

Daniel Elster, MSc.

Hydrogeological investigation approaches for conceptual model development concerning different aquifer systems.

Teil 1: Hydrogeologische Untersuchungen in einem Karstaquifer am Beispiel Stoderzinken, Österreich: Kombinierte Analyse von Infiltrations- und Entwässerungsvorgängen.

Teil 2: Investigation of the hydrogeological environment of Lofa County, Liberia, to inform borehole siting.

Masterarbeit

Zur Erlangung des akademischen Grades eines Masters of Science an der Fakultät für Bauingenieurwissenschaften der Technischen Universität Graz.

Betreuung

VAss. Mag. Dr. Gerfried Winkler

Univ.-Prof., Dipl.-Min. Dr.rer.nat. Martin Dietzel

Institut für Angewandte Geowissenschaften

2011

Diese Masterarbeit wurde im Rahmen des **Master of Science Doppeldiplomprogramms** (MSc. MSc.) der Technischen Universität Graz und Cranfield University, Großbritannien durchgeführt. Teil 2 wurde bereits zum Erlangen des akademischen Titels Master of Science an der Cranfield University eingereicht.

EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre hiermit eidesstattlich, die vorliegende Arbeit selbstständig und nur unter Zuhilfenahme der angeführten Literatur verfasst zu haben.

Graz, im Dezember 2011

Daniel Elster

DANKSAGUNG

Ich möchte mich insbesondere bei meinem Betreuer Dr. Gerfried Winkler bedanken, der mich über das gesamte Doppeldiplomprogramm hinweg fachlich sehr professionell und unterstützend betreut hat. Mein Dank Dank gilt auch Prof. Martin Dietzel und den Mitarbeitern der TU für ihre fachliche Unterstützung: Ing. Judith Jernej, Ing. Maria Hierz und Mag. Thomas Rinder. Dr. Markus Herndl, Matthias Kandolf und den Mitarbeitern der Forschungsstation Raumberg Gumpenstein danke ich herzlichst für ihre Unterstützung vorort beim Stoderzinken. Ebenso bedanke ich mich bei Mag. Gernot Zenkl (ZAMG), Ing. Peter Schefbaenker (OEBF), Adolf Ladinig (Revierjäger) und Johann Reiter (Wassergenossenschaft Aich). Besonders danke ich auch Frau Anna Maria Pendl und Herrn Prof. Dietmar Klammer an der TU Graz für ihre freundliche Unterstützung.

Das Projekt in Liberia betreffend, bedanke ich mich bei meinem Betreuer Ian Holman PhD., bei meiner Community Water & Sanitation (CWS) Kurs Direktorin, Alison Parker PhD. sowie bei Projekt- Koordinatorin Lisa Rudge MSc. von Action Contre La Faim (ACF). Ohne die Unterstützung von Lassana Dosso und Mamadee Camara wäre das Projekt wohl um einiges schwieriger geworden.

Und nicht zuletzt möchte ich mich bei meiner Familie und meinen Freunden für ihre vielfältige Unterstützung und ihren Zuspruch bedanken.

KURZZUSAMMENFASSUNG

Vorwort

Rund 884 Millionen Menschen in Entwicklungsländern haben bereits heute keinen Zugang zu sauberem Trinkwasser und mit dem Bevölkerungswachstum steigt natürlich auch der Wasserbedarf. Der Klimawandel wird die Situation noch zusätzlich verschärfen, obwohl sich die Internationale Gemeinschaft ambitionierte Ziele wie die „Millenium Development Goals“ (z.B 7c. Die Anzahl der Menschen ohne Zugang zu sauberem Trinkwasser bis 2015 zu halbieren) gesetzt hat.

Diese Arbeit versucht Hydrogeologie und Wassermangement interdisziplinär zu verbinden, um so bestehende Grundwasservorkommen bestmöglich zu charakterisieren und in weiterer Folge nachhaltig nutzen zu können.

Im Fokus stehen 2 Fallbeispiele mit unterschiedlichen hydrogeologischen Bedingungen: Ein komplexer Karstaquifer in den Nördlichen Kalkalpen, Steiermark, Österreich und Grundwasserprospektion in Lofa County, Liberia (Westafrika).

