaushalt der Chratzera Rutschung spielt. Trotzdem reichen die Erkenntnisse der vorliegenden Arbeit allein noch nicht aus um zu verstehen, welche Prozesse zu einer Reaktivierung der Chratzera Rutschung führen und welche Rolle dabei die Gadeslöcher spielen. Demzufolge ist es auch nicht möglich, geeignete Gegenmassnahmen abzuleiten. Aus praktischer Sicht kann aus den Resultaten immerhin geschlossen werden, dass bei einer allfälligen Beprobung der Quellen im Frühjahr 2018 der Fokus auf den Quellen des Typs II und III gelegt werden kann: Da das Wasser der Quellen vom Typ I den Sandstein wahrscheinlich nicht durchflossen hat, müssen beispielsweise (vorerst) nur die Wasserproben des Typs II und III auf Uranin getestet werden (Kostensenkung).

Die Kombination von drei verschiedenen hydrologischen Untersuchungsmethoden in unterschiedlicher zeitlicher Auflösung hat sich als nützlich erwiesen, um indirekt Hinweise auf die Herkunft des Wassers in der Rutschung zu erhalten. Es kann gesagt werden, dass die Dauer der zeitlich hochaufgelösten Messreihe der physikalischen Parameter (mehrere Messungen pro Woche) kürzer gehalten werden könnte (Zeitersparnis), solange trotzdem Niederschlagsereignisse und Trockenperioden enthalten sind. Um mehr über saisonale Änderungen der physikalischen Parameter herauszufinden, müssten diese während mindestens einem Jahr regelmässig gemessen werden. Um aus den Isotopendaten mehr als nur eine ergänzende resp. bestätigende Information zu erhalten, wären mehr als zwei Datensets und Niederschlagsproben aus Grindelwald erforderlich. Die Kombination aller drei Methoden, kann bei geschickt gewählter Messperiode und -frequenz auch andernorts der Forschung eine Alternative bieten. Dies nämlich dann, wenn es gilt, die Herkunft und Fliesswege des Wassers in Rutschungen zu bestimmen, in denen das Rutschungsmaterial zu wenig durchlässig ist oder die Ressourcen für eine umfangreiche Wasserprobenahme und die Uraninanalysen im Rahmen eines Tracerversuchs fehlen.

Danksagung

Diese Masterarbeit ist nur dank der Hilfe vieler hilfsbereiter, geduldiger Personen entstanden. Als Erstes möchte ich mich bei meinen beiden Hauptbetreuern Daniel Tobler und Prof. em. Hans Kienholz für ihre Zeit und Bereitschaft bedanken, mich ausserfakultär zu betreuen und mir ihr Wissen weiterzugeben. Daniel Tobler und die GEOTEST AG haben die Idee dieser Arbeit entwickelt und finanziert. Daniel Tobler hatte bei den wichtigen Fragen immer eine pragmatische Lösung bereit und sein Feedback hat der Arbeit den inhaltlichen Feinschliff gegeben. Bei Prof. em. Hans Kienholz möchte ich mich für den gemeinsamen Feldtag und für das Handanlegen bei der Tracereingabe bedanken. Seine Tipps für die Präsentation, während des Schreibprozesses und die vielen Kommentare nach dem Querlesen waren sehr wertvoll.

Für die Hilfe bei der Einspeisung, die Verbesserungsvorschlägen und die kurzen Aufmunterungen möchte ich Rachel Riner herzlich danken. Auch den anderen Mitarbeitern der GEOTEST AG, die mir bei kleinen und grösseren Fragezeichen ihren Rat gaben, möchte ich mich bedanken, u. a. Robert Ottiger, Reto Hänni und Christoph Suter.

Für die unkomplizierte Hilfe beim Tracerversuch bin ich der Gemeinde Grindelwald, aber im Besonderen Felix Rippstein dankbar, der mir auch viele Quellen im Dorf gezeigt hat und bei manch einem Anwohner wohl der entscheidende Türöffner war. Fürs Zeigen der Quellen, das Interesse und die Vermittlung nützlicher Kontakte möchte ich mich bei den Besitzern der Quellen herzlich bedanken und auch dafür, dass ich, teils mehrmals täglich, ihre Gärten, Ställe und Wiesen durchqueren durfte.

Dank dem spontanen Angebot von Dr. Ilja van Meerveld von der Universität Zürich, meine Betreuung während der Abwesenheit von Prof. Dr. Jan Seibert, zu übernehmen, konnten die Wasserproben weiter analysiert werden und damit der Arbeit mehr Inhalt und Aussagekraft verleihen. Für ihre Zeit, ihre Ideen und ihre Verbesserungsvorschläge möchte ich mich ebenfalls herzlich bedanken. Leonie Kiewiet möchte ich für die Hilfe bei der Interpretation der Daten, die Kommentare und die Durchführung der Laborarbeit danken.

Ein grosser Dank gehört auch Sylvia Brauchli und Alexandra Gutzwiller, die mir nicht nur bei der manchmal etwas abenteuerlichen Kartierung der Gadeslöcher enthusiastisch halfen, sondern auch die Probenahme übernahmen, während ich im Feldkurs war.

Für die sprachlichen Korrekturen und die kritischen Bemerkungen bedanke ich mich bei Carla Jörg und meinem Vater Dieter Hug ganz herzlich. Ganz zuletzt möchte ich mich bei meinem engen Umfeld und vor allem meinen Eltern für die Hilfe jeglicher Art, das gute Zureden und die unendliche Geduld mit mir während dieser Zeit bedanken.

Literatur

- Abdel-Samie, M. (1986). The assesment of methanogenes by the quantitative determination of coenzyme F420 in aerobic systems. In: Elhalwagi, M. (Hrsg.), *Biogas technology transfer and diffusion: Proceedings of the international conference (of the state of the art); Cairo, 17-24 November 1984*, S. 424–427. Elsevier, New York (US).
- Aland, A., Bonvin, B., Maitin, J. und Hubert, S. (2016). Prospection géophysique à Grindelwald. *Arbeit im Rahmen des Moduls TP Einführung in die Geophysik (GG.317) der Universität Fribourg.*, S. 1–17.
- Aley, T. (2008). Tracer tests - Dye. In: Weight, W. (Hrsg.), *Hydrogeology field manual*, Kapitel 15, S. 675–698. The MacGraw-Hill Companies, Inc., New York (US), 2. Ausgabe.
- Altmann, H. (1959). *Bergstürze und Rutschungen in den Lütschinetälern*. Dissertation, Universität Bern.
- Ausilio, E. und Zimmaro, P. (2017). Landslide characterization using a multidisciplinary approach. *Measurement*, 104, S. 294–301.
- BAFU (Hrsg.) (2016). *Schutz vor Massenbewegungsgefahren. Vollzugshilfe für das Gefahrenmanagement von Rutschungen, Steinschlag und Hangmuren.*, Vol. 1608. Bundesamt für Umwelt (BAFU), Bern (CH).
- Benischke, R., Goldscheider, N. und Smart, C. (2007). Tracer techniques. In: Goldscheider, N. und Drew, D. (Hrsg.), *Methods in karst hydrology*, Kapitel 8, S. 147–170. Taylor & Francis Group, London (GB).
- Bernasconi, R. (2015). Hangrutschung Triesenberg: Synthesebericht Hydrogeologische Untersuchungen 1998-2014. Entwurf. Amt für Bevölkerungsschutz Fürstentum Lichtenstein.
- Binet, S., Jomard, H., Lebourg, T., Guglielmi, Y., Tric, E., Bertrand, C. und Mudry, J. (2007). Experimental analysis of groundwater flow through a landslide slip surface using natural and artificial water chemical tracers. *Hydrological Processes*, 21, S. 3463–2471.
- Bogaard, T., Guglielmi, Y., Marc, V., Emblanch, C., Bertrand, C. und Mudry, J. (2007). Hydrogeochemistry in landslide research: a review. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 178(2), S. 113–126.
- Boulaz, D. (2016). Hydrogeologische Modellierung von Rutschungen: Chratzera Rutschung, Grindelwald (BE). Slides für interne Sitzung der GEOTEST AG.
- Brassington, R. (2017). *Field hydrogeology*. Wiley Blackwell, Hoboken, NJ (US), 4. Ausgabe.
- Coduto, D., Yeung, M. und Kitch, W. (2011). *Geotechnical engineering: Principles and practices*. Pearson education, New Jersey (US).

- Dachroth, W. (2017). *Handbuch der Baugeologie und Geotechnik*. Springer Spektrum, Berlin, 4. Ausgabe.
- de Montety, V., Marc, V., Emblanch, C., Malet, J.-P., Bertrand, C., Maquaire, O. und Bogaard, T. (2007). Identifying the origin of groundwater and flow processes in complex landslides affecting black marls: insights from a hydrochemical survey. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, S. 32–48.
- De Vallejo, L. und Ferrer, M. (2011). *Geological engineering*. CRC Press, Boca Raton (US).
- Dollfus, S. (1965). Zur Lithologie der Dogger-Gesteine. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 58, S. 492–508.
- Eriksson, N., Gupta, A. und Destouni, G. (1997). Comparative analysis of laboratory and field tracer tests for investigating preferential flow and transport in mining waste rock. *Journal of Hydrology*, 194, S. 143–163.
- Etcheverry, D. und Vennemann, T. (2009). Isotope im Grundwasser, Methoden zur Anwendung in der hydrogeologischen Praxis. *Umwelt-Wissen*, 0930, S. 123.
- Fitts, C. (2013). *Groundwater science*. Elsevier Inc., Oxford (UK), 2. Ausgabe.
- Flury, M. und Wai, N. N. (2003). Dyes as tracers for vadose zone hydrology. *Reviews of Geophysics*, 41(1), S. 1002.
- Fohrer, N. (Hrsg.) (2016). *Hydrologie*. Haupt Verlag, Bern (CH), 1. Ausgabe.
- Frischknecht, E., Geiser, A. und Licinar, N. (2016). Geophysische Untersuchung der „Chratzera“ Rutschung in Grindelwald. *Arbeit im Rahmen des Moduls TP Einführung in die Geophysik (GG.317) der Universität Fribourg.*, S. 1–22.
- Gance, J., Malet, J. P., Supper, R., Sailhac, P., Ottowitz, D. und Jochum, B. (2016). Permanent electrical resistivity measurements for monitoring water circulation in clayey landslides. *Journal of Applied Geophysics*, 126, S. 98–115.
- Gangopadhyay (2013). *Engineering geology*. Oxford University Press, New Dehli (IN), 1. Ausgabe.
- GEOTEST AG (2007). Lauterbrunnen Rutschung Gryfenbach: Synthese, Prognosen. Bericht Nr. 94152.26. Zollikofen (CH).
- GEOTEST AG (2014). Grindelwald, Monitoring Rutschung Reaktivierung 2013, Bericht Nr. 1413080.1. Zollikofen (CH).

- GEOTEST AG (2017a). Grindelwald Terminal / Parkhaus Grund, Bericht Nr. 1412153.25. Zollikofen (CH).
- GEOTEST AG (2017b). Lauterbrunnen, WKW Sousbach BP, Bericht Nr. 1415003.2. Zollikofen (CH).
- Gilli, E., Mangan, C. und Mudry, J. (2013). *Hydrogeology: objectives, methods, applications*. CRC Press, Boca Raton (US).
- Grandjean, G., Gourry, J. C., Sanchez, O., Bitri, A. und Garambois, S. (2011). Structural study of the Ballandaz landslide (French Alps) using geophysical imagery. *Journal of Applied Geophysics*, 75(3), S. 531–542.
- Guenzler-Seiffert (1938). Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000. Nr.13. Grindelwald. *Bibliographie der schweizerischen naturwissenschaftlichen Literatur*.
- Gutowski, L., Olsson, O., Lange, J. und Kümmerer, K. (2015). Photolytic transformation products and biological stability of the hydrological tracer Uranine. *Science of the Total Environment*, 533, S. 446–453.
- Handwerger, A. L., Roering, J. J. und Schmidt, D. A. (2013). Controls on the seasonal deformation of slow-moving landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 377-378, S. 239–247.
- Hölting, B. und Coldewey, W. (2013). *Hydrogeologie. Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg (DE), 8. Ausgabe.
- Hunt, R. (2005). *Geotechnical engineering investigation handbook*. Taylor & Francis Group, LLC, Boca Raton (US), 2. Ausgabe.
- IAEA/WMO (2018). Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Verfügbar auf <http://www.iaea.org/water> (Zugriff: 14. Februar 2018).
- InfoTracer (2018). Übersicht der 2017 bei InfoTracer gemeldeten Markierversuche. Bundesamt für Umwelt (BAFU), Abteilung Hydrologie, Sektion Hydrogeologie, Bern (CH).
- Käss, W. (2004). Markeriumngsmittel (Tracer). In: Käss, W. und Behrens, H. (Hrsg.), *Hydrologische Markierungstechnik. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 9*, Kapitel 2, S. 15–238. Gebrüder Borntraeger, Stuttgart (DE), 2. Ausgabe.
- Kienholz, H. (1977). *Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1:10'000 von Grindelwald*. Geographisches Institut der Universität Bern, Bern (CH).
- Kienholz, H., Zeilstra, P. und Hollenstein, K. (1998). *Begriffsdefinitionen zu den Themen: Geomorphologie, Naturgefahren, Forstwesen, Sicherheit und Risiko. Arbeitspapier*. Bern (CH).

- Kneisel, C. und Hauck, C. (2008). Electrical methods. In: Hauck, C. und Kneisel, C. (Hrsg.), *Applied geophysics in periglacial environments*, Kapitel 1, S. 3–27. Cambridge University Press, Cambridge (GB).
- Kölle, W. (2017). *Wasseranalysen - richtig beurteilen: Grundlagen, Parameter, Wassertypen, Inhaltsstoffe*. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co., Weinheim (DE), 4. Ausgabe.
- Kresic, N. und Stevanovic, Z. (2010). *Groundwater hydrology of springs: Engineering, theory, management and sustainability*. Elsevier, Oxford (GB).
- Leibundgut, C., Maloszewski, P. und Külls, C. (2009). *Tracers in hydrology*. John Wiley & Sons Ltd, West Sussex (UK), 1. Ausgabe.
- Leibundgut, C. und Seibert, J. (2011). Tracer hydrology. In: Wilderer, P. (Hrsg.), *Treatise on Water Science*, Nr. 2, Kapitel 2.09, S. 215–236. Elsevier B.V., London (GB).
- Liñán Baena, C., Andreo, B., Mudry, J. und Carrasco Cantos, F. (2009). Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves karst aquifer, southern Spain. *Hydrogeology Journal*, 17(4), S. 843–853.
- Link, C. (2008). Basic geophysics of the shallow subsurface. In: Weight, W. (Hrsg.), *Hydrogeology field manual*, Kapitel 4, S. 125–172. McGraw-Hill, New York (US), 2. Ausgabe.
- Löffler, H. (2010). Ausgewählte Forschungs- und Erkundungsergebnisse auf dem Gebiet der Hydrogeologie in der DDR. In: Guntau, M., Harmann, O., Pälchen, W. und Störr, M. (Hrsg.), *Geschichte der Geowissenschaften in der DDR. Schriftenreihe für Geowissenschaften.*, Vol. 18, Kapitel Hydrochemie, S. 369–399.
- McGuffey, V., Modeer, J. V. und Turner, K. (1996). Subsurface exploration. In: Turner, K. und Schuster, R. (Hrsg.), *Landslide investigation and mitigation. Special report 247.*, Kapitel 10, S. 231–277. Transportation Research Board, National Academy Press, Washington, DC (US).
- MeteoSchweiz (2017a). Klimabulletin Frühling 2017. Zürich (CH).
- MeteoSchweiz (2017b). Klimabulletin Winter 2016/2017. Zürich (CH).
- Moore, J. (2012). *Field Hydrogeology. A guide for site investigations and report preparation*. CRC Press Taylor & Francis Group, LLC, Boca Raton (US), 2. Ausgabe.
- Moser, J., Amann, F., Meier, J. und Weidner, S. (2017). *Tiefgreifende Hangdeformationen der Alpen. Erscheinungsformen - Kinematik - Massnahmen*. Springer Spektrum, Wiesbaden (DE).

- Parriaux, A., Bonnard, C. und Tacher, L. (2010). Rutschungen: Hydrogeologie und Sanierungsmethoden durch Drainage. Leitfaden. *Umwelt-Wissen*, 1023, S. 128.
- Peng, T. R., Wang, C. H., Hsu, S. M., Wang, G. S., Su, T. W. und Lee, J. F. (2010). Identification of groundwater sources of a local-scale creep slope: Using environmental stable isotopes as tracers. *Journal of Hydrology*, 381(1-2), S. 151–157.
- Pfiffner, A. (10). *Geologie der Alpen*. Haupt, Bern (CH), 2. Ausgabe.
- Pfiffner, O., Burkhard, M., Hänni, R., Kammer, A., Kligfield, R., Mancktelow, N., Menkveld, J.-W., G. Ramsay, J., Schmid, S. und Zurbruggen, R. (2010). *Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100'000. Geological special map 128/3.*
- Pochon, A. und Zwahlen, F. (2003). Ausscheidung von Grundwasserschutz-zonen bei Kluftgrundwasserleitern - Praxishilfe. *Vollzug Umwelt*, S. 83.
- Pohling, R. (2015). *Chemische Reaktionen in der Wasseranalyse*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Heidelberg (DE), 1. Ausgabe.
- Prinz, H. und Strauss, R. (2006). *Abriss der Ingenieurgeologie*. Elsevier GmbH, München (DE), 4. Ausgabe.
- Pritchard, M. (2006). InSAR, a tool for measuring earth's surface deformation. *Physics Today*, 59(7), S. 68–69.
- Ronchetti, F., Borgatti, L., Cervi, F., Gorgoni, C., Piccinini, L., Vincenzi, V. und Corsini, A. (2009). Groundwater processes in a complex landslide, northern Apennines, Italy. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(3), S. 895–904.
- Rumpf, M., Böniger, U. und Tronicke, J. (2012). Refraction seismics to investigate a creeping hillslope in the Austrian Alps. *Engineering Geology*, 151, S. 37–46.
- Schotterer, U., Schürch, M., Rickli, R. und Stichler, W. (2010). Wasserisotope in der Schweiz: Neue Ergebnisse und Erfahrungen aus dem nationalen Messnetz ISOT. *gwa*, 12, S. 1073–1081.
- Schudel, B., Biaggi, D., Dervev, T., Kozel, R., Müller, I., Ross, J. H. und Schindler, U. (2002). Einsatz künstlicher Tracer in der Hydrogeologie. *Berichte des BWG, Serie Geologie*, 3, S. 75.
- Schulz, H. (2004). Auswertung von Markierungsversuchen. In: Käss, W. und Behrens, H. (Hrsg.), *Hydrologische Markierungstechnik. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 9*, Kapitel 4, S. 291–334. Gebrüder Borntraeger, Stuttgart (DE), 2. Ausgabe.
- Schürch, M., Sinreich, M. und Kozel, R. (2016). Grundwasserregime an Quellen: Typisierung für die Schweiz. *Aqua & Gas*, 12, S. 14–22.

- SLMB (2003). Kapitel 27A Trinkwasser. In: *Schweizerisches Lebensmittelbuch*, S. 12.
- Smart, P. und Laidlaw, I. (1977). An evaluation of some fluorescent dyes for water tracing. *Water Resources Research*, 13(1), S. 15–33.
- Swisstopo (2018). Diverse Layer von <https://map.geo.admin.ch> (Zugriff: Juli 2017 bis März 2018).
- Tobler, D. und Graf, K. (2016). Veränderungen im Periglazial / Prozessketten. Herbstkurs. FAN Kursunterlagen 2016. Fachleute Naturgefahren Schweiz (FAN), Interlaken (CH).
- Travelletti, J., Sailhac, P., Malet, J. P., Grandjean, G. und Ponton, J. (2012). Hydrological response of weathered clay-shale slopes: Water infiltration monitoring with time-lapse electrical resistivity tomography. *Hydrological Processes*, 26(14), S. 2106–2119.
- Tröhler, B. (1966). *Die Eisen- und Manganerze der Schweiz: Geologie der Glockhaus-Gruppe; mit besonderer Berücksichtigung des Eisenoolithes der Erzegg-Planplatte*. Dissertation, Universität Bern.
- Ueda, Y., Sakano, K., Yasui, H. und Nagata, M. (2014). Unraveling the mechanism of multiple deep-seated landslides from the 2011 Great Floods in Kii Peninsula. In: *Interpraevent in the Pacific Rim*, S. 412–421, Nara (JP).
- Universität Zürich (2017). Methodenberatung. Verfügbar auf <http://www.methodenberatung.uzh.ch/de.html> (Zugriff: 11. Dezember 2017).
- Vallet, A., Bertrand, C., Mudry, J., Bogaard, T., Fabbri, O., Baudement, C. und Régent, B. (2015). Contribution of time-related environmental tracing combined with tracer tests for characterization of a groundwater conceptual model: A case study at the Séchilienne landslide, western Alps (France). *Hydrogeology Journal*, 23(8), S. 1761–1779.
- Weissert, H. und Stössel, I. (2010). *Der Ozean im Gebirge*. vdf Hochschulverlag AG der ETH Zürich, Zürich (CH), 2. Ausgabe.
- Wernli, H. (2011). Einführung in die Tracerhydrologie - Skript zum Hydrologischen Praktikum. Universität Bern.
- Wollschläger, D. (2012). *Grundlagen der Datenanalyse mit R. Eine anwendungsorientierte Einführung*. Springer-Verlag, Heidelberg (DE), 2. Ausgabe.