Teil 1: Hydrogeologische Untersuchungen in einem Karstaquifer am Beispiel Stoderzinken, Österreich: Kombinierte Analyse von Infiltrations- und Entwässerungsvorgängen.

Rund 50% des österreichischen bzw. 25% des globalen Trinkwassers wird derzeit aus Karstgrundwasserleitern entnommen. Ziel dieser Arbeit ist es, ein komplexes Karstsystem am Beispiel Stoderzinken bei Gröbming hydrogeologisch zu charakterisieren und somit Grundlagen für ein besseres Verständnis der Grundwasserneubildungsdynamik zu erarbeiten. Die Erfassung der Entwässerungscharakteristik des rund 33,5km² großen Untersuchungsgebiets erfolgte über eine hydrogeologische Kartierung mit Augenmerk auf physikochemische Parameter von Grundwasseraustritten und über hydrochemische Untersuchungen der folgenden Hauptelemente an 20 ausgewählten Quellen: Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻. Hinzu kamen bei diesen Quellen Untersuchungen auf die stabilen Umweltisotope ¹⁸O und ²H. An 2 ausgewählten Oberflächengerinnen wurden über automatisierte, zeitlich hochauflösende (15min) Pegelmessstationen die Schüttungen gemessen. Stark verkarsteter Dachsteinkalk, Wettersteinkalk und Wettersteindolomit sind die Hauptaquifere im Untersuchungsgebiet. Bei der Südflanke des Stoderzinken verläuft die Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung (SEMP) von Westen nach Osten. Vor allem dolomitische Einheiten des Mandling Zuges sind ab hier im Süden von hydrogeologischer Bedeutung. Das

gesamte Untersuchungsgebiet ist in 4 orographische Einzugsgebiete zu unterteilen, wobei an den beiden größten von Norden nach Süden entwässernden Vorflutern (Gröbmingbach und Gradenbach) Pegelmessstationen installiert wurden. Das Entwässerungsregime dieser Oberflächengerinne unterscheidet sich grundlegend. Das Retentionsvermögen des Gröbmingbachs (Trockenwetterfalllinie $\alpha=0,25-0,28$ 1/Tag) ist viel geringer als jenes des Gradenbachs (Trockenwetterfalllinie $\alpha=0,01-0,05$ 1/Tag). Dieses Verhalten ist in erster Linie auf die Lithologien in den Einzugsgebieten, nämlich der Dominanz von Dachsteinkalk im Einzugsgebiet Gröbmingbach und von Wettersteindolomit im Einzugsgebiet Gradenbach zurückzuführen. Über Wasserbilanzrechnungen konnten Niederschlag, Abfluß und Verdunstung quantifiziert und in Beziehung gebracht werden. Während beim Gröbmingbach für das hydrologische Jahr 2010/11 die tatsächliche Abflussspende nur etwa 13% der Theoretischen (berechnet über Niederschlag- Evapotranspiration) entsprach, zeigte der Gradenbach eine deutlich ausgeglichene Wasserbilanz. Über den Zeitraum Oktober 2009- November 2010 entsprach die tatsächliche Abflussspende 138-176% der Theoretischen. Somit gilt nur für das Einzugsgebiet Gröbmingbach, dass die Hauptmenge des Wassers nach Norden entwässern muss. Hydrochemisch lassen sich die im Dolomit mineralisierten Wässer am besten über das Ca/Mg Verhältnis von jenen im Kalkstein mineralisierten differenzieren (Dachsteinkalk 10-35; Wettersteindolomit 1,6-2,3). Hydrochemischen Untersuchungen zeigten, dass sich an der Südflanke des Stoderzinkens wahrscheinlich ein Vorkommen des Haselgebirges (Gips/Anhydrit) befindet (deutlich höhere SO_4^{2-} Konzentrationen und höhere Ca Sättigungsgrade).

Teil 2: Investigation of the hydrogeological environment of Lofa County, Liberia, to inform borehole siting.