A Anhang zu Kapitel 3 Untersuchungsgebiet

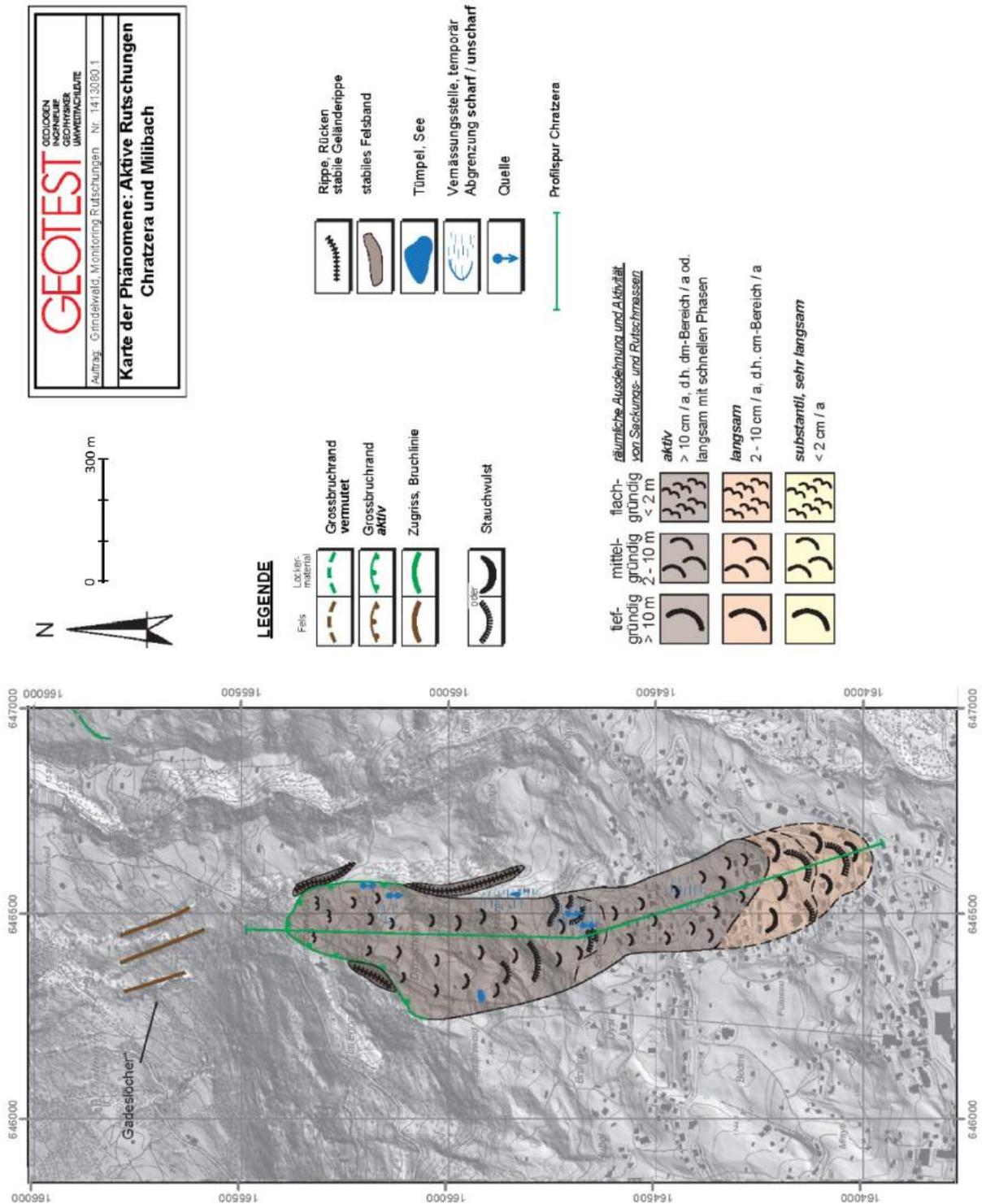


Abbildung A.1: Karte der Phänomene (GEOTEST AG, 2014)



Abbildung A.2: Aalénienschiefer in verschiedenen Verwitterungsgraden

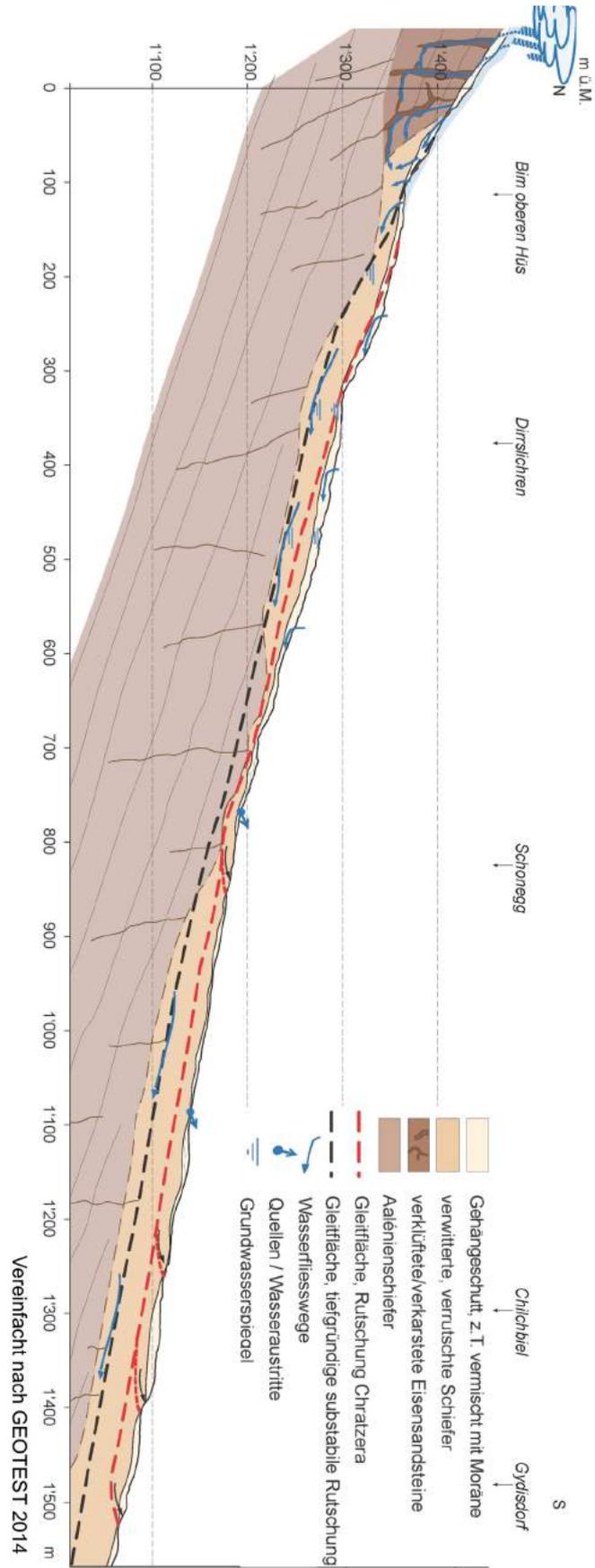


Abbildung A.3: Chratzera Rutschung: Schematisches hydrogeologisches Modell (GEOTEST AG, 2014)

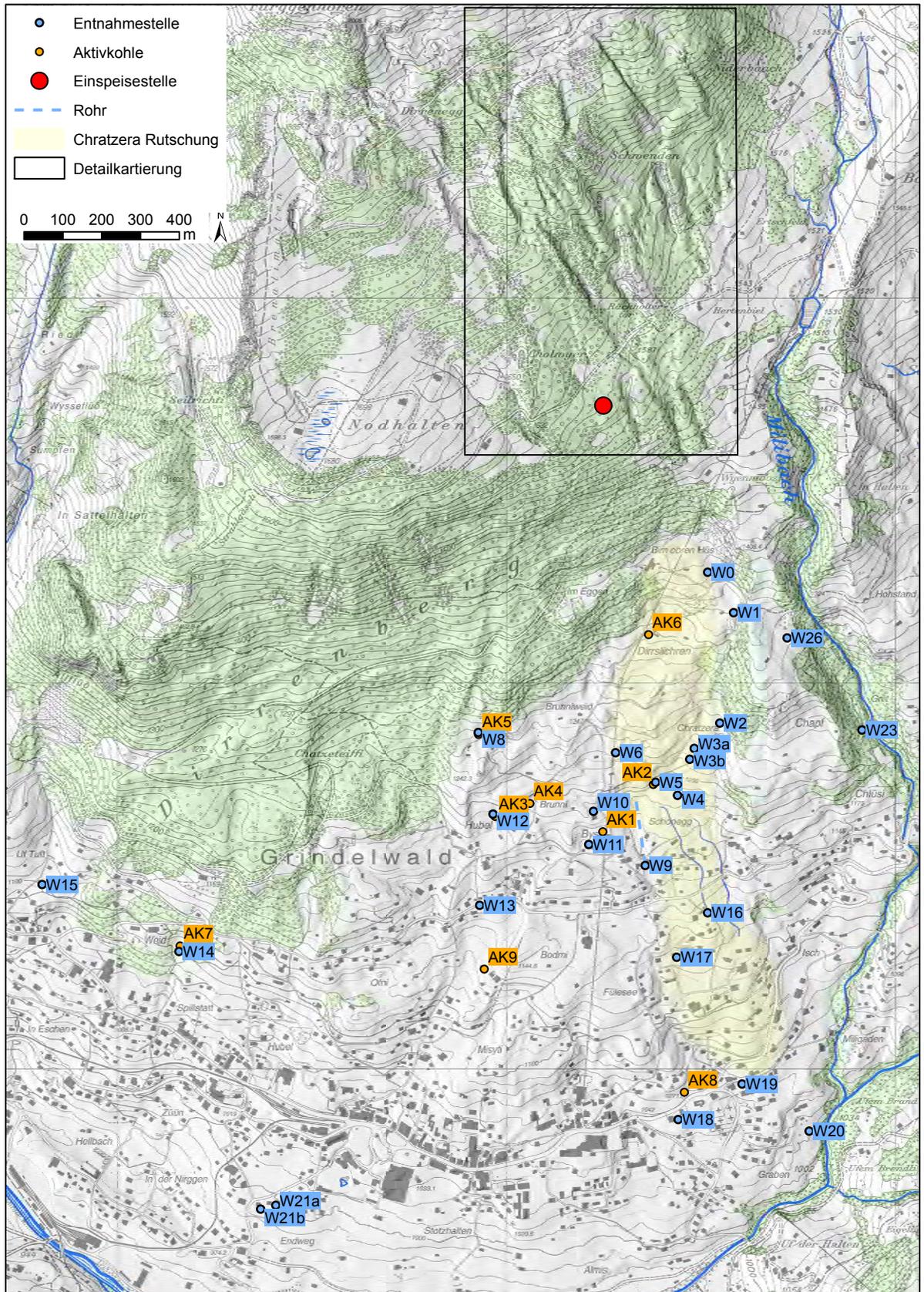


Abbildung A.4: Standorte der Wasserentnahme (blau) und Aktivkohlesonden (orange)

Tabelle A.1: Gemessene Parameter des Reservoirs Tuff (Wasserversorgung Gemeinde Grindelwald).
Quelle: Wasserversorgung der Gemeinde Grindelwald

Datum	Entnahmezeit W15	Trübung [FNU]	Leitfähigkeit [µS/cm]	pH-Wert	Schüttung [l/min]	Temperatur [°C]
28.06.2017	08:35:00	0.03	332	7.37	3715	7.0
01.07.2017	15:10:00	0.02	332	7.35	3671	7.0
02.07.2017	09:05:00	0.02	332	7.35	3681	7.0
03.07.2017	13:45:00	0.03	332	7.38	3538	7.0
04.07.2017	11:30:00	0.03	332	7.36	3671	7.0
05.07.2017	13:51:00	0.03	332	7.36	3605	7.0
06.07.2017	13:44:00	0.03	332	7.35	3648	7.0
07.07.2017	11:04:00	0.02	332	7.35	3648	7.0
09.07.2017	15:45:00	0.03	332	7.34	3693	7.0
11.07.2017	14:10:00	0.03	332	7.34	3661	7.0
13.07.2017	08:45:00	0.03	332	7.34	3666	7.0
16.07.2017	14:45:00	0.03	332	7.35	3561	7.0
20.07.2017	16:00:00	0.03	333	7.37	3561	7.0
23.07.2017	14:47:00	0.02	333	7.37	3473	7.0
25.07.2017	14:15:00	0.03	333	7.37	3428	7.0
28.07.2017	13:52:00	0.03	333	7.37	3473	7.0
01.08.2017	14:03:00	0.02	333	7.36	3363	7.0
04.08.2017	13:58:00	0.02	334	7.35	3381	7.0
08.08.2017	13:06:00	0.03	334	7.37	3230	7.0
11.08.2017	14:16:00	0.03	331	7.37	3473	7.0
15.08.2017	13:17:00	0.03	331	7.33	3473	7.0
18.08.2017	15:18:00	0.03	331	7.33	3648	7.0
22.08.2017	15:11:00	0.02	331	7.34	3583	7.0
25.08.2017	14:55:00	0.02	331	7.35	3671	7.0
01.09.2017	16:39:00	0.02	332	7.36	3648	6.9
08.09.2017	16:42:00	0.03	333	7.37	3671	6.9
15.09.2017	18:59:00	0.02	333	7.38	3626	6.9
22.09.2017	14:25:00	0.02	333	7.38	3648	6.9
29.09.2017	16:34:00	0.03	333	7.38	3538	6.9
06.10.2017	15:17:00	0.02	333	7.38	3538	6.9
13.10.2017	17:36:00	0.03	333	7.39	3363	6.9
19.10.2017	15:16:00	0.03	333	7.41	3340	6.9

B Informationsschreiben für die Anwohner

Bearbeitet durch: Bertina Hug

GEOTEST GEOLOGEN / INGENIEURE /
GEOPHYSIKER /
UMWELTFACHLEUTE

Zollikofen, 15. Juni 2017

Färbversuch in der „Chratzera“ Rutschung

Sehr geehrte Damen und Herren

Im Rahmen meiner Abschlussarbeit an der Universität Zürich führe ich, gemeinsam mit der Firma GEOTEST AG aus Zollikofen, einen Färbversuch hinsichtlich der „Chratzera“ Rutschung durch. Der Versuch ist sowohl mit dem Bundesamt für Umwelt als auch mit der Gemeinde abgesprochen (vgl. Notiz im Anzeiger Interlaken vom 15. Juni 2017). Das Ziel des Färbversuchs ist, die Wasserfließwege des im Bereich Nodhalten/Bachwald (Koordinaten 646370 // 165710) versickernden Wassers besser zu verstehen und einen möglichen Zusammenhang mit der „Chratzera“ Rutschung festzustellen. Der verwendete Farbstoff Uranin ist weder für Menschen noch für Tiere gesundheitsschädigend. Selbst stark verfärbtes Wasser kann bedenkenlos getrunken werden.

Zwischen Mitte Juni und Mitte September werde ich deshalb in regelmässigen Abständen Proben an Quellen oder Brunnen auf ihrem Grundstück nehmen. Wir sind bestrebt, die Farbmenge so zu dosieren, dass möglichst keine sichtbaren Verfärbungen entstehen und sich der Farbstoff nur mit Laboruntersuchungen nachweisen lässt. Falls Sie während dieser Zeit eine auffällige, gelbliche Verfärbung des Wassers bemerken sollten, bitte ich Sie, mit mir in Kontakt zu treten (079 769 06 27)

Für allfällige Rückfragen und Anliegen stehe ich Ihnen unter oben genannter Nummer gerne zur Verfügung.

Freundliche Grüsse
GEOTEST AG


Daniel Tobler


Bertina Hug

Kopie: - Bauverwaltung Grindelwald
- Wasserversorgung Grindelwald
- Polizeiwache Grindelwald
- Fischereiverband Grindelwald

GEOTEST AG
BERNSTRASSE 165
CH-3052 ZOLLIKOFEN
T + 41 (0)31 910 01 01
F + 41 (0)31 910 01 00
zollikofen@geotest.ch
www.geotest.ch

1 / 1

Abbildung B.1: Informationsschreiben für die Anwohner und die Grundstücksbesitzer deren Quellen beprobt wurden.

C Statistik

Test auf Normalverteilung

Der Shapiro-Wilk-Test prüft, ob die Daten normalverteilt sind (Wollschläger, 2012). Dies ist eine Voraussetzung für viele statistische Tests. Die Nullhypothese besagt, dass die Grundgesamtheit normalverteilt ist. Ein p-Wert > 0.05 bedeutet, dass die Nullhypothese nicht abgelehnt werden kann und die Daten somit normalverteilt sind (Wollschläger, 2012). In R wird der Befehl `shapiro.test()` genutzt.

Test auf Varianzhomogenität

Der F-Test prüft, ob die Varianzen zweier Stichproben gleich sind, was für einige statistische Tests vorausgesetzt wird. Der F-Test selber setzt voraus, dass die Variable intervallskaliert und in der Grundgesamtheit normalverteilt ist (Universität Zürich, 2017). Als dritte Bedingung müssen die zu vergleichenden Gruppen unabhängig sein (Universität Zürich, 2017). Die Nullhypothese des F-Tests ist, dass die Varianzen gleich sind. Ist der resultierende p-Wert also > 0.05 gibt es keinen statistisch signifikanten Unterschied der beiden Varianzen. In R wird der F-Test mit der Funktion `var.test(group1, group2, alternative="two.sided")` aufgerufen. Der F-Test ist sehr sensibel gegenüber der Verletzung des Normalitäts-Kriteriums (Wollschläger, 2012). Sind die Daten nicht normalverteilt, kann die Varianzhomogenität mit dem Test nach Mood geprüft werden (Wollschläger, 2012).

Der Test nach Mood prüft, ob die Variabilität zweier Gruppen einer stetigen, ordinalen Variable gleich ist (Wollschläger, 2012). Der Test setzt voraus, dass die Gruppen unabhängig sind und den selben Median haben; Letzteres ist durch die Subtraktion der Gruppenmediane erreichbar (Wollschläger, 2012). Die Nullhypothese besagt, wie bereits im F-Test, dass die Variabilität gleich ist. Entsprechend bestätigt ein p-Wert > 0.05 , dass die Variabilität beider Gruppen gleich ist. Der Test nach Mood wird in R durch `mood.test(group1, group2, alternative="two.sided")` aufgerufen. Falls geprüft werden soll, ob die Variabilität der Gruppe 1 grösser ist als jene der Gruppe 2, wird mit `alternative="greater"` getestet (einseitiger Test nach Mood). Alternativ zum Test nach Mood könnte der Levene-Test verwendet werden (Universität Zürich, 2017).

Vergleich der Mittelwerte zweier Stichproben

Sind die zwei Gruppen unabhängig, kann der Mittelwert der beiden Gruppen mit einem t-Test verglichen werden. Die Voraussetzungen für den Zweistichproben-t-Test sind intervallskalierte Daten, Varianzhomogenität der beiden Gruppen und dass die Variable in beiden Gruppen normalverteilt ist (wenn Stichprobe > 30 nicht relevant) (Universität Zürich, 2017). Die Nullhypothese besagt, dass die Mittelwerte gleich sind. Ist der p-Wert also < 0.05 , unterscheiden sich die Mittelwerte signifikant. Über die Effektstärke gibt das Cohens d Auskunft. In R wird der Zweistichproben-t-Test mit `t.test(group1, group2, paired=FALSE, alternative="two.sided",`

`var.equal=TRUE`) aufgerufen. Ein einseitiger Test, also die Frage, ob Gruppe 1 einen grösseren Mittelwert hat als Gruppe 2, wird mit der Einstellung `alternativ="greater"` getestet. Sind die Daten zwar normalverteilt, aber die Varianzhomogenität nicht gegeben, wird der Welch-Test angewandt (Wollschläger, 2012). Er ist etwas konservativer als der t-Test (Wollschläger, 2012). In R ändert sich gegenüber dem t-Test lediglich das Argument `var.equal=FALSE`. Ist mindestens eine der Variablen nicht normalverteilt, wird der Mann-Whitney-U (engl.“Wilcoxon rank-sum test”)-Test verwendet. Hier ist die Varianzhomogenität keine Voraussetzung (Universität Zürich, 2017). In R wird er aufgerufen mit `wilcox.test(group1, group2, paired=FALSE, alternative="two.sided")`.

Falls die Daten paarweise erhoben wurden (abhängige Daten), wird der t-Test für zwei abhängige Stichproben genutzt. Ein Beispiel für paarweise erhobene Daten ist der Vergleich der Isotopenzusammensetzung im August 2017 (Messung 1) und im Oktober 2017 (Messung 2). So bilden beispielsweise der Augustwert der der Quelle W4 und der Oktoberwert der Quelle W4 ein sogenanntes Wertepaar. Voraussetzungen für diesen Test ist, dass die intervallskalierten Wertepaare voneinander unabhängig sind (Quelle W4 ist unabhängig von Quelle W5) und dass die Differenz zwischen den abhängigen Testwerten in der Grundgesamtheit normalverteilt sind (Universität Zürich, 2017). Ist die Stichprobengrösse > 30 kann dieses Kriterium vernachlässigt werden (Universität Zürich, 2017). Die Nullhypothese ist, dass die paarweise Subtraktion den Erwartungswert 0 ergibt (Wollschläger, 2012). Ist der p-Wert < 0.05 , unterscheidet sich die Messung 1 von der Messung 2 statistisch. Die Effektstärke wird mit dem Cohens d bewertet. Der Code in R für den t-Test für zwei abhängige Stichproben ist analog zum unabhängigen t-Test `t.test(Messung1, Messung2, paired=TRUE, alternative="two.sided", var.equal=TRUE)`. Ist die Stichprobe kleiner als 30 Wertepaare und die Differenz nicht normalverteilt, wird der Wilcoxon-Test für zwei abhängige Stichproben benutzt (Wollschläger, 2012). In R ist dieser aufrufbar mit `wilcox.test(Messung1, Messung2, paired=TRUE)`. Seine Nullhypothese ist, dass der theoretische Median der Differenzwerte gleich 0 ist (Wollschläger, 2012), die Mittelwerte der beiden Messungen also gleich sind.

Korrelation zwischen zwei Parametern

Die Korrelation testet, ob es zwischen zwei Variablen einen statistischen Zusammenhang gibt (Universität Zürich, 2017). Die Voraussetzungen für eine Korrelation nach Bravais-Pearson sind: Intervallskalierte Daten, normalverteilte Variablen (beide) und ein (allfälliger) linearer Zusammenhang zwischen den Variablen. Die Nullhypothese besagt, dass es keinen Zusammenhang gibt zwischen den Variablen. Wenn der p-Wert also < 0.05 ist, besteht ein statistisch signifikanter Zusammenhang. Der Korrelationskoeffizient r (in R-Ausgabe `cor`) (-1 bis 1) gibt über die Stärke (Effektstärke) und die Richtung des Zusammenhangs Auskunft: $r = 0.1$ gilt als schwacher Effekt, $r = 0.3$ als mittel, $r = 0.5$ als starker Effekt (Universität Zürich, 2017). In R wird für den Test `cor.test(var1, var2, alternative="two.sided", na.rm=TRUE, method="pearson")` verwendet.

Sind die Daten nicht normalverteilt, kann das Spearmans Rho oder Kendalls Tau getestet werden. Beide vergleichen statt der Werte die Rangnummer in beiden Variablen (Wollschläger, 2012). Das Kendalls Tau wird bei abhängigen Stichproben verwendet (Wollschläger, 2012). Die Nullhypothese der Rangkorrelation nach Spearman ist, dass kein Zusammenhang besteht (Wollschläger, 2012). In R kann analog zur Bravais-Pearson Korrelation mit folgendem Befehl getestet werden: `cor.test(var1, var2, alternative="two.sided", na.rm=TRUE, method="spearman" oder "kendall")`. Die Ausgabewerte rho und tau sind die Korrelationskoeffizienten (-1 bis 1).

Für alle Test wurde das Signifikanzniveau 95 % gewählt.

D Dokumentation Kartierung

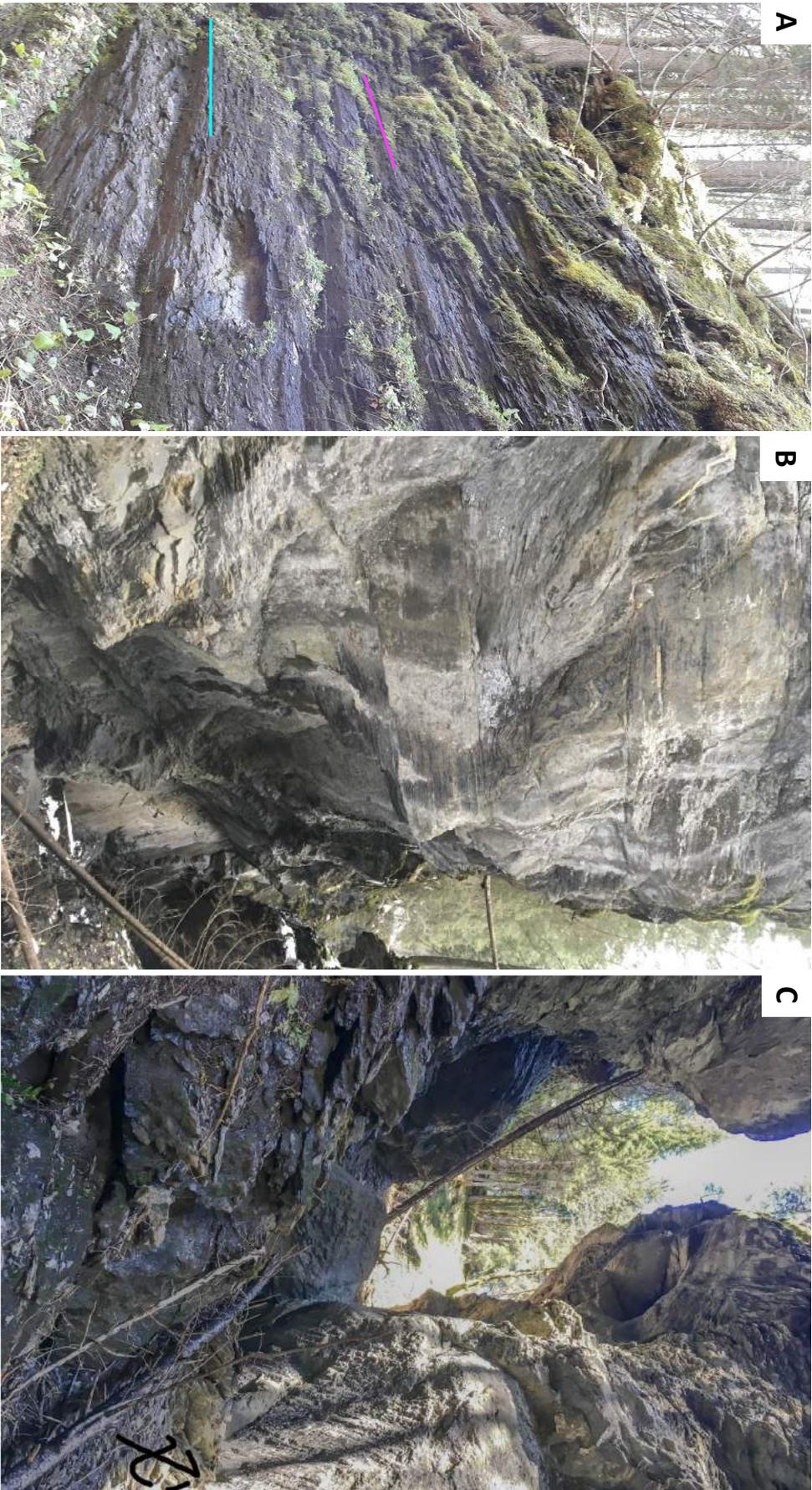


Abbildung D.1: Gadesloch Ost: A) Geschichtetes, dunkles Gestein im Abschnitt 1, orographisch rechts, B) linke Felswand im Abschnitt 1, C) Abschnitt 1, Blick hangaufwärts. Die pink markierte Schichtung fällt nach Süden ein, die türkise markierte liegt horizontal.

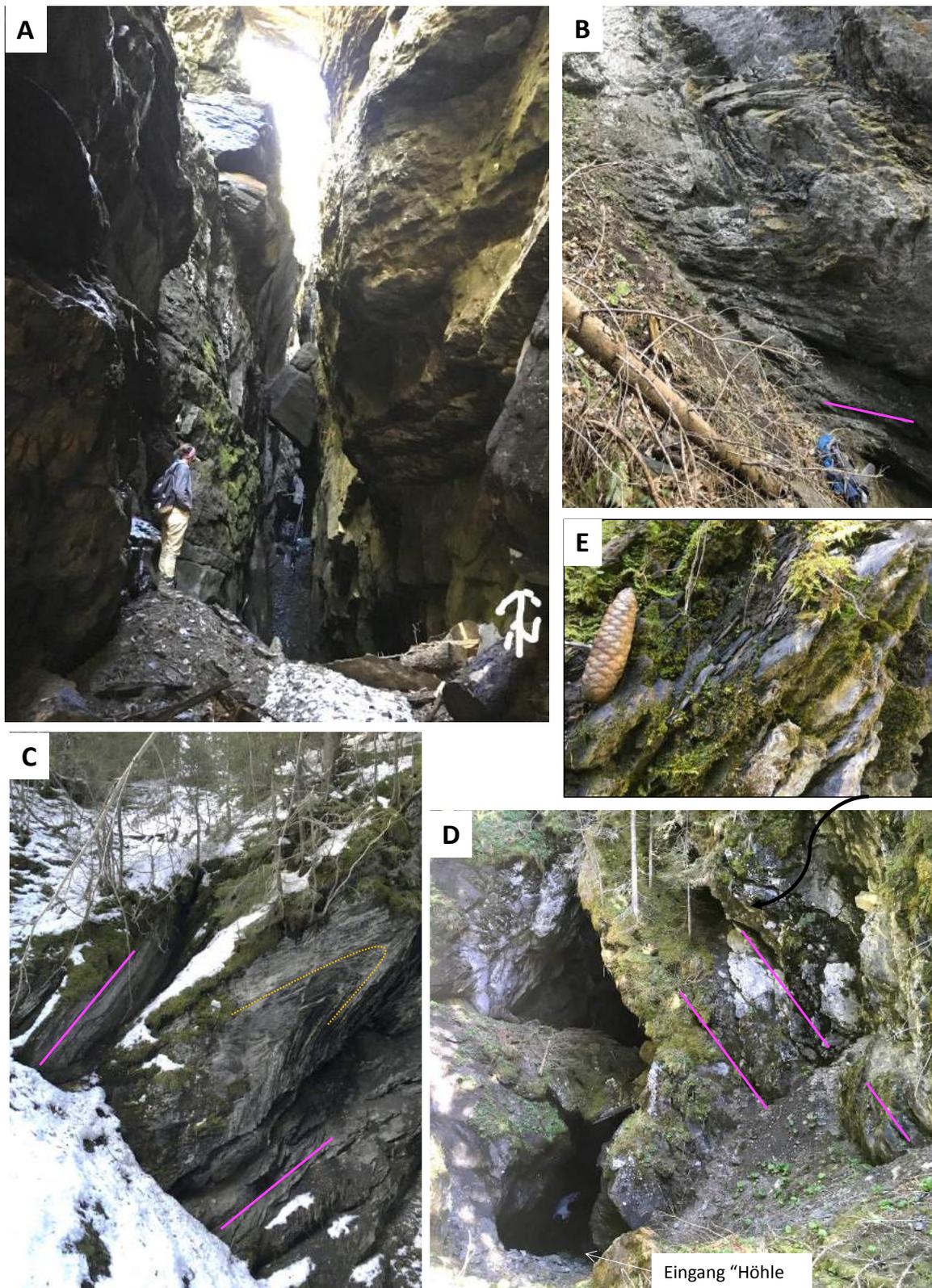


Abbildung D.2: Gadesloch Ost: A) Abschnitt 2 (Blick von Abschnitt 3), B) Abschnitt 1, linke Felswand, C) steile Böschung in Abschnitt 3 (rechte Felswand), D) steile Böschung in Abschnitt 4 (linke Felswand und Eingang der "Höhle", E) Detail der Felswand D. Die pink markierte Schichtung fällt nach Süden ein, die orange markierte ist gekrümmt und Teil einer Falte.

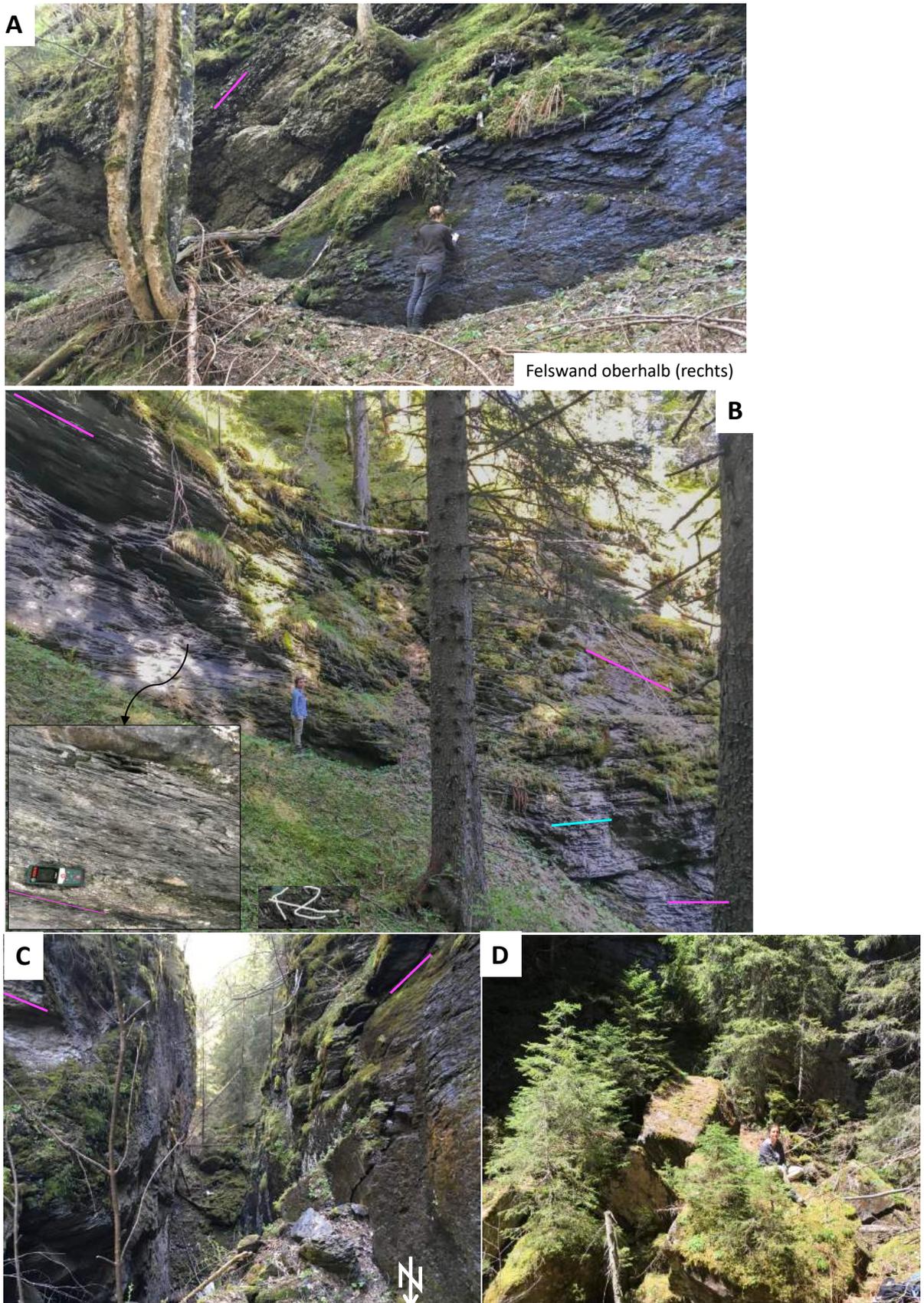


Abbildung D.3: Gadesloch Mitte: A) Felswand oberhalb Gadesloch Mitte, B) rechte Felswand in Abschnitt 1 mit heller und dunklem Gestein, C) Abschnitt 2, D) rechteckige Blöcke in Abschnitt 3. Die pink markierte Schichtung fällt nach Süden ein, die türkis markierte liegt horizontal.

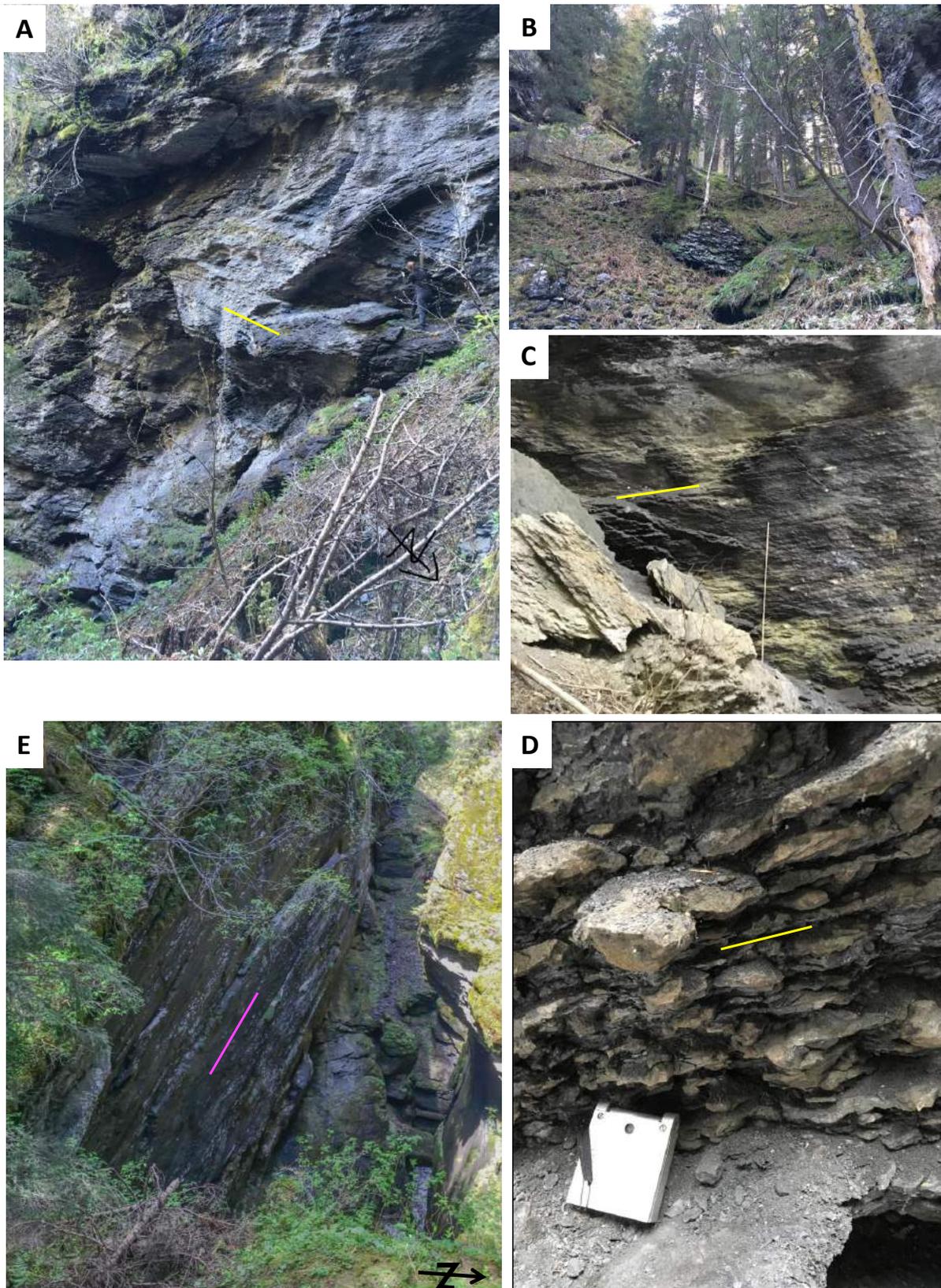


Abbildung D.4: Gadesloch West: A) Abschnitt 1 (rechts), B) steile Böschung mit kleinen Felsaufschlüssen in Abschnitt 1, C) linke Felswand in Abschnitt 1, D) Detail der linken Felswand: Wechsellagen von Schiefert- und Mergellagen in handgrosse Stücke verwittert, E) moosiger Abschnitt 2. Die pink markierte Schichtung fällt nach Süden ein, die gelb markierte nach Norden.