Die gesamte Infrastruktur Liberiens, insbesondere die Trinkwasserversorgung, wurde während des 14- jährigen Bürgerkriegs schwer in Mitleidenschaft gezogen und zentrale Wassersysteme wurden defakto gänzlich zerstört. Mittlerweile befindet sich das Land wieder in der Aufbauphase, doch noch immer haben 51% der ländlichen Bevölkerung keinen Zugang zu sauberem Trinkwasser. Hauptsächlich werden gebohrte (Drehbohrtechnik und DTH Technik bis max. 40m) und gegrabene Brunnen (bis ca. 15m) verwendet, um Grundwasser zu fördern. Für die Auswahl neuer Bohrstellen muss zunächst eine hydrogeologische Grundwasserprospektion erfolgen. Nur so können zufriedenstellende Ergebnisse, wie eine Förderrate von mindestens

1000l/std, eine akzeptable Wasserqualität sowie Nachhaltigkeit (genügend Wasser auch in der Trockenzeit), erreicht werden. Leider ist der hydrogeologische Wissensstand vorort noch gering und die Misserfolgsquote bei Bohrungen dementsprechend hoch. Das Ziel dieser Arbeit war die Hydrogeologie der Region Lofa County, Liberia zu charakterisieren und darauf aufbauend eine vielversprechende Strategie für die Bohrstellenauswahl zu entwickeln. Ein konzeptionelles hydrogeologisches Modell für das Vorkommen von Grundwasser wurde auf Basis von Literaturrecherche, hydrogeologischer Feldarbeit und existierenden Bohrloch Protokollen erstellt. Eine integrative Methode für die Bohrlochauswahl wurde im Rahmen einer Bohrkampagne der Nichtregierungsorganisation (NGO) Action Contre La Faim (ACF) in 7 ländlichen Gemeinschaften angewandt und anschließend evaluiert. Insbesondere stand die Anwendbarkeit sowie das Kosten/Nutzen Verhältnis von 2D Geoelektrik für die dortigen Verhältnisse im Fokus. Präkambrische kristalline Gesteine (Granit und Gneis), jährliche Niederschläge von 2000-3000mm und tropische Temperaturen sind charakteristisch für das Gebiet. Das anstehende Gestein wird von lateritischen Verwitterungsschichten (in situ Verwitterung, Kolluvium) überdeckt. Der Grundwasserspiegel befindet sich meist in einer Tiefe von ca. 7m und eine Regolith Mächtigkeit von mindestens 15-20m ist für eine ausgewählte Bohrstelle empfehlenswert, da sonst nicht genügend Aquiferpotential erfasst werden kann. Denn im darunterliegenden anstehenden kristallinen Gestein (falls keine Klüfte vorhanden sind) tritt im Prinzip kein nutzbares Grundwasser auf. Ist der Regolith geringmächtiger, müssen Bruchzonen ausfindig gemacht werden. 2D Geoelektrik eignet sich bestens, um die Regolith Mächtigkeit und die Ausdehnung von Bruchzonen zu bestimmen. In manchen Fällen kann auch der Wasserspiegel erkannt werden. Allerdings ist die 2D Geoelektrik teuer und für die Bedienung der Geräte ist gut geschultes Fachpersonal notwendig. Da hydrogeologische Feldmethoden auch ohne Geophysik Erfolgsraten von gut 70% erwarten lassen, ist es fraglich, ob man in bestimmten Fällen, vor allem bei Kleinprojekten, nicht auf 2D Geoelektrik verzichten könnte.

Die beiden Projekte im Kontext

Bei beiden Projekten basieren aufwändigere Arbeitsschritte, z.B. hydrogeochemische Analysen oder geophysikalische Untersuchungen auf den Ergebnissen hydrogeologischer Kartierungsarbeiten. Fernerkundung und die Verwendung von

Geoinformationssystemen (GIS) sind hilfreich, um eine Übersicht über das Untersuchungsgebiet zu erhalten.

ABSTRACT

Preface

About 884 million people suffer in low income countries from lack of access to safe water sources. Increasing water consumption due to population growth and climate change are likely to exacerbate this situation in future, despite the existence of ambitious programmes like the Millenium Development Goals (MDGs) e.g. 7c. halve the population without access to safe water by 2015. This project tries to interdisciplinary connect Hydrogeology and Water Management for a better and more appropriate characterisation and use of available water resources. Project 1 is about the characterisation of a karstic aquifer system in the Austrian Calcareous Alps and project 2 focuses on groundwater prospection for groundwater development via boreholes in the crystalline hydrogeological environment of Lofa Count, Liberia (West Africa).