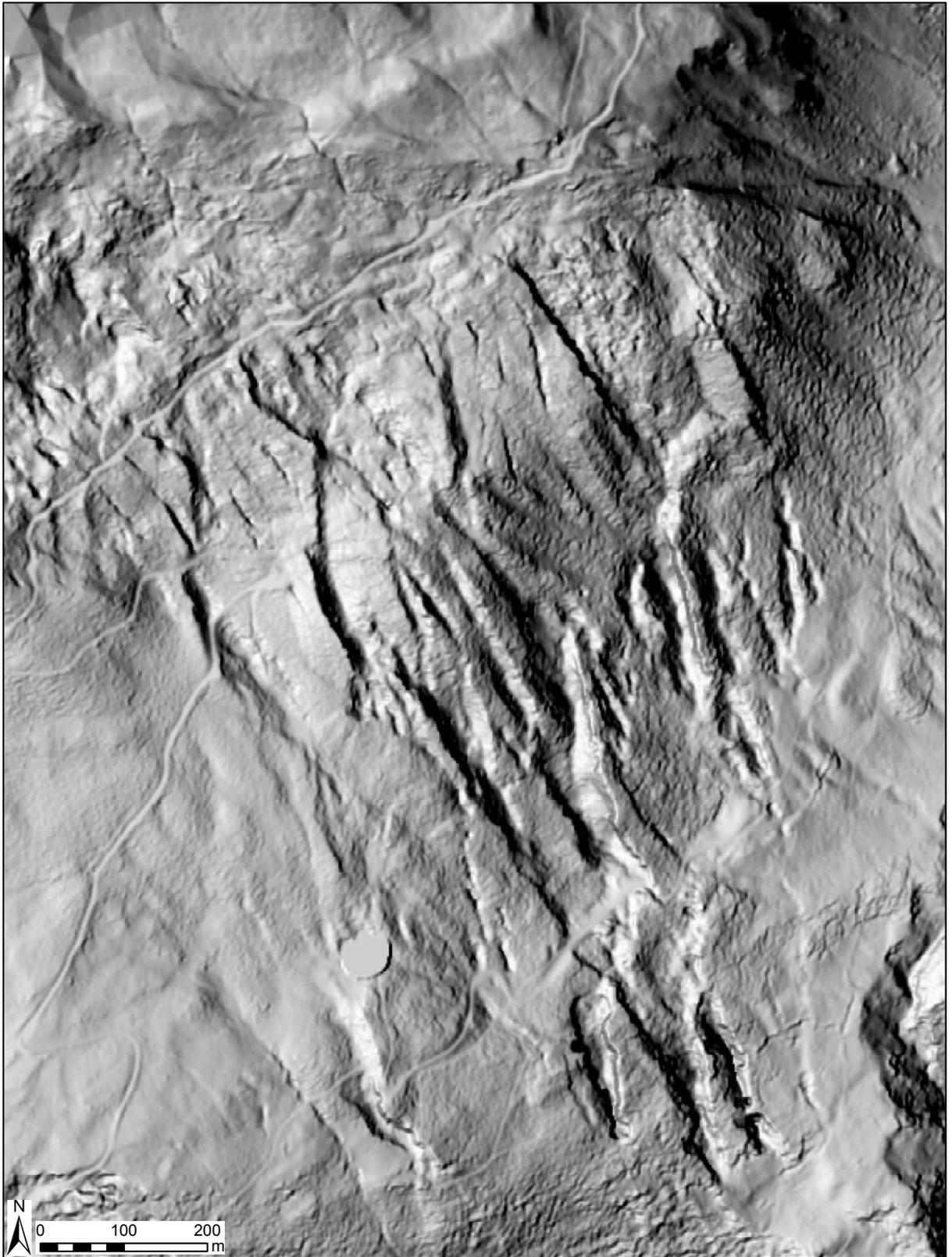


Abbildung D.5: Reliefschattierung (engl. "hillshade") und Karte der Phänomene

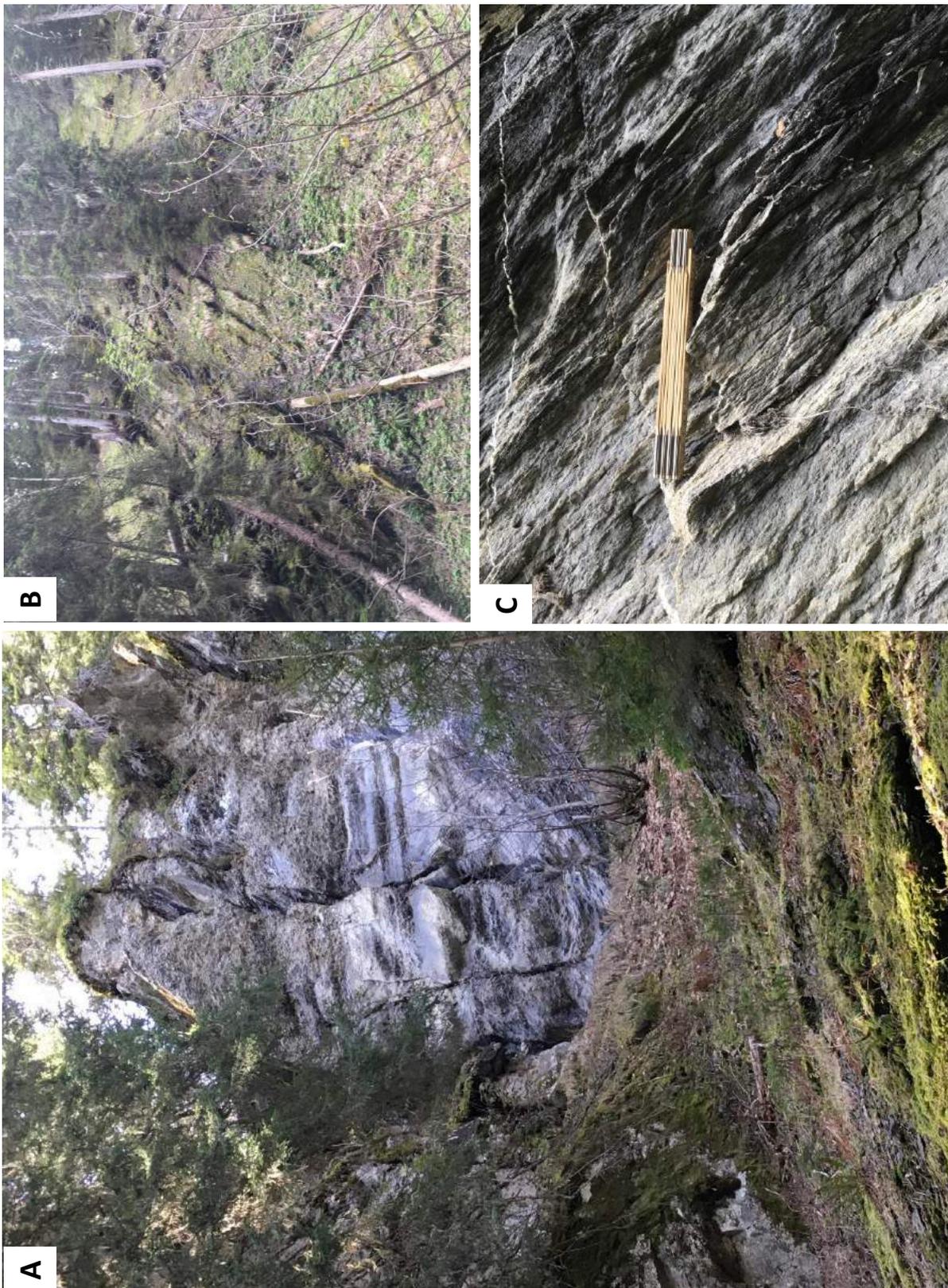


Abbildung D.6: A: Westliche grosse Felswand; B: Bewachsener Hang, C: Detail der in Abbildung 32A gezeigten Wand.

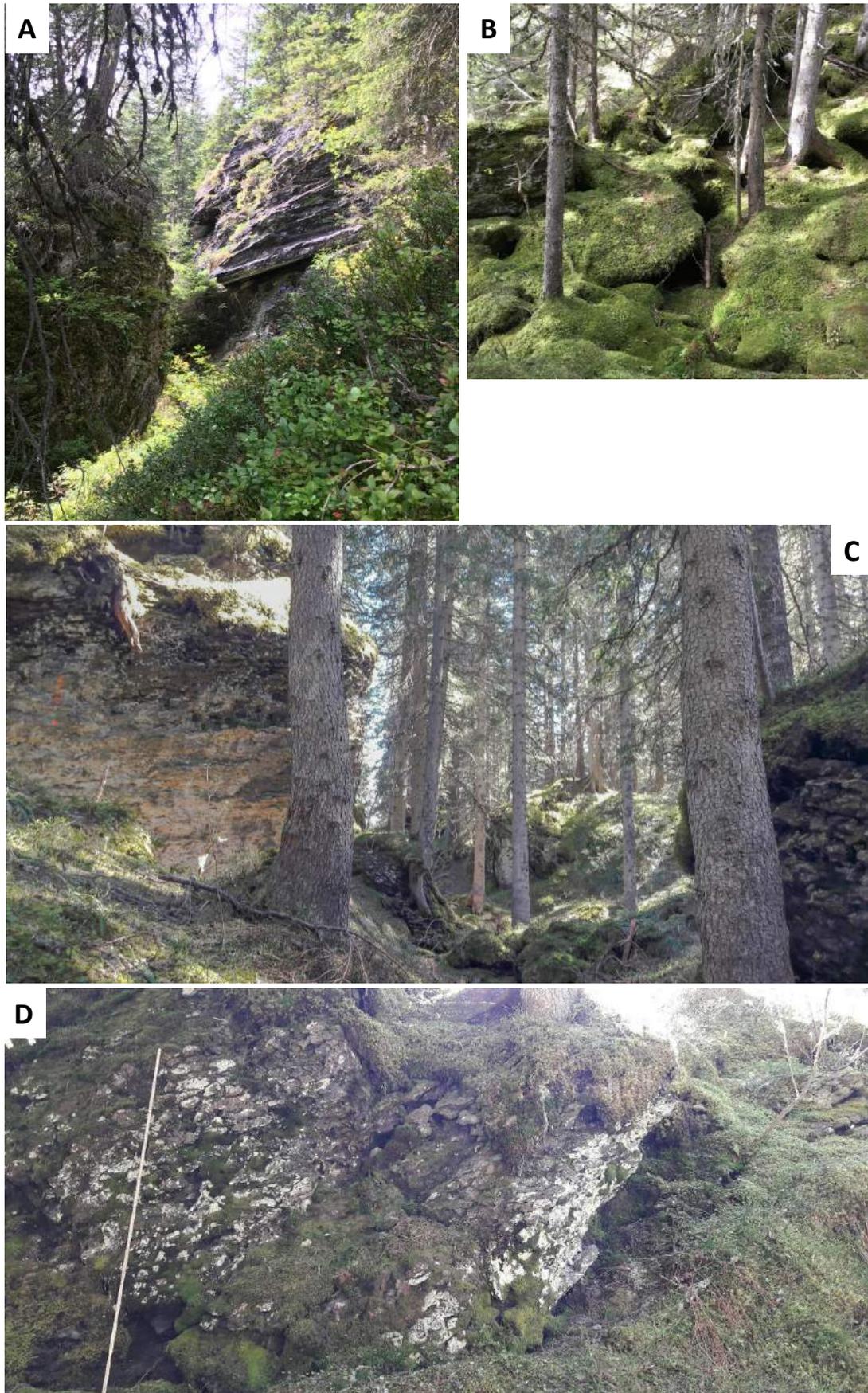


Abbildung D.7: Zerbrochene und überwachsene Blöcke: Grosse Blöcke, unterschiedlich verwittert in der Zone nordöstlich der östlichen Felswand (A), überwachsene kleine Blöcke (B), Zone südlich des Weges (C und D).

E Analyseresultate der physikalischen Parametern, der chemischen und isotopischen Zusammensetzung

Tabelle E.1: Mittelwert (MW), Standardabweichung (SD), Minimum (MIN), Maximum (MAX) der Kennwerte und Anzahl der Wasserproben (28.6.-19.10.17). I_v ist der maximale/minimale Abfluss. *Liegen innerhalb der Rutschung

Entnahmestelle	Abfluss [l/min]					EL [μ S/cm]					Wassertemperatur [°C]					Mess- ungen
	MW	SD	MIN	MAX	I_v	MW	SD	MIN	MAX	MW	SD	MIN	MAX			
W0*	0.03	0.02	0.00	0.05	NA	866.67	60.20	815	982	14.98	2.43	12.60	18.50	6		
W1*	7.80	9.12	0.45	42.86	95.4	752.79	111.07	451	933	13.47	1.05	11.20	15.20	32		
W2*	5.23	4.47	0.30	21.43	71.43	960.96	134.74	756	783	11.38	0.60	10.40	12.50	32		
W3a*	NA	NA	NA	NA	NA	1034.38	72.93	477	730	11.14	1.01	8.80	12.90	32		
W3b*	12.04	4.03	5.77	17.65	3.06	1132.90	40.25	782	1199	10.77	0.87	8.70	12.00	32		
W4*	11.10	6.24	5.00	37.50	7.50	864.38	72.25	1044	988	12.93	1.25	10.50	15.30	32		
W5*	4.29	1.21	2.16	6.43	2.98	1522.21	71.60	1239	835	11.02	0.87	9.60	13.00	32		
W6*	8.58	2.98	3.66	15.00	4.10	990.86	50.89	899	548	10.43	0.62	9.60	11.90	32		
W8	1.58	1.83	0.60	11.11	18.52	285.14	74.93	229	773	12.71	0.71	11.30	14.30	32		
W9*	10.84	1.66	6.82	15.00	2.2	788.28	54.26	596	698	15.87	1.90	12.20	19.60	32		
W10	4.72	2.83	2.31	15.00	6.49	599.52	47.41	517	933	13.39	0.68	12.30	15.00	32		
W11	3.59	0.66	2.70	5.85	2.17	668.98	36.16	537	1121	11.77	0.53	10.50	12.80	32		
W12	24.50	6.47	10.80	37.50	3.45	1097.31	57.92	1007	1549	9.34	0.46	7.90	10.20	32		
W13	6.84	6.66	2.31	37.50	16.23	921.21	32.06	839	594	11.65	0.71	10.30	13.30	32		
W14	6.98	1.76	3.61	10.00	2.77	770.41	43.55	702	585	9.55	0.56	8.50	10.80	32		
W15	4.19	0.24	3.45	5.00	1.45	477.69	46.83	424	463	8.59	0.51	7.40	9.80	32		
W16*	4.56	1.27	3.06	8.55	2.79	725.11	20.23	694	1171	13.09	0.82	11.60	14.60	32		
W17*	8.84	7.86	0.37	37.50	101.35	603.21	68.99	428	1201	13.03	1.77	11.30	16.80	32		
W18	1.43	1.21	0.39	6.74	17.28	718.66	59.59	586	926	15.57	1.76	12.40	18.40	32		
W19	2.33	1.11	0.16	3.46	21.63	1052.82	50.87	962	1621	15.40	1.53	12.30	18.00	32		
W20	0.78	0.57	0.35	1.62	4.63	586.00	12.40	568	1103	11.13	0.47	10.60	11.50	4		
W21a	1.03	0.65	0.34	1.99	5.85	540.03	22.45	505	645	16.24	2.07	12.80	19.40	32		
W21b	1.00	1.02	0.30	6.06	20.2	427.34	18.62	387	870	13.94	0.93	12.60	16.30	32		
W23	8.24	6.73	0.47	12.30	26.17	716.00	51.10	362	775	9.37	2.28	8.00	12.00	3		
W26	3.26	2.46	1.11	5.94	5.35	635.67	140.65	686	745	10.10	1.40	8.50	11.10	3		

Tabelle E.2: Laborresultate der chemischen Analyse I. Alle Angaben in [mg/l]. Das Sr/Ca Verhältnis wird in der Einheit mol/l berechnet (siehe Kapitel 2.4.2). *Liegen innerhalb der Rutschung

Entnahmestelle	Kationen [mg/l]															
	Be	B	Na	Mg	K	Ca	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se
W0*	0.000	0.007	0.791	25.850	0.636	86.669	0.000	0.000	0.037	0.001	0.000	0.001	0.005	0.012	0.000	0.000
W1*	0.000	0.008	1.571	28.394	3.640	82.103	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
W2*	0.013	1.465	44.688	0.778	83.796	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
W3a*	0.000	0.016	1.355	53.488	1.065	80.913	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
W3b*	0.016	1.105	54.557	0.909	93.434	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
W4*	0.014	1.444	39.874	2.840	73.021	0.000	0.000	0.041	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
W5*	0.000	0.049	28.493	83.189	0.810	101.779	0.000	0.000	0.114	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
W6*	0.000	0.019	0.966	42.885	0.705	84.329	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
W8	0.003	0.519	2.193	0.195	39.871	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
W9*	0.000	0.014	1.758	31.650	1.174	70.107	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.008	0.000
W10	0.008	0.983	13.176	0.670	65.128	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.007	0.000	0.000
W11	0.009	1.282	12.551	2.024	74.733	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
W12	0.000	0.034	13.731	50.391	0.859	88.898	0.000	0.000	0.021	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
W13	0.000	0.038	23.855	31.504	4.197	74.916	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
W14	0.000	0.035	20.611	26.316	0.737	68.326	0.000	0.000	0.038	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
W15	0.014	6.165	17.618	0.656	48.818	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
W16*	0.000	0.017	9.185	18.264	2.419	69.923	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
W17*	0.014	3.920	16.947	2.383	51.931	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
W18	0.015	5.598	23.652	2.918	62.813	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000
W19	0.021	5.609	37.447	1.605	92.070	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
W20	0.000	0.009	2.173	12.911	3.208	63.720	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
W21a	0.000	0.014	6.222	17.460	0.685	49.406	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.040	0.000	0.000
W21b	0.000	0.013	4.756	5.515	3.360	48.865	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
W23	0.000	0.013	1.095	25.955	0.365	77.112	0.000	0.000	0.023	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
W26	0.015	5.687	27.462	0.704	62.991	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000

Tabelle E.3: Laborresultate der chemischen Analyse II. Alle Angaben in [mg/l]. *Liegen innerhalb der Rutschung

Entnahme- stelle	Kationen [mg/l]						Anionen [mg/l]						Verhältnis []	
	Se	Sr	Mo	Cd	Ba	Tl	Pb	F	Cl	Br	NO3	P	SO4	Mg/Ca
W0*	0.000	0.347	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.034	0.051	0.036	0.004	90.692	0.298	0.002
W1*	0.000	0.368	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.035	0.299		0.002	119.829	0.346	0.002
W2*	0.000	0.380	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.044	0.119			189.828	0.533	0.002
W3a*	0.000	0.448	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.029	0.125			223.134	0.661	0.003
W3b*	0.000	0.484	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.062	2.093		0.075	225.593	0.584	0.002
W4*	0.000	0.284	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.058	2.548		0.091	185.664	0.546	0.002
W5*	0.000	2.763	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.195	0.581		0.003	426.801	0.817	0.012
W6*	0.000	0.799	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.074	1.497		0.066	194.048	0.509	0.004
W8	0.000	0.145	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.035	0.195	0.001	2.825	5.926	0.055	0.002
W9*	0.000	0.459	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.041	0.728		1.270	116.018	0.451	0.007
W10	0.000	0.310	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.045	0.777		2.225	38.390	0.202	0.002
W11	0.000	0.287	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.046	0.967		3.606	55.142	0.168	0.002
W12	0.000	1.747	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.121	0.636		0.001	250.490	0.567	0.009
W13	0.000	1.427	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.110	3.941		2.945	155.915	0.421	0.008
W14	0.000	1.564	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.165	0.441		0.001	147.654	0.385	0.010
W15	0.000	0.725	0.000	0.000	0.009	0.000	0.001	0.086	0.374	0.001	0.033	99.458	0.361	0.007
W16*	0.000	0.555	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.068	3.460		7.453	79.464	0.261	0.004
W17*	0.000	0.380	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.052	2.596	0.005	4.806	71.355	0.326	0.003
W18	0.000	0.353	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.052	2.060		5.623	80.606	0.377	0.003
W19	0.000	0.518	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.082	1.031		0.079	164.524	0.407	0.003
W20	0.000	0.173	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.048	1.224		5.227	42.540	0.203	0.001
W21a	0.000	0.707	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.077	0.326	0.002	0.032	97.843	0.353	0.007
W21b	0.000	0.150	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.102	5.543		8.451	49.233	0.113	0.001
W23	0.000	0.720	0.000	0.000	0.030	0.000	0.000	0.069	0.082			73.691	0.337	0.004
W26	0.000	0.796	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.061	0.341		0.431	88.344	0.436	0.006

Tabelle E.4: Isotopenzusammensetzung der Wasserproben vom 11. August 2017 (nach Niederschlagsperiode im Sommer) und 19. Oktober 2017 (nach Trockenperiode im Herbst). *Liegen innerhalb der Rutschung; ** wurden nicht für die weiteren Auswertungen benutzt.

Entnahmestelle	11. August 2017		19. Oktober 2017	
	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]
W0	-11.48	-82.6	-11.78	-84.8
W1*	-11.93	-86.6	-12.04	-87.0
W2*	-10.97	-78.7	-12.45	-90.3
W3a*	-11.93	-85.5	-12.75	-93.0
W3b*	-12.41	-90.3	-12.77	-93.3
W4*	-11.18	-79.5	-12.49	-91.0
W5*	-11.46	-82.5	-12.87	-94.1
W6*	-12.72	-93.3	-12.93	-94.5
W8	-12.61	-92.4	-12.69	-93.3
W9*	-12.41	-90.6	-12.73	-93.1
W10	-11.43	-83.4	-12.51	-91.6
W11	-12.43	-91.3	-12.76	-93.7
W12	-12.59	-92.2	-12.74	-93.0
W13	-12.65	-92.9	-12.71	-93.5
W14	-12.43	-90.5	-12.47	-90.6
W15	-12.93	-93.6	-12.98	-94.0
W16*	-12.27	-90.1	-12.11	-88.9
W17*	-10.76	-77.6	-12.01	-87.8
W18	-12.11	-89.2	-12.45	-91.7
W19	-12.08	-88.8	-12.42	-91.1
W20**	-13.21	-95.5	-11.40	-83.8
W21a	-12.98	-93.9	-11.86	-85.6
W21b	-11.67	-86.4	-12.04	-86.8
W23**			-11.86	-85.6
W26**			-12.04	-86.8

F FeldApp-Formulare: Felsaufschluss, Bruch, Doline (Beispiele)

Felsaufschluss AF19

Koordinaten	646286 // 166205	Teil von	oberhalb Weg
Gesteinsart	Eisensandstein	Klüftungsgrad	2
Verwitterungsgrad	Moos	Höhe (Breite) [m]	7
	Schichtung	Spalte 1	Spalte 2
Raumlage [°/°]	144/52		
Abstand [cm]	0.1-5		
Öffnungsweite [cm]	0 – 0.1		
Bemerkung	Junge Bäume; teils sehr zerfallen. Boden aus Schieferstückchen. Orographisch linke Seite. Messungen (Gefügekompass): 54 155 // 52 146 // 54 144 mit Handy und kompass		



Abbildung F.1: Beispiel für FeldApp-Formular für Felsaufschlüsse

Bruch/Kluft 191

Koordinaten	646286 // 166205	Teil von	oberhalb Weg
Breite durchschnittlich [m]	3	Tiefe [m]	4
Breite maximal [m]	3.4	Vegetation	Moos
Bemerkung	Moosig. Hangabwärts kommt gleich anschliessend eine Doline (2x2 m). Messungen (Gefügekompass): Rechts (Schichtung): 175,52 // 164,50 // 184,62 // 178,57 Links (Spalte 1): 166,69 // 154,67 // 157,61 //		
			
			

Abbildung F.2: Beispiel für FeldApp-Formular für Brüche/Spalten

Doline d11

Koordinaten	646386 // 166212	Teil von	oberhalb Weg
Form	rund	Füllung 1 (Blöcke)	Feinmaterial/Erde
Tiefe [m]	4	Füllung 2 (Bewuchs)	keine
Länge [m]	4	Wasser sichtbar	nein
Fläche der tiefsten Stelle	1 x 1	Steilheit Wände [°]	mittel (50-70°)
Bemerkung			
			

Abbildung F.3: Beispiel für FeldApp-Formular für Dolinen

G Typisierung: Vergleich der Parameter Typ I bis III

G Typisierung: Vergleich der Parameter Typ I bis III

Tabelle G.1: Zusammenfassung (Minimum, Maximum (Mittelwert)) der wichtigsten Parameter pro Quellentyp (eigene Klassifikation). I_v bezeichnet die Schüttungszahl (* Liegen innerhalb der Rutschung

Quellen	Typ I	Typ IIa	Typ IIb	Typ IIIa	Typ IIIb
W8, W10, W11, W15, W16*, W18, W20, W21a, W21b, W26		W5*, W14	W12, W13	W0*, W2*, W3a*, W3b*, W6*, W9*, W19, W23	W1*, W4*, W17*
EL [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	285 - 725 (566)	770 - 1522 (1146)	921 - 1097 (1009)	716 - 1052 (942)	603 - 964 (740)
I_v	1.45 - 20.2 (8.47)	2.77 - 2.98 (2.87)	3.47 - 16.23 (9.85)	2.2 - 71.43 (21.43)	7.5 - 101.1 (68.03)
Ca [mg/l]	39 - 92 (58)	68 - 101 (85)	74 - 88 (82)	70 - 93 (83)	51 - 82 (70)
Na [mg/l]	0.51 - 9.1 (4.2)	20.6 - 28.5 (24.5)	13.7 - 23.8 (18.8)	0.79 - 5.6 (1.7)	1.4 - 3.9 (2.3)
Mg [mg/l]	2.19 - 27.4 (15)	26 - 83 (54)	31 - 51 (41)	26 - 54 (39)	16- 39 (28)
Sr [mg/l]	0.145 - 0.78 (0.42)	1.56 - 2.76 (2.16)	1.42 - 1.74 (1.58)	0.38 - 0.8 (0.51)	0.28 - 0.36 (0.34)
Cl [mg/l]	0.2 - 5.54 (1.5)	0.44 - 0.58 (0.51)	0.63 - 3.94 (2.3)	0.05 - 2.09 (0.71)	0.3 - 2.55 (1.8)
NO3 [mg/l]	0.03 - 8.45 (3.6)	0 - 0.003 (0.002)	0.001 - 2.94 (1.47)	0 - 1.27 (0.16)	0.003 - 4.8 (2.21)
SO4 [mg/l]	5.9 - 99.4 (63.6)	147 - 426.8 (287)	155 - 250 (203)	73.69 - 225 (160)	71 - 185 (125)
Mg/Ca []	0.05 - 0.43 (0.25)	0.32 - 0.82 (0.60)	0.42 - 0.57 (0.49)	0.3 - 0.66 (0.47)	0.33 - 0.55 (0.47)
$\text{Sr}(\text{mol}/\text{l})/$ $\text{Ca}(\text{mol}/\text{l})$ []	0.003 - 0.015 (0.007)	0.0023 - 0.027 (0.025)	0.019 - 0.02 (0.019)	0.004 - 0.009 (0.006)	0.004 - 0.07 (0.005)

H Datenblätter Quellen

Die nachfolgende Tabelle zeigt auf, für welchen Wertebereich die qualitativen Bezeichnungen in den nachfolgenden Datenblätter der Quellen stehen. Die Uraninkonzentrationen wurde nur dargestellt, falls mindestens ein Nachweis erfolgte (Tabelle 4).

Tabelle H.1: Erklärung zu den Datenblättern der 25 Entnahmestellen (Appendix H)

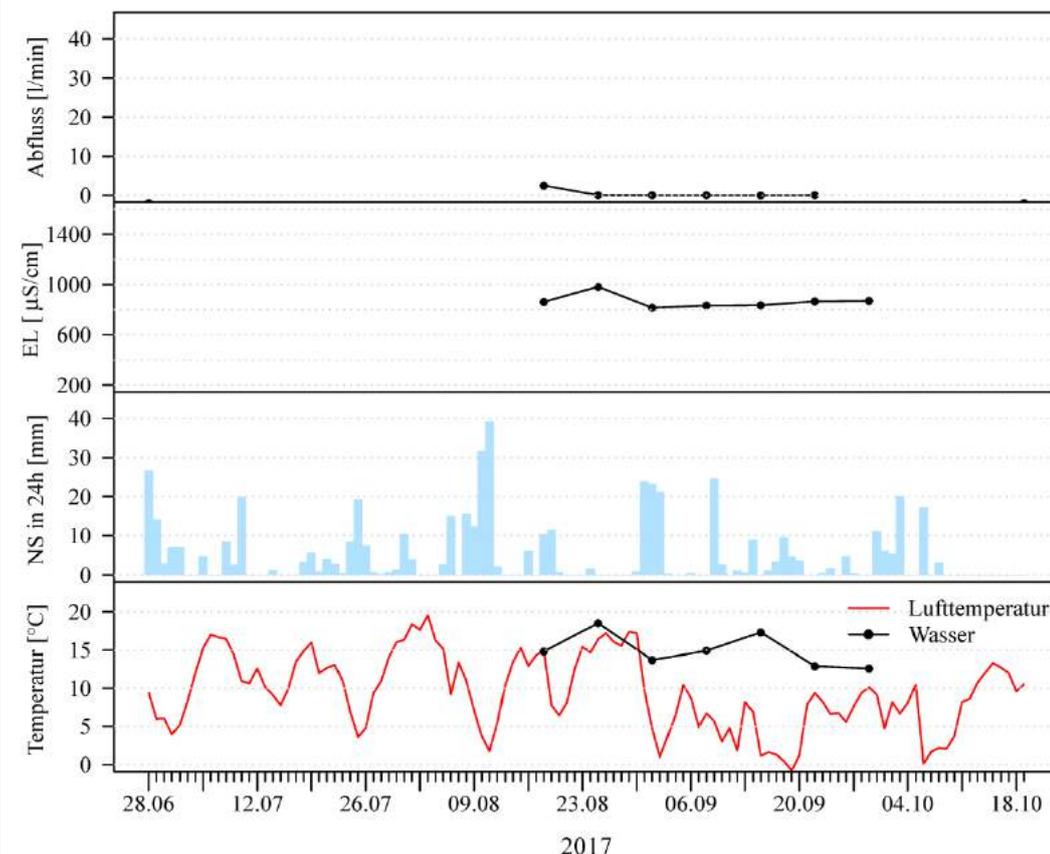
	Bezeichnung	Wertebereich	Bemerkung
Typ	Brunnen Schacht Bach natürlich Bach verbaut		
Quellentyp	I, IIa, IIb, IIIa, IIIc		Details siehe Kapitel 6.3.4, Tabelle 10
Variabilität $\delta^{18}\text{O}$	gering hoch	$<0.6\text{ ‰}$ $>0.6\text{ ‰}$	siehe Abbildung 45
Variabilität Abfluss	gering mittel stark	$I_v < 2$ $I_v = 2 - 10$ $I_v > 10$	$I_v = \text{Abfluss}_{\min} / \text{Abfluss}_{\max}$. Wertebereich nach Kresic & Stevanovic (2010)
Variabilität EL	gering mittel hoch	SD < 40 SD = 40 - 100 SD > 100	siehe Tabelle E.1
mittlere EL	tief mittel hoch	MW < 200 MW = 200 - 800 MW > 800	siehe Tabelle E.1. Wertebereich nach SLMB (2013)
Zusammensetzung	erhöhte Konzentration	Na $> 20\text{ mg/l}$ Mg $> 35\text{ mg/l}$ Ca $> 80\text{ mg/l}$ Mn $> 0.002\text{ mg/l}$ Sr $> 1.5\text{ kg}$ Ba $> 0.01\text{ mg/l}$ F $> 0.1\text{ mg/l}$ Cl $> 1\text{ mg/l}$ SO ₄ $> 160\text{ mg/l}$	siehe Tabelle E.2 und E.3
		Standort der Quelle	
		Fliessrichtung des Quellwassers	

Entnahmestelle W0

Koordinaten	646589 // 165172	Quellentyp	IIIa
Typ	Brunnen	Variabilität EL	mittel
Variabilität ^2H und ^{18}O	gering	mittlere EL	hoch
Zusammensetzung	erhöhtes Ca, Na	Variabilität Abfluss	
Bemerkung	Beim Übergang von Rohr zu Schlauch tropft es ständig (Versuch Abflussmessung). Das Wasser soll aus dem Hang drücken. Im Beet hinter dem Brunnen soll es eine Sickerleitung haben, die wahrscheinlich auch zu W1 beiträgt. Innerhalb Chratzera Rutschung.		



W 0

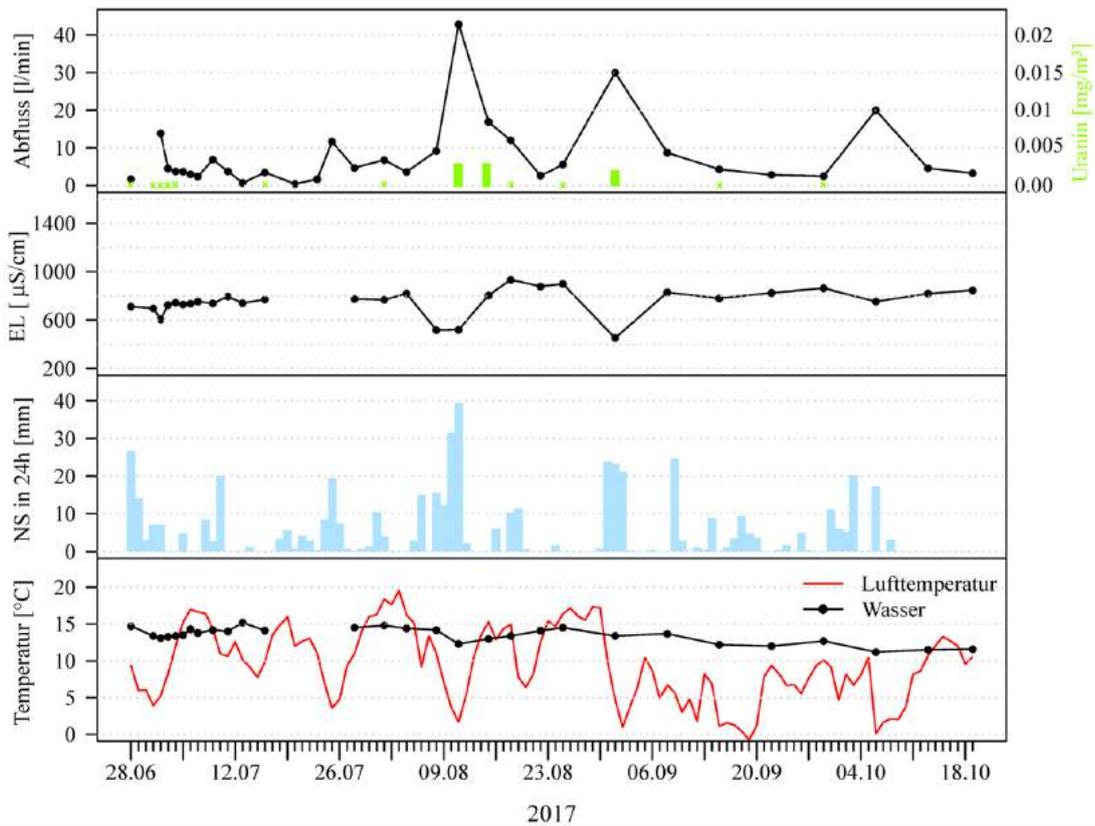


Entnahmestelle W1

Koordinaten	646519 // 165285		IIIb
Typ	Bach natürlich	Variabilität EL	hoch
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung	erhöhtes Ca	Variabilität Abfluss	hoch
Bemerkung	Wasser sprudelt am Waldrand aus Boden. Probenahme verursacht Trübung. Wasser kommt gemäss Pächter aus a) Drainagerohr (W0), b) Abfluss von Stall (Firstwasser), c) Brunnen der unterhalb der Felsrippe (orographisch links) entspringt. Innerhalb Chratzera Rutschung.		



W 1

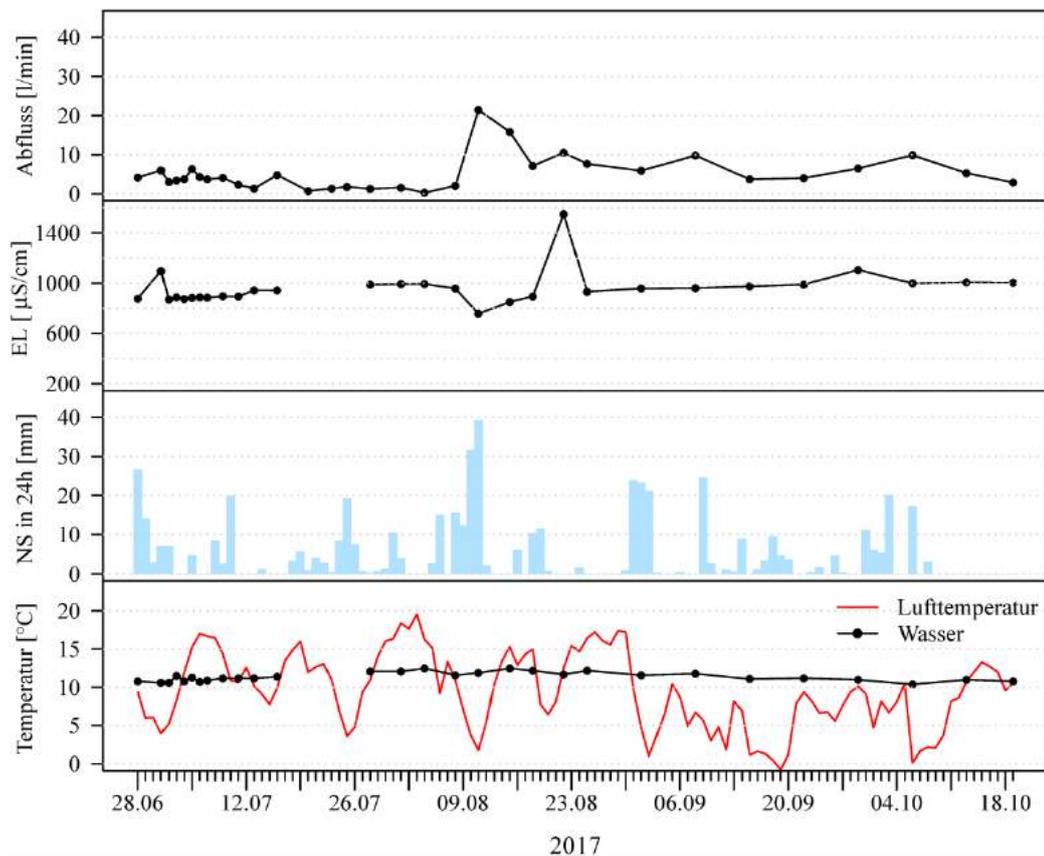


Entnahmestelle W2

Koordinaten	646548 // 164904	Quellentyp	IIIa
Typ	Bach verbaut	Variabilität EL	hoch
Variabilität ² H und ¹⁸ O	hoch	mittlere EL	hoch
Zusammensetzung	Mg, Ca, SO ₄	Variabilität Abfluss	hoch
Bemerkung	Fässlein fasst das Wasser, das im Hof genutzt wird. Gemessen wird am Überlauf des Fässleins, d. h. Abfluss ist von im Hof genutzter Menge abhängig. Innerhalb Chratzera Rutschung.		



W 2

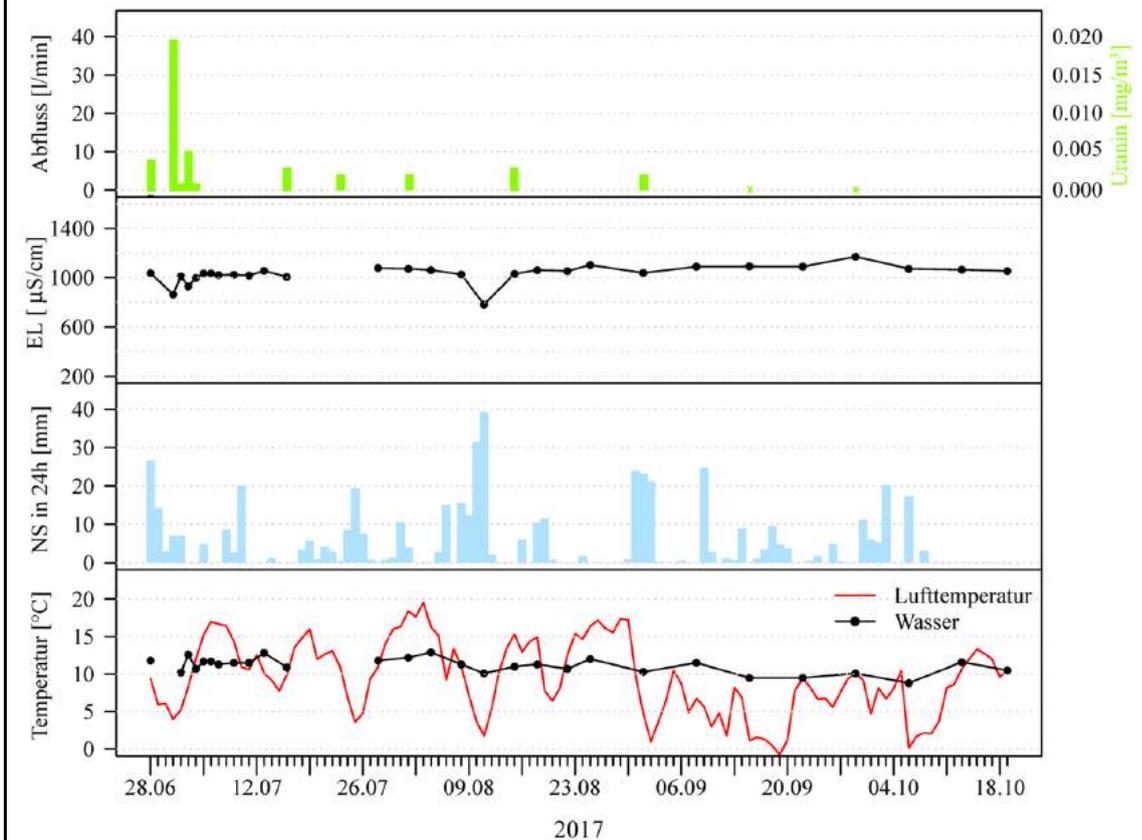


Entnahmestelle W3a

Koordinaten	646490 // 164827	Quellentyp	IIIa
Typ	Bach natürlich	Variabilität EL	hoch
Variabilität ² H und ¹⁸ O	hoch	mittlere EL	
Zusammensetzung	erhöhtes Mg, Ca, SO4	Variabilität Abfluss	
Bemerkung	Gemäss Besitzer ist Quelle für W3b hier. Abfluss von Bach/stehendem Wasser so klein, dass Abfluss messen schwierig. Probenahme verursacht Trübung. Innerhalb Chratzera Rutschung.		



W 3a

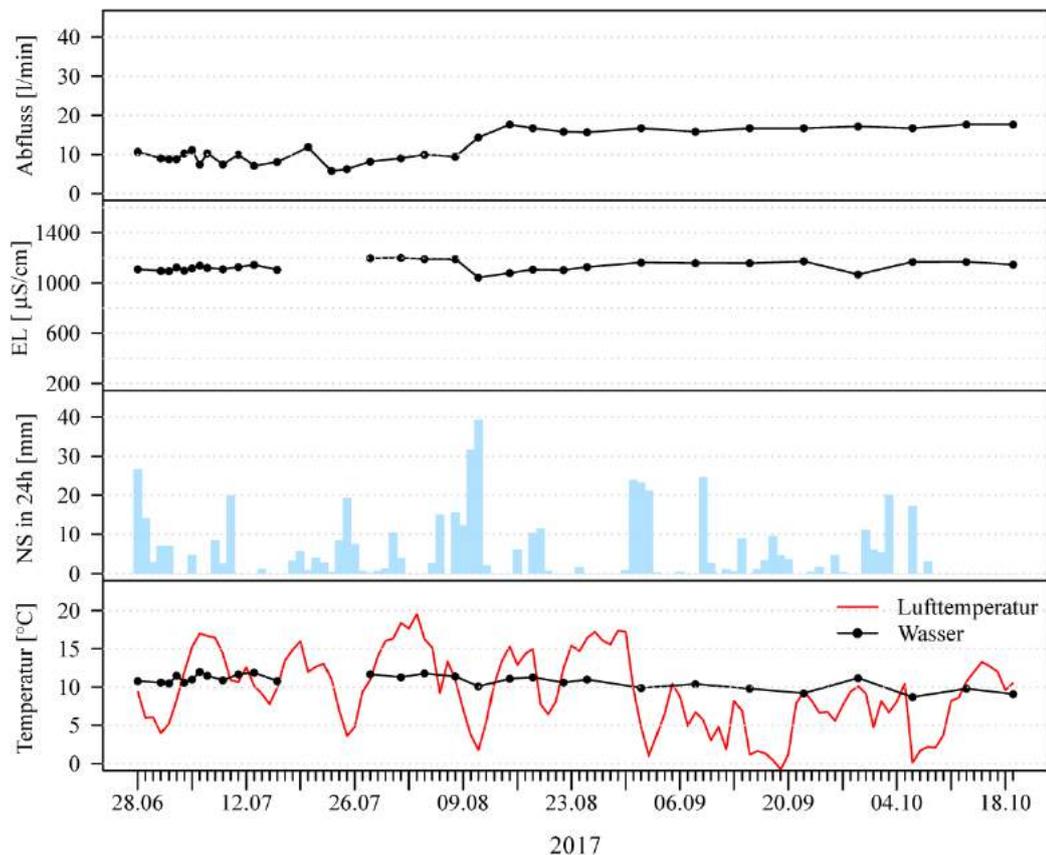


Entnahmestelle W3b

Koordinaten	646463 // 164782	Quellentyp	IIIa
Typ	Brunnen	Variabilität EL	mittel
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	hoch
Zusammensetzung	Mg, Ca, Cl, SO4	Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Das Wasser von W3a fließt teilweise in W3b und auch ins Bächlein, das neben W3b durchfließt. Innerhalb Chratzera Rutschung.		