Part 1: Hydrogeological investigations of a karst aquifer, Stoderzinken Mountain, Austria: A combined analysis of infiltration and exfiltration processes.

Today, 25% of global drinking water comes from karst aquifers and in Austria it is even 50%. Aim of this project is to hydrogeologically characterise the complex Stoderzinken karst aquifer system near Gröbming (Styria, Austria) and to improve understanding of its groundwater recharge dynamics. The field of investigation comprised approximately 33,5km². The methodology contained hydrogeological mapping focusing on location and physicochemical parameters of springs and the hydrochemical investigations of 20 selected springs considering the following principal elements: Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, HCO₃⁻ and SO₄²⁻. Additionally, environmental isotopes ¹⁸O and ²H of the same springs were analysed. The discharge of 2 selected streams (Gröbmingbach and Gradenbach, both discharging to the south) was investigated with installed data loggers measuring gauge levels in a time interval of 15 minutes. Major aquifers are found in karstic limestones (Dachsteinkalk Formation, Wettersteinkalk Formation) and dolomites (Wettersteindolomit Formation). A geological fault system, the Salzach- Ennstal- Mariazell- Puchberg- Störung (SEMP) leads from E to W and is found S of the Stoderzinken. Mainly dolomitic aquifers (Mandling Zug) are present in that area. The entire field of investigation is separated in 4 orographic catchment areas but dataloggers were only installed in 2 streams. Those, Gröbmingbach and Gradenbach, show completely different discharge

dynamics. Steeper recession curves (TWL $\alpha=0,25-0,28$ 1/day) with a much lower hydraulic retention potential are characteristic for the Gröbmingbach and recession curves of the Gradenbach are typically more plane (TWL $\alpha=0,01-0,05$ 1/day). Calculating water balances for both catchment areas over defined time intervals helped to quantify and relate the following hydrologic key parameters to each other: precipitation, discharge and evapotranspiration. Occuring lithologies have the biggest impact on those different behaviours. The catchment area of the Gröbmingbach consists mainly of karstic limestone (Dachsteinkalk Formation, Wettersteinkalk Formation) while dolomites dominate the catchment area of the Gradenbach (Wettersteindolomit Formation). The actual discharge of the Gröbmingbach for the hydrological year 2009/2010 was only 13% of the theoretic one (calculated via precipitation- evapotranspiration). Much more balanced at the Gradenbach, the actual discharge was about 138-176% of the theoretic one for the time period October 2010- June 2011. Those results show that the main amount of available water in the catchment Gröbmingbach must discharge N.

Differentiating between spring waters mineralised in dolomites or limestones is possible by analysing the Ca/Mg proportion. Values of 10 to 35 can be associated with limestones (Dachsteinkalk formation) and values between 1,6 to 2,3 with dolomites (e.g. Wettersteindolomit). The hydrochemical investigations showed that spring waters with high SO_4^{2-} concentrations and high degrees of Ca saturation found at the southern flank of the Stoderzinken are probably linked to evaporitic deposits (Haselgebirge).

Teil 2: Investigation of the hydrogeological environment of Lofa County, Liberia, to inform borehole siting.

Liberia is recovering from a 14 year civil war and currently turns from a state of emergency to one of development. Only 51% of the rural population has access to safe drinking water. Appropriate site selection for boreholes increases success rates and enhances yield performance but requires deeper understanding of the local hydrogeological environment. Little hydrogeological knowledge is available in Liberia that causes high failure rates of new water points among groundwater project implementers. This research aimed to characterise the hydrogeological environment of Lofa County, Liberia and further identify a promising strategy for borehole site selection. A conceptual hydrogeological model for groundwater occurrence was developed based on a literature review, existing borehole lithology logs and