W 3b

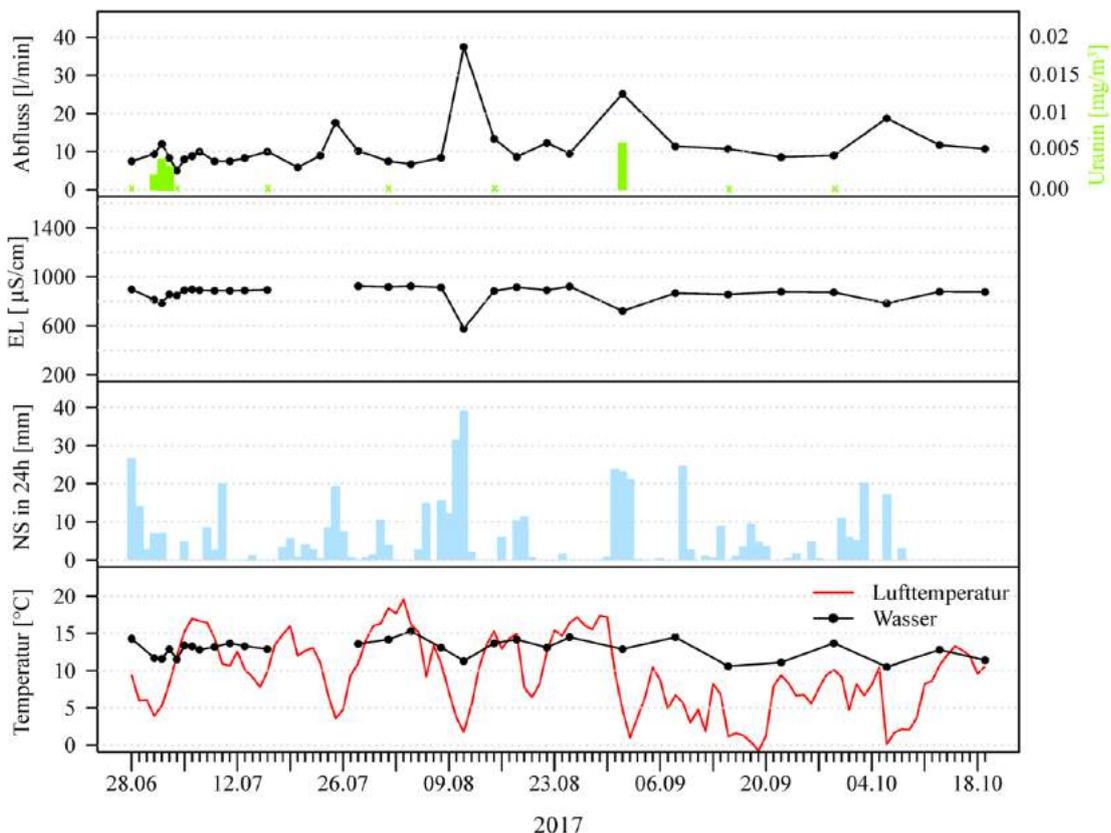


Entnahmestelle W4

Koordinaten	646441 //164706	Quellentyp	IIIb
Typ	Brunnen	Variabilität EL	mittel
Variabilität ² H und ¹⁸ O	hoch	mittlere EL	hoch
Zusammensetzung	erhöhtes Mg, Mn, Cl, SO4	Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Kuhtränke. Innerhalb Chratzera Rutschung.		



W 4

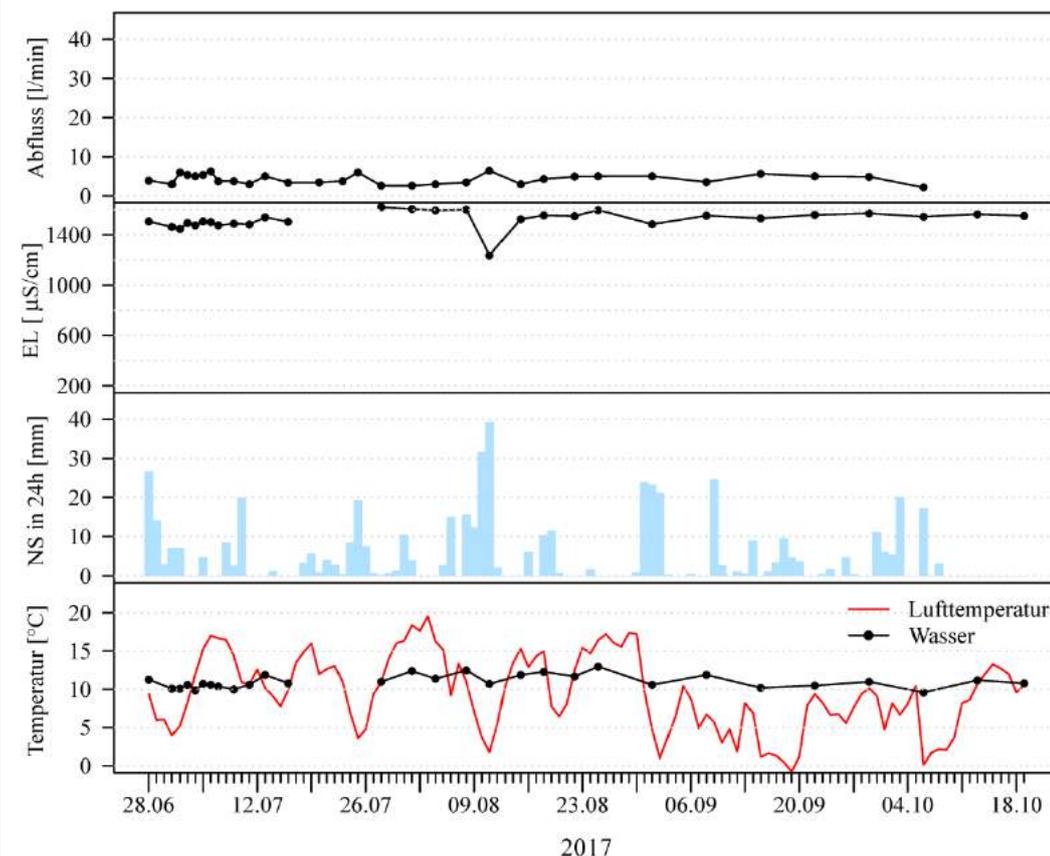


Entnahmestelle W5

Koordinaten	646406 // 164748	Quellentyp	Ila
Typ	Bach verbaut	Variabilität EL	mittel
Variabilität ^2H und ^{18}O	hoch	mittlere EL	hoch
Zusammensetzung	erhöhtes Na, Mg, Ca, Mn, Sr, F, SO ₄	Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Probenahme nur im Rohr. Das Rohr drainiert den Hang. Im Bach (Bild rechts) fließt auch das Wasser, aus dem See oberhalb (u. a. von W3b), das auch den Kalktuff bildet (Hintergrund Bild links). Innerhalb Chratzera Rutschung.		



W 5

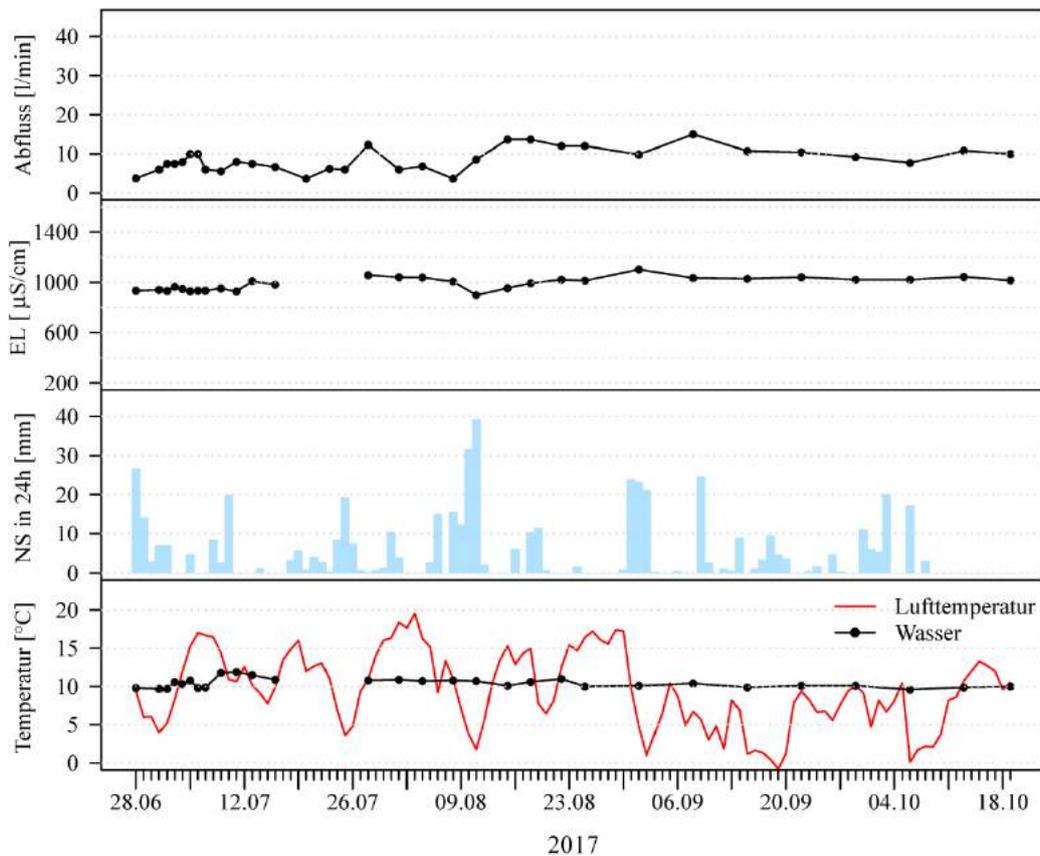


Entnahmestelle W6

Koordinaten	646276 // 164836	Quellentyp	IIIa
Typ	Schacht	Variabilität EL	mittel
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	hoch
Zusammensetzung	erhöhtes Mg, Ca, SO4	Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Innerhalb Chratzera Rutschung.		



W 6

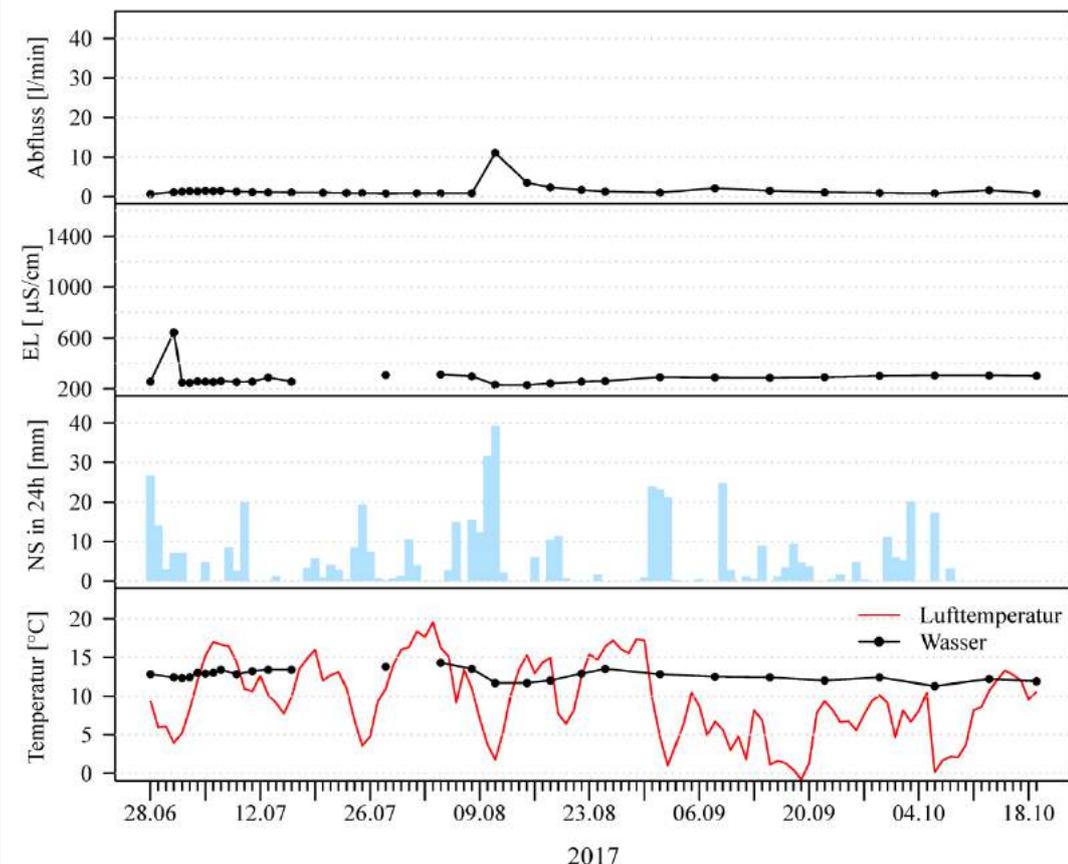


Entnahmestelle W8

Koordinaten	645931 // 164874	Quellentyp	I
Typ	Schacht	Variabilität EL	mittel
Variabilität ^2H und ^{18}O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung		Variabilität Abfluss	hoch
Bemerkung			



W 8

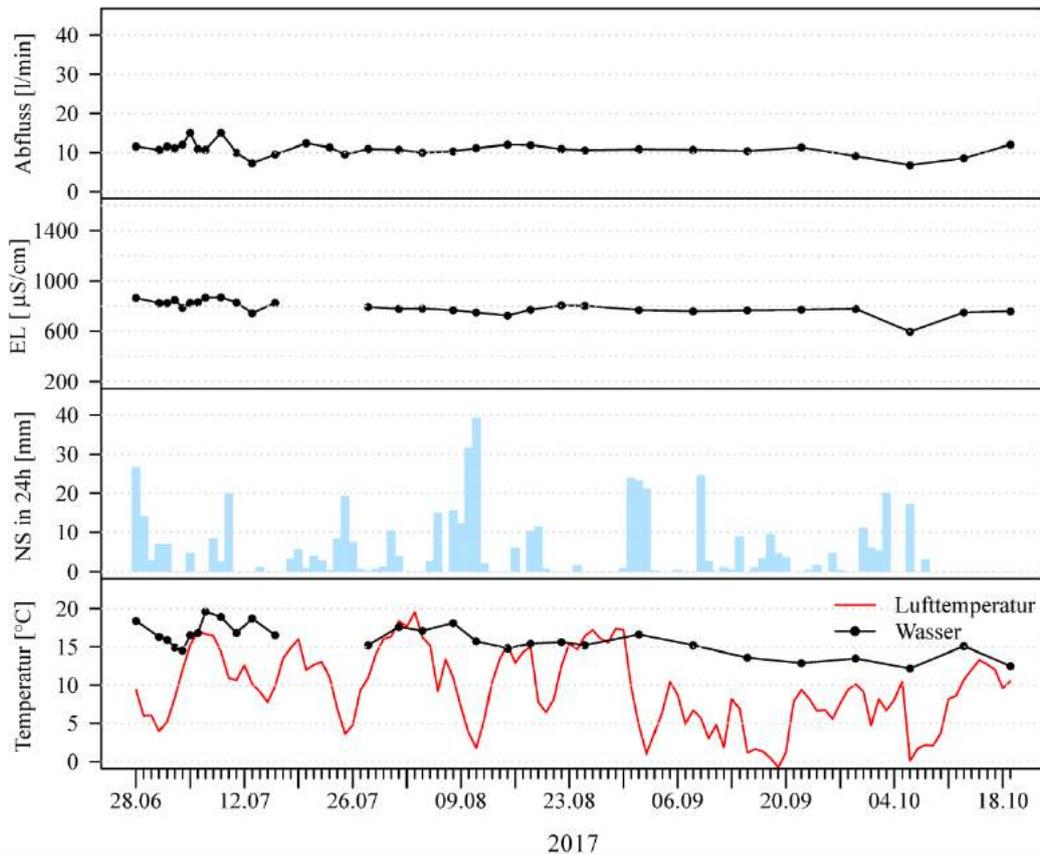


Entnahmestelle W9

Koordinaten	646360 // 164537	Quellentyp	IIIa
Typ	Brunnen	Variabilität EL	mittel
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung		Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Wasser wird auch für Haushalt genutzt. Fassung in Chratzera Rutschung (646329//164682). Rohr führt Haus entlang, Abfluss wird bei maximal offenem Hahn gemessen (Temperatur und Abfluss nicht repräsentativ). Innerhalb Chratzera Rutschung.		



W 9

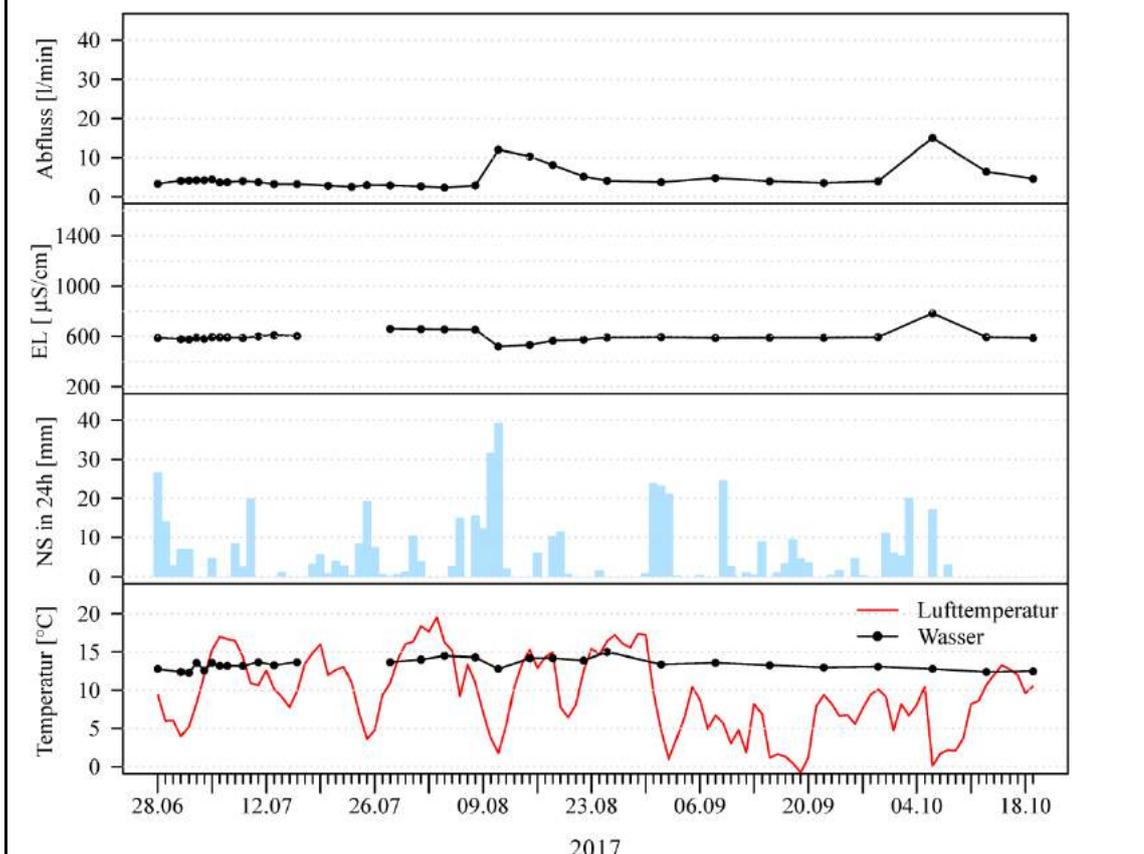


Entnahmestelle W10

Koordinaten	646226 // 164665	Quellentyp	I
Typ	Brunnen	Variabilität EL	mittel
Variabilität ² H und ¹⁸ O	hoch	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung		Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Fassungsgebiet liegt in der Wiese dahinter (siehe Bild links)		



W 10

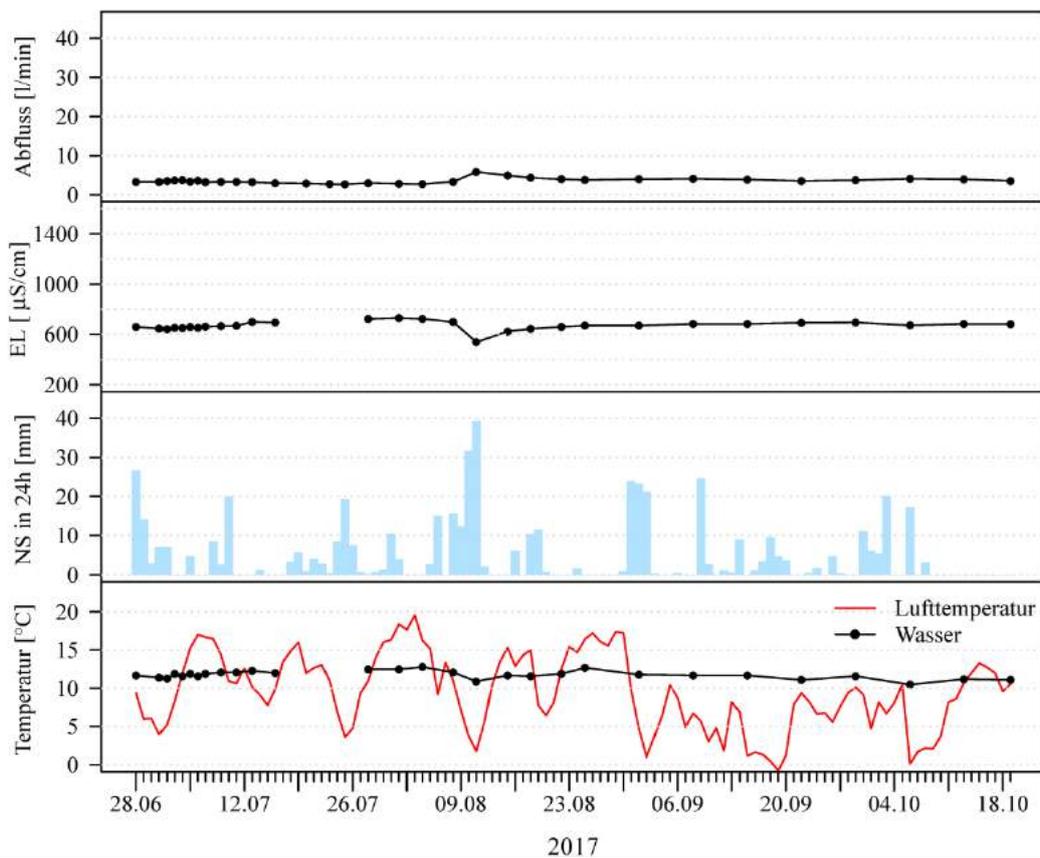


Entnahmestelle W11

Koordinaten	646213 // 164578	Quellentyp	I
Typ	Brunnen	Variabilität EL	gering
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung		Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Wasser wird lokal hinter dem Haus gefasst. Haus selber hat gleiches Wasser wie W10.		



W 11

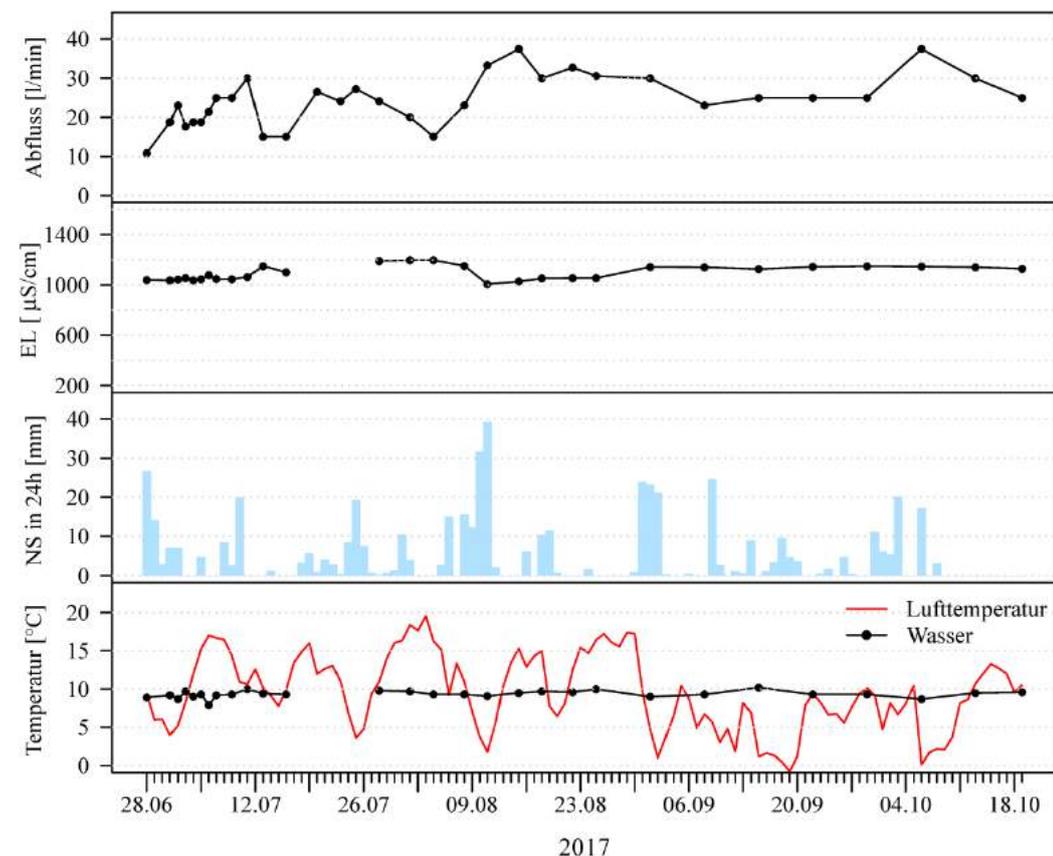


Entnahmestelle W12

Koordinaten	645972 // 164651	Quellentyp	IIb
Typ	Bach natürlich	Variabilität EL	mittel
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	hoch
Zusammensetzung	erhöhtes Mg, Ca, Mn, Sr, F, SO ₄	Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Das Wasser sprudelt aus dem Boden und läuft überirdisch in einen Schacht. 12 m davon entfernt liegt AK 3 (EL ca. 1120 µS/cm)		



W 12

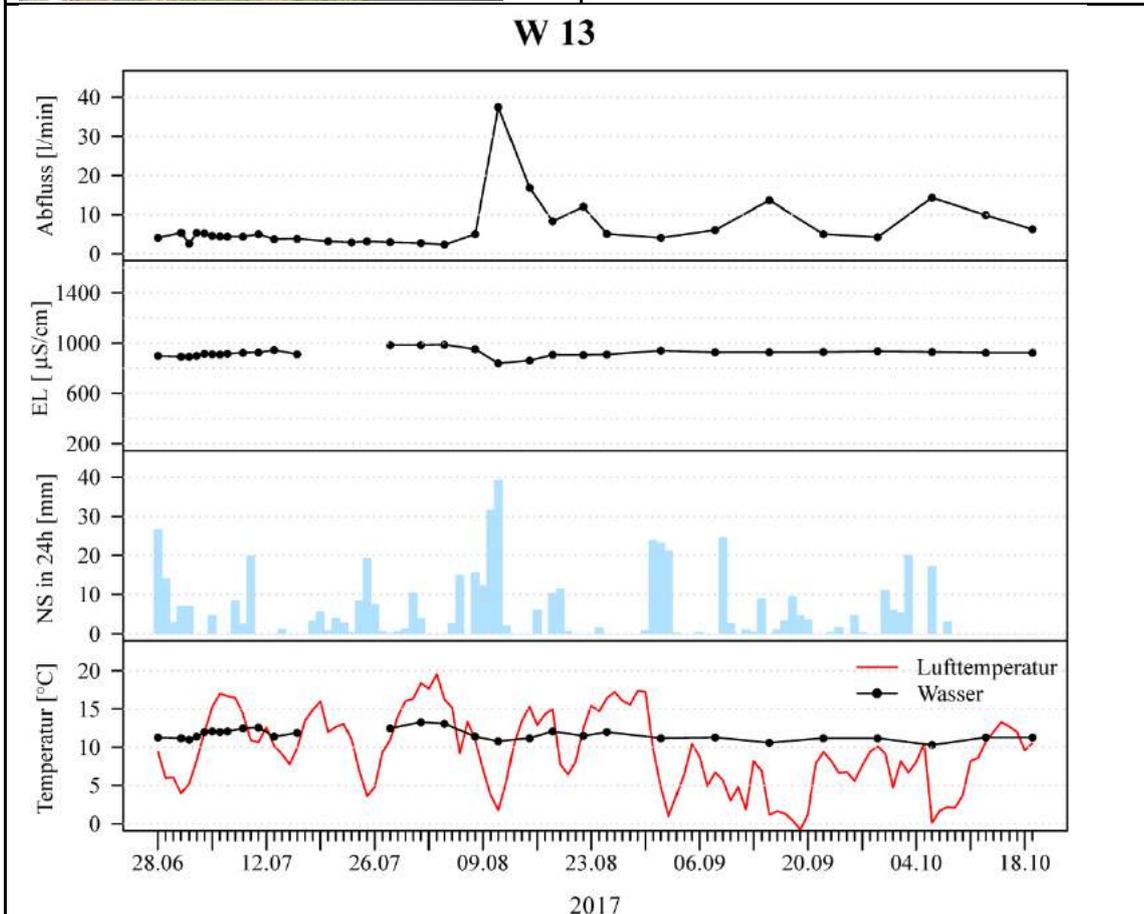


Entnahmestelle W13

Koordinaten	645926 // 164447	Quellentyp	I Ib
Typ	Brunnen	Variabilität EL	gering
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	hoch
Zusammensetzung	erhöhtes Na, F, Cl, SO ₄	Variabilität Abfluss	hoch
Bemerkung	W13 hat ein Reservoir hinter dem Haus (siehe Foto) mit einem Überlauf, der zwei Brunnen auf dem Hof speist. Jener an der Strasse wurde beprobt.		



Quelle: google street maps (Zugriff 25.1.18)

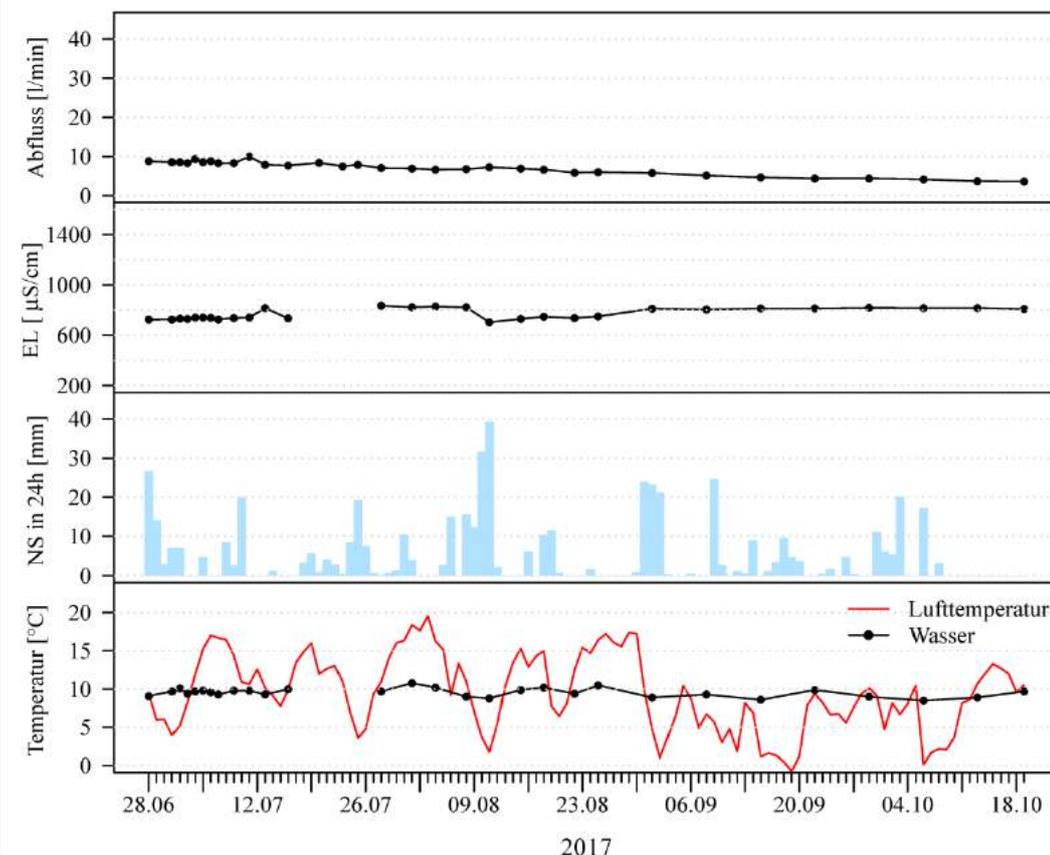


Entnahmestelle W14

Koordinaten		Quellentyp	Ila
Typ	Brunnen	Variabilität EL	mittel
Variabilität ^2H und ^{18}O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung	erhöhtes Na, Mn, Sr, F	Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Oberhalb von Haus hats ein Schacht (AK7), dessen Wasser in W14 fließt. 10m unterhalb kommt das Wasser aus W14 als Bächlein zum vorschein, fließt in den Wald (Foto) und versickert dort langsam.		



W 14

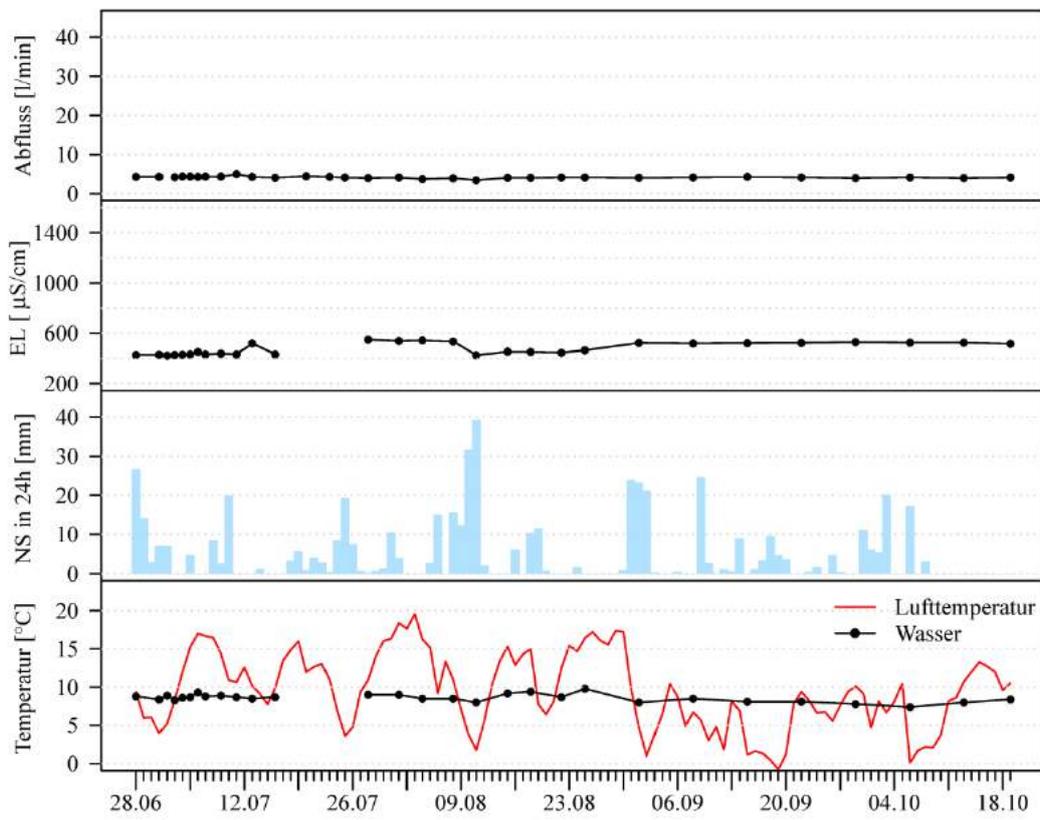


Entnahmestelle W15

Koordinaten	644805 // 164474	Quellentyp	I
Typ	Brunnen	Variabilität EL	mittel
Variabilität ^2H und ^{18}O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung		Variabilität Abfluss	gering
Bemerkung	Wird mit dem Wasser, das in das Reservoir Tuff läuft gespeist. Abfluss geregelt.		



W 15

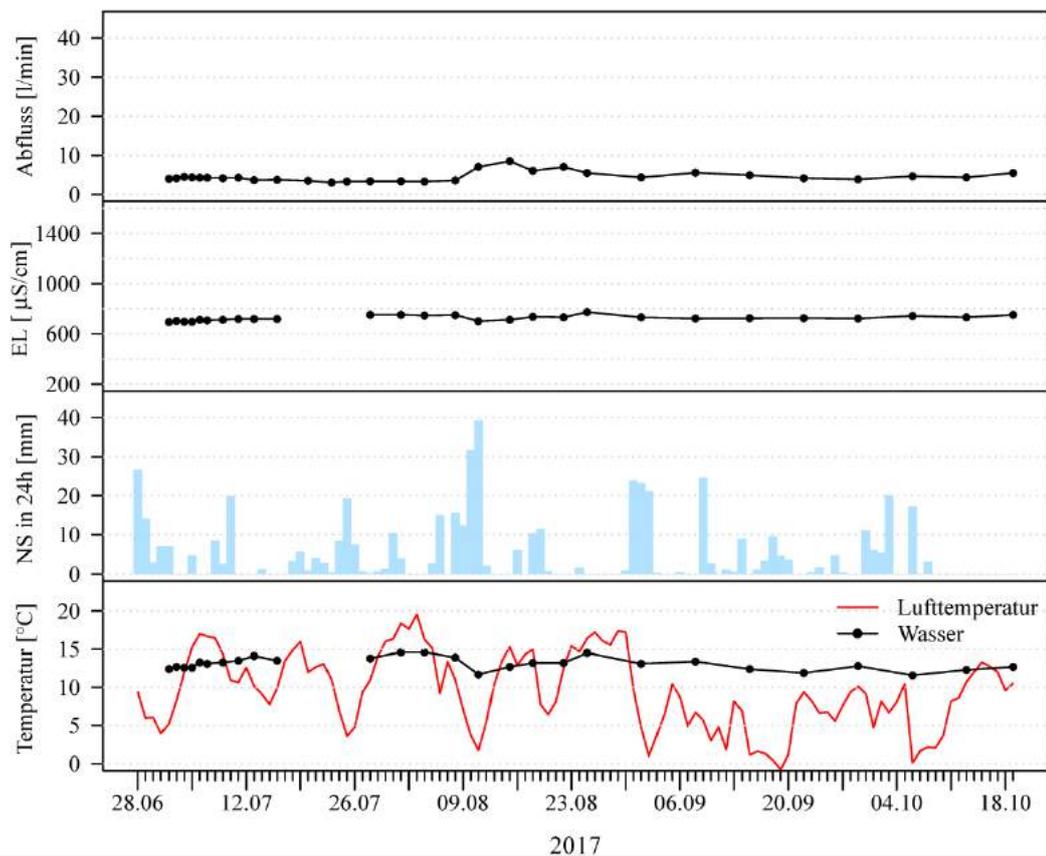


Entnahmestelle W16

Koordinaten	646530 // 164390	Quellentyp	I
Typ	Brunnen	Variabilität EL	gering
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung	erhöhtes Cl	Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Innerhalb Chratzera Rutschung.		



W 16

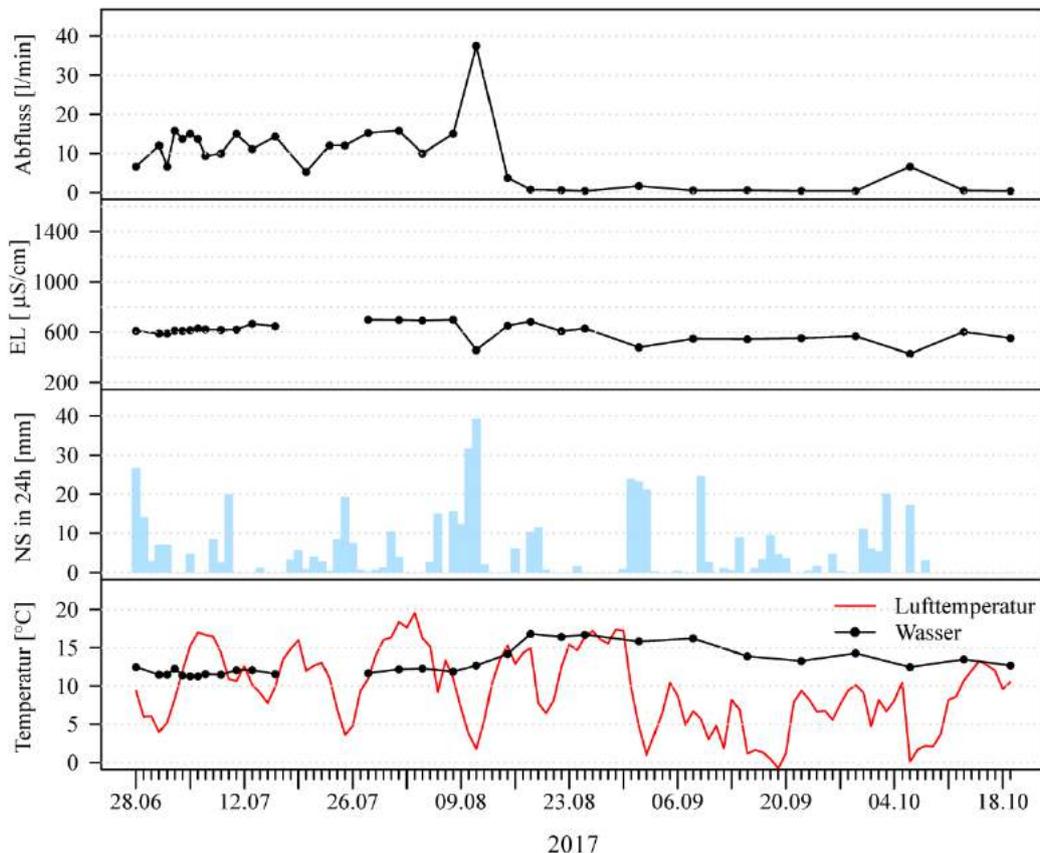


Entnahmestelle W17

Koordinaten	646440 // 164289	Quellentyp	IIIb
Typ	Schacht	Variabilität EL	mittel
Variabilität ² H und ¹⁸ O	hoch	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung	erhöhtes Cl	Variabilität Abfluss	hoch
Bemerkung	Drainiert Gebiet hinter Haus. 15 m entfernt von Scherzone der Chratzera (schiefe Häuser und grosse Risse im vor zwei Jahren geteerten Parkplatz). Innerhalb Chratzera Rutschung.		



W 17

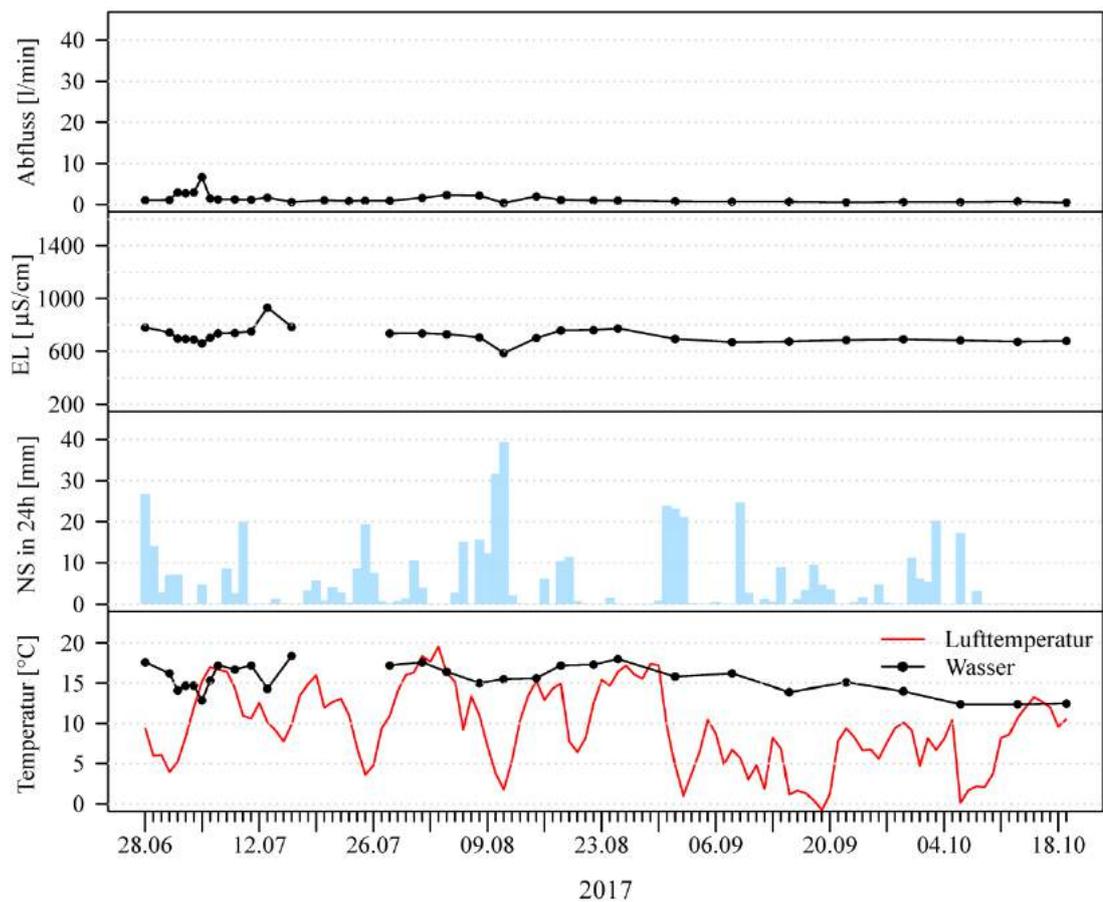


Entnahmestelle W18

Koordinaten	646440 // 163875	Quellentyp	I
Typ	Brunnen	Variabilität EL	mittel
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung	erhöhtes Cl	Variabilität Abfluss	hoch
Bemerkung	Wasser aus der Quelle bei Hotel Fiescherblick. Variabilität des Abflusses nur hoch weil sehr kleiner Abfluss.		