hydrogeological fieldwork. An integrated method strategy for borehole siting was trialled within the framework of a borehole drilling campaign in 7 communities implemented by Action Contre La Faim (ACF). Emphasis was especially given to potential suitability and accuracy of 2D electrical imaging. Precambrian crystalline bedrock, annual precipitation of 2000 to 3000mm and tropical temperatures are characteristic for Lofa. A weathered overburden overlies the bedrock and bears aquifers suitable for small scale rural groundwater development. Due to a shallow groundwater level of 7m on average, a regolith thickness of approximately 15- 20m is preferable for successful site selection in most cases. Fractured zones are the only option if weathering layers are thin or absent. 2D electrical imaging is suitable to accurately predict depth to bedrock and extent of fracture zones but it is debatable if expensive geophysical methods are needed. Borehole site selection based on hydrogeological field methods and local expertise is obviously enough to achieve high success rates above 70% in an overall relatively “predictable” hydrogeological environment.

Both projects in a cross-border context

Both project showed, that hydrogeological fieldwork (mapping) is preliminary for advanced investigations like hydrochemical analysis or geophysical measurements and should be therefore advocated as a first step approach after reviewing existing literature. Remote sensing and GIS are additionally excellent to maintain an overview of the area of investigation and should be always involved in project planning.

ABKÜRZUNGEN

ACF: Action Contre La Faim

ASTER: Advanced Spaceborne
Thermal Emission and Reflection

BGS: British Geological Survey

DEM: Digital Elevation Model

DFID: Department for International
Development

DTH: Down the hole

ETp: Evapotranspiration

EZG: Einzugsgebiet

GIS: Geographic Information System

GMWL Global Meteoric Water Line

GPS: Global Positioning System

GWEI: Groundwater Exploration
Incorporated

INGO: International Non-Government
Organisation

LGS: Liberian Geological Survey

LHS: Liberian Hydrological Survey

MDGs: Millenium Development Goals

MRS: Magnetic Resonance Sounding

N, S, W, E: Norden, Süden, Westen,
Osten,

NKA: Nördliche Kalkalpen

SEMP: Salzach Ennstal Mürz Puchegg
Störung

SPOT: Systeme Pour d'Observation de
la Terre

SRTM: Shuttle Radar Topography
Mission

TWL: Trockenwetterlinie

UN: United Nations

UNDP: United Nations Development
Programme

USGS: United States Geological
Survey

V SMOW: Vienna Standard Mean
Ocean Water

WaSH: Water, Sanitation and Hygiene

ZAMG: Zentralanstalt für Meteorologie
und Geodynamik

INHALTSVERZEICHNIS

KURZZUSAMMENFASSUNG

ABSTRACT

ABKÜRZUNGEN

1	HYDROGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IN EINEM KARSTAQUIFER AM BEISPIEL STODERZINKEN, ÖSTERREICH: KOMBINIERTE ANALYSE VON INFILTRATIONS- UND ENTWÄSSERUNGSVORGÄNGEN.....	1
1.1	EINLEITUNG.....	1
1.1.1	REGIONALE ÜBERSICHT.....	3
1.2	GRUNDLAGEN.....	3
1.2.1	KLIMA.....	3
1.2.2	GEOLOGIE UND TEKTONIK.....	4
1.2.3	LITHOLOGIEN IM UNTERSUCHUNGSGBIET.....	9
1.2.4	HYDROGEOLOGIE.....	11
1.2.5	REGIONALE HYDROCHEMIE.....	14
1.2.5.1	KALK- KOHLENSÄURE GLEICHGEWICHT.....	14
1.2.5.2	IONENVERHÄLTNISSE.....	14
1.2.6	STABILE UMWELTISOTOPE ($^{18}\text{O}/^2\text{H}$).....	15
1.2.7	ERFORSCHUNGSGESCHICHTE DES UNTERSUCHUNGSGBIETS.....	16
1.3	METHODIK.....	18
1.3.1	HYDROGEOLOGISCHE KARTIERUNG.....	18
1.3.2	HYDROGRAPHISCHE ANALYSE.....	19
1.3.2.1	DATENERHEBUNG.....	19
1.3.2.2	DATENAUSWERTUNG.....	20
1.3.3	HYDROCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN.....	21
1.3.3.1	CALCIT SÄTTIGUNGSGRAD (S_C).....	22
1.3.3.2	PARTIALDRUCK CO_2 (P_{CO_2}).....	23
1.3.4	STABILE UMWELTISOTOPE ($^{18}\text{O}/^2\text{H}$).....	23
1.3.5	WASSERBILANZ.....	23