W 18

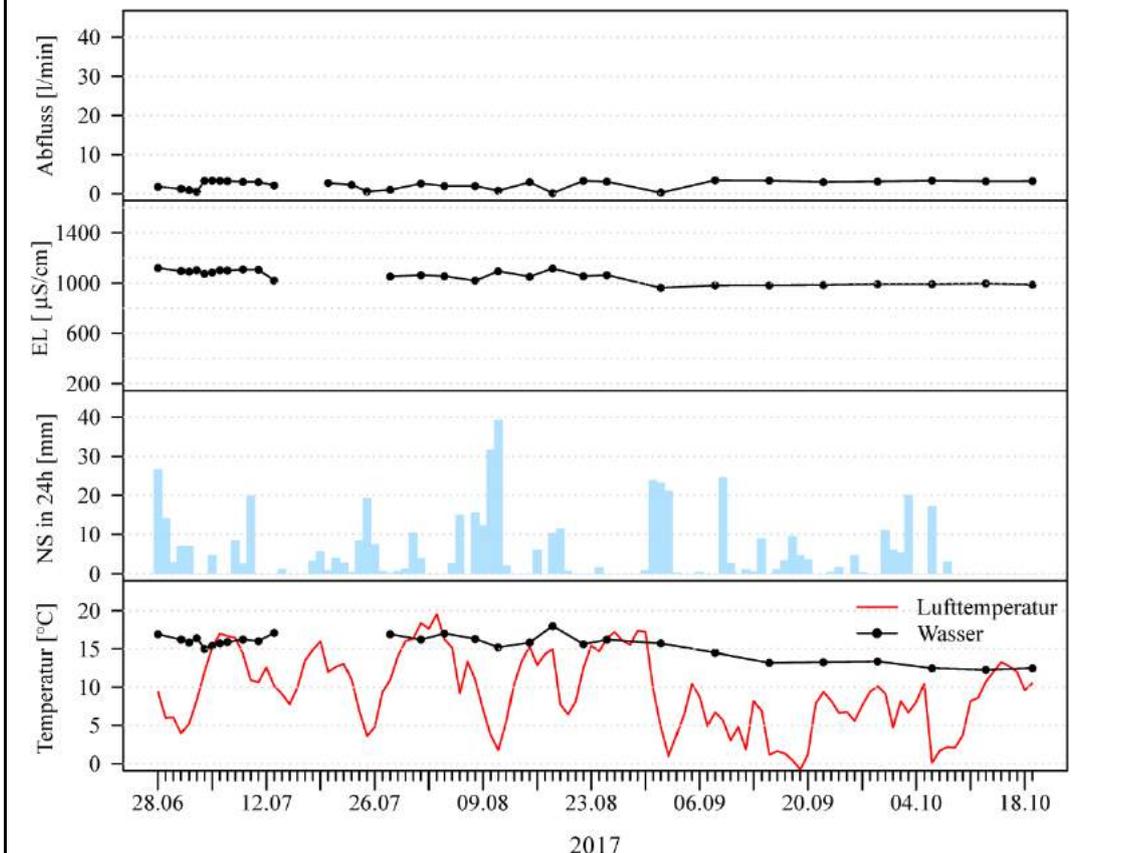


Entnahmestelle W19

Koordinaten	646622 // 163966	Quellentyp	IIIa
Typ	Brunnen	Variabilität EL	mittel
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	hoch
Zusammensetzung	erhöhtes Mg, Ca	Variabilität Abfluss	hoch
Bemerkung	Das Wasser wird gemäss dem Besitzer oberhalb (nähe Fuss der Chratzera) gefasst.		



W 19

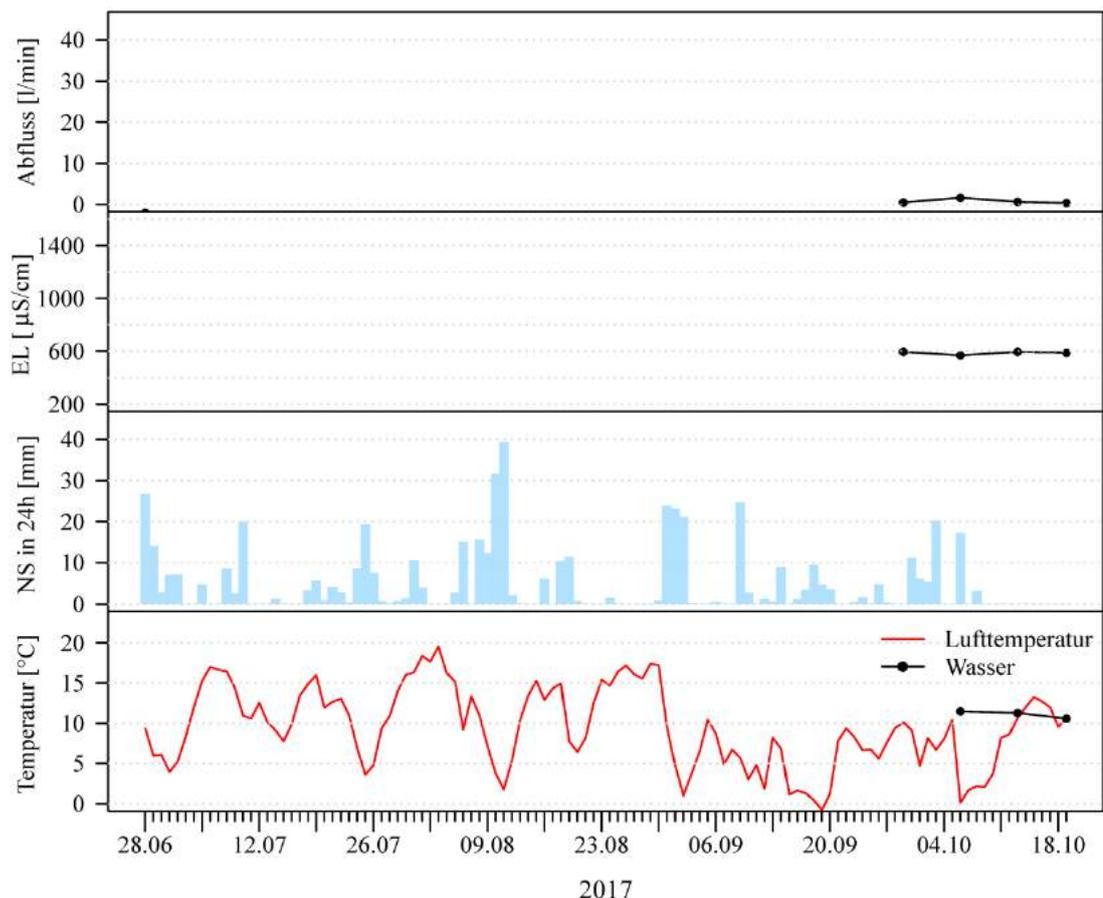


Entnahmestelle W20

Koordinaten	646803 // 163816	Quellentyp	I
Typ	Brunnen	Variabilität EL	gering
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung		Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Kuhtränke		



W 20

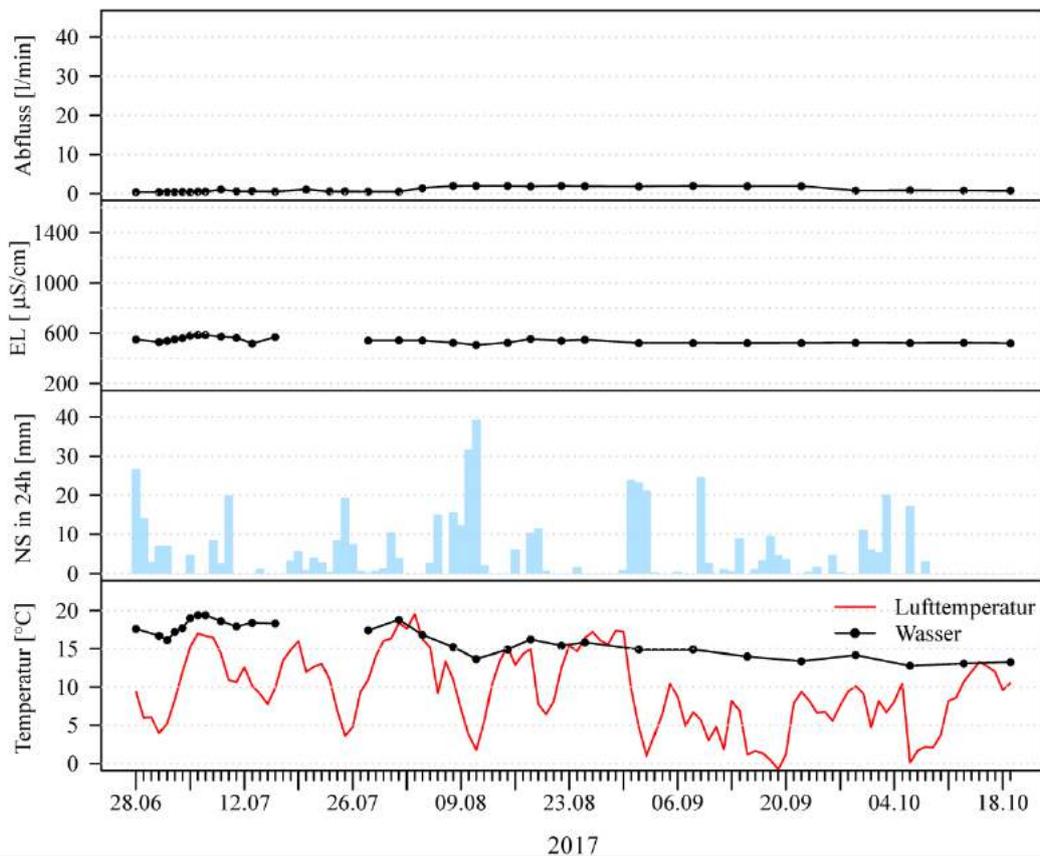


Entnahmestelle W21a

Koordinaten	645408 // 163646	Quellentyp	I
Typ	Brunnen	Variabilität EL	gering
Variabilität ² H und ¹⁸ O	Hoch (isotopisch schwerer im Herbst)	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung		Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	16 m von W21b entfernt.		

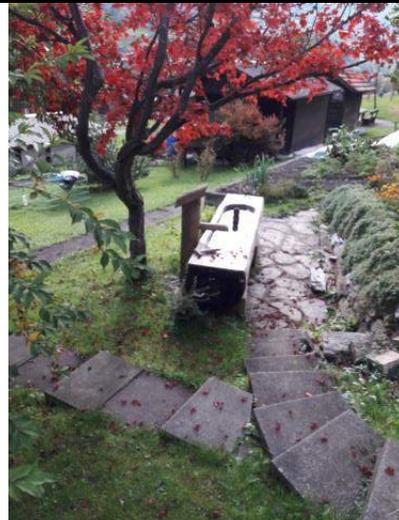


W 21a

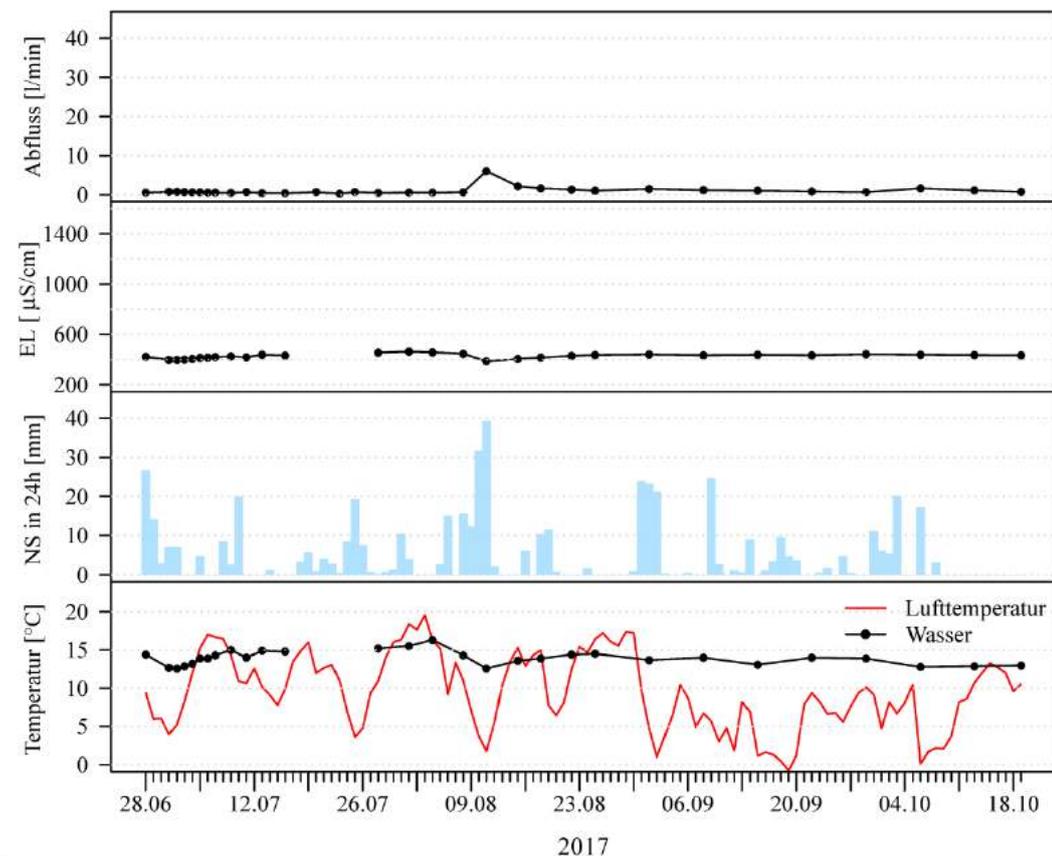


Entnahmestelle W21b

Koordinaten	645389 // 163641	Quellentyp	I
Typ	Brunnen	Variabilität EL	gering
Variabilität ^{2}H und ^{18}O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung	Erhöhtes F, Cl	Variabilität Abfluss	hoch
Bemerkung	16 m von W21a entfernt. Variabilität des Abflusses nur hoch weil sehr kleiner Abfluss		



W 21b

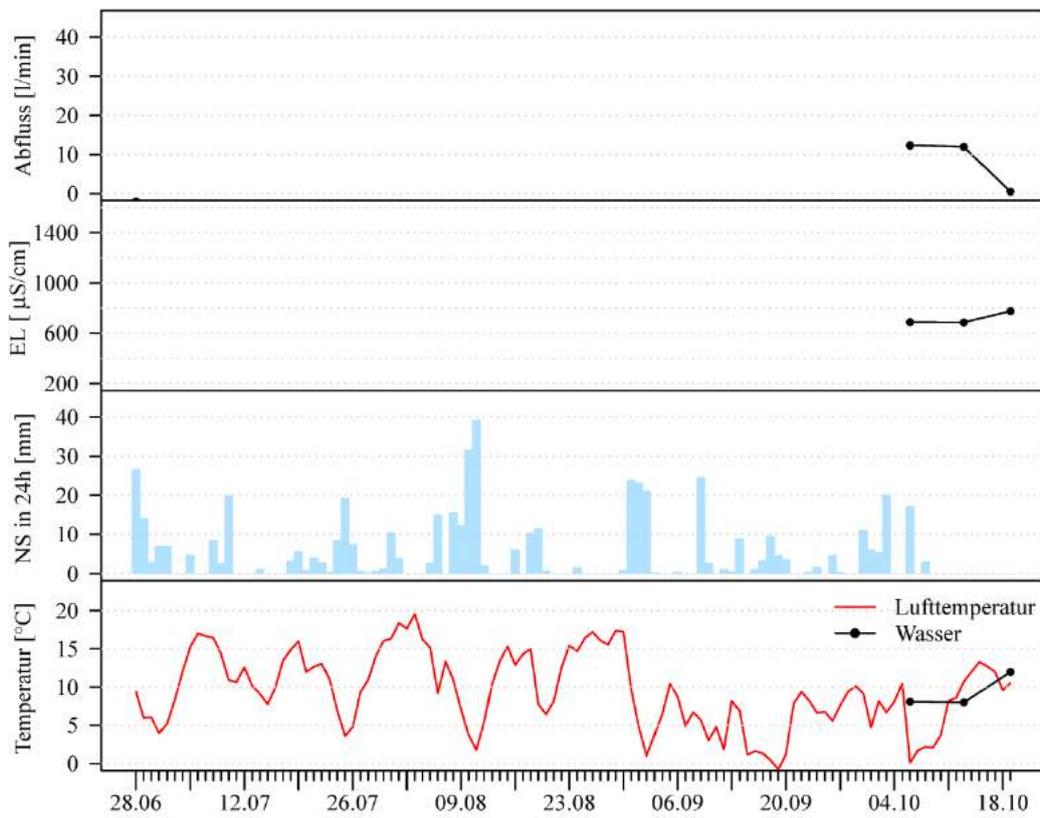


Entnahmestelle W23

Koordinaten	646899 // 164917	Quellentyp	IIIa
Typ	Bach verbaut	Variabilität EL	mittel
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung	erhöhtes Mn, Ba	Variabilität Abfluss	hoch
Bemerkung	Unter der Felswand. Nur drei Messwerte (wenig aussagekräftig).		



W 23

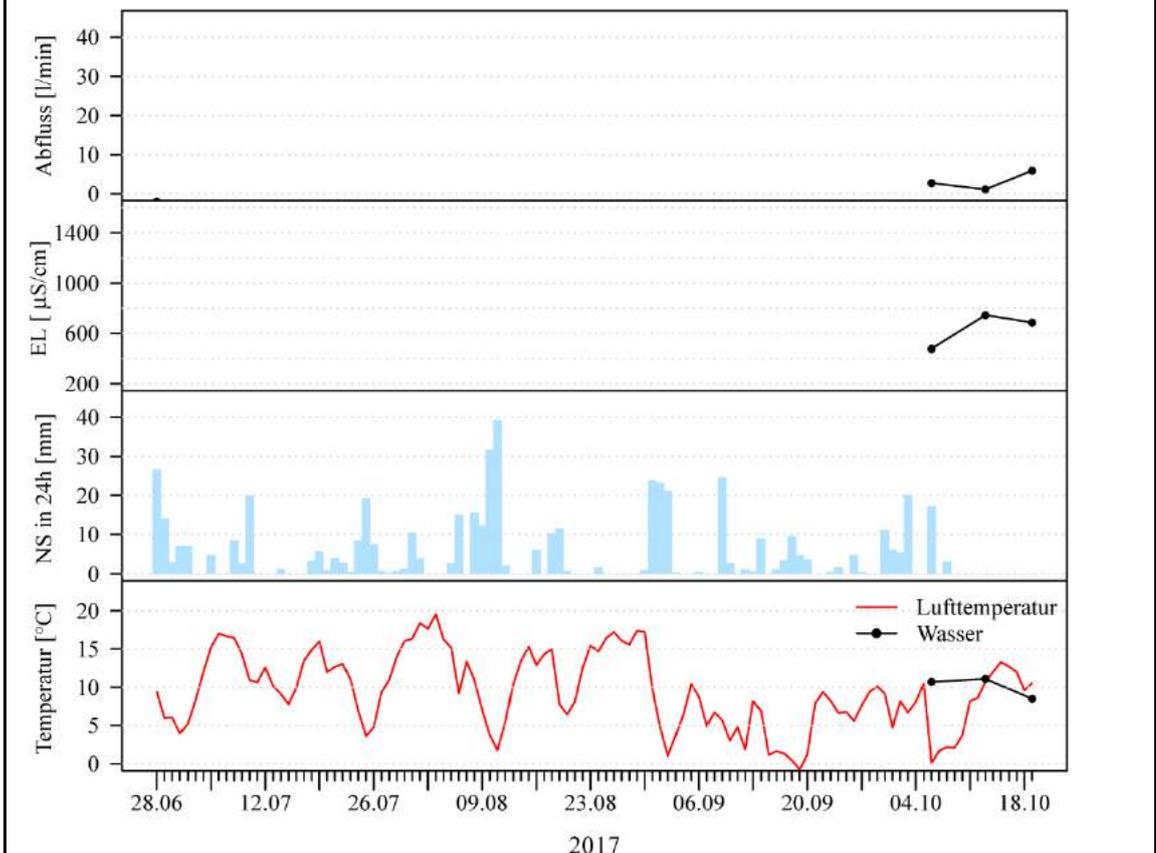


Entnahmestelle W26

Koordinaten	646721 // 165123	Quellentyp	I
Typ	Brunnen	Variabilität EL	hoch
Variabilität ² H und ¹⁸ O	gering	mittlere EL	mittel
Zusammensetzung		Variabilität Abfluss	mittel
Bemerkung	Quelle in Mulde. Kuhtränke. Nur drei Messwerte (wenig aussagekräftig).		



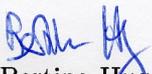
W 26



Persönliche Erklärung

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und die den verwendeten Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Zürich, 25. April 2018


Bertina Hug