1.3.5.1	NIEDERSCHLAG	24
1.3.5.2	VERDUNSTUNG	24
1.3.6	CHRONOLOGISCHE ZUSAMMENFASSUNG DER ARBEITSSCHRITTE	25
1.4	ERGEBNISSE & DISKUSSION.....	26
1.4.1	HYDROGEOLOGISCHE KARTIERUNG	26
1.4.1.1	EINZUGSGEBIET DES GRADENBACHS	29
1.4.1.2	EINZUGSGEBIET DES GRADENBACHS	31
1.4.1.3	EINZUGSGEBIETE DES DÜRENBACHS UND FEISTERGRABENBACHS	33
1.4.2	HYDROGRAPHHAUSWERTUNG.....	35
1.4.2.1	SCHLÜSSELKURVE	35
1.4.2.2	AUSLAUFVERHALTEN.....	35
1.4.2.3	TROCKENWETTERFALLLINIEN	39
1.4.3	HYDROCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN.....	42
1.4.4	STABILE UMWELTISOTOPE ($^{18}\text{O}/^2\text{H}$)	50
1.4.5	WASSERBILANZ.....	53
1.4.5.1	DIE KOMPONENTEN DER WASSERBILANZ UND UNSICHERHEITEN.....	54
1.5	SCHLUSSFOLGERUNGEN, INTERPRETATION UND AUSSICHT.....	56
1.6	LITERATUR	58
1.7	ABBILDUNGSVERZEICHNIS.....	62
1.8	TABELLENVERZEICHNIS	63
1.9	ANHANG.....	65
1.9.1	QUELLKATASTER	65
1.9.2	EINZELNE MESSKAMPAGNEN DER HYDROCHEMISCHEN UNTERSUCHUNGEN.	128
1.9.3	GEOLOGISCHE KARTE.....	133

2	INVESTIGATION OF THE HYDROGEOLOGICAL ENVIRONMENT OF LOFA COUNTY, LIBERIA, TO INFORM BOREHOLE SITING.....	135
2.1	INTRODUCTION	135
2.2	LITERATURE REVIEW	137
2.2.1	YEARS OF CONFLICT	137
2.2.2	HYDROGEOLOGICAL ENVIRONMENT	137
2.2.3	GROUNDWATER OCCURRENCE IN CRYSTALLINE BEDROCK.....	138
2.3	APPROPRIATE SITING STRATEGIES.....	140
2.4	2D ELECTRICAL IMAGING.....	141
2.5	REMOTE SENSING	142
2.6	HYDROGEOLOGICAL FIELDWORK	143
2.7	METHODOLOGY	145
2.7.1	CONCEPTUAL HYDROGEOLOGICAL MODEL.....	145
2.7.2	SITING STRATEGY FOR BOREHOLE SELECTION	145
2.7.3	ACCURACY OF 2D ELECTRICAL IMAGING MODELS	147
2.8	RESULTS AND DISCUSSION.....	148
2.8.1	CONCEPTUAL HYDROGEOLOGICAL MODEL.....	148
2.9	SITING STRATEGY FOR BOREHOLE SELECTION	152
2.10	2D ELECTRICAL IMAGING.....	154
2.10.1	EXAMPLES OF INTERPRETED 2D IMAGING PROFILE	155
2.11	CASE STUDY OF BOREHOLE SITE SELECTION IN A VILLAGE.....	158
2.12	CONCLUSIONS	160
2.13	REFERENCES	162
2.14	LIST OF FIGURES.....	166
2.15	LIST OF TABLES.....	166
2.16	ANNEX	167
2.16.1	SELECTED PHOTOGRAPHS OF LOFA COUNTY.....	167

1 HYDROGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IN EINEM KARSTAQUIFER AM BEISPIEL STODERZINKEN, ÖSTERREICH: KOMBINIERTE ANALYSE VON INFILTRATIONS- UND ENTWÄSSERUNGSVORGÄNGEN

1.1 EINLEITUNG

Der theoretische nutzbare und erneuerbare Süßwasservorrat Österreichs beträgt derzeit etwa 84 Mrd. m³/a bei einem Verbrauch von nur 2,6 Mrd. m³/a (BRANDSTETTER ET AL., 2007). Etwa 50% des österreichischen und etwa 25% des globalen Trinkwassers wird aus Karstgrundwasserleitern (Karstaquifern) entnommen. Besonders die Nördlichen Kalkalpen tragen erheblich zur regionalen aber auch überregionalen Trinkwasserversorgung in Österreich bei (BMLFUW, 2008). Für den Schutz und für die nachhaltige Nutzung der Ressource Wasser ist das Verständnis der Prozesse von Grundwasserneubildungs- (Infiltration) und Entwässerungsdynamik (Exfiltration) unumgänglich.

Ziel dieser Arbeit war es, ein komplexes Karstsystem am Beispiel Stoderzinken hydrogeologisch zu charakterisieren und somit Grundlagen für ein besseres Verständnis der Grundwasserneubildungsdynamik zu erarbeiten. Zu diesem Zweck wurden grundlegende Daten zu Infiltrations- und zu Entwässerungsvorgängen erhoben, aufbereitet und ausgewertet.

Die Infiltrationsprozesse konnten mit Hilfe von Lysimetern qualitativ und quantitativ erfasst werden. Im Juli 2005 wurde an der Westseite des Stoderzinkens (1830 m Seehöhe) eine Gebirgslysimeterstation errichtet, welche einen wägbaren, monolithischen Lysimeter sowie Bodenwassersammler und eine Wetterstation umfassten (HERNDL ET AL. 2009). Mit Hilfe der Gebirgslysimeterstation konnten Sickerwassermengen und damit Grundwasserneubildungsraten punktuell in einer mit feinklastischen Sedimenten verfüllten Eintiefung quantifiziert werden. Somit konnten neben den Niederschlagsdaten auch die Wasserbilanzparameter wie Verdunstung und Grundwasserneubildungsraten für ein repräsentatives Almgebiet in den Nördlichen Kalkalpen quantifiziert werden.

Für eine kombinierte Analyse von Infiltrations- und Exfiltrationsvorgängen musste auch die Entwässerungscharakteristik des Untersuchungsgebietes erfasst werden. Zu diesem Zweck wurden die geologischen und hydrogeologischen Grundlagen des Gebiets erfasst und untersucht, insbesondere hinsichtlich der Grundwasseraustritte als Quellen. An den Quellen wurden Schüttung und physikochemische Parameter der Wässer erhoben. In weiterer Folge wurden ausgewählte Quellwässer hydrochemisch untersucht, um Rückschlüsse auf ihre Einzugsgebiete zu erhalten. Die Wassermenge aller Quellaustritte eines Einzugsgebietes konnte mit Hilfe automatisierter Pegelstationen an Oberflächengerinnen, die aus den Einzugsgebieten kommen, zeitlich hoch aufgelöst (15min) erfasst werden. Im Gebiet Stoderzinken wurden an den zwei größten nach Süden entwässernden Oberflächengerinnen Gradenbach und Gröbmingbach Monitoringsysteme installiert, um zeitlich hoch aufgelöste (kontinuierliche) Schüttungsdaten zu erhalten. Mit Hilfe der klimatischen Wasserbilanz kann die theoretische Wassermenge (=Abfluss) eines orographischen Einzugsgebietes berechnet werden, sofern die Niederschlagsmengen und die Verdunstung bekannt sind ($A=N-V$). Der Vergleich der gemessenen Abflussmenge und der theoretischen Abflussmenge ließ in weiterer Folge Schlüsse auf die Dimensionen des orographischen und des tatsächlichen Einzugsgebietes und somit auch auf die Richtung der unterirdischen Entwässerung zu.

1.1.1 Regionale Übersicht

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Raum Stoderzinken bei Gröbming, nördliche Steiermark. Das Untersuchungsgebiet umfasst das orographische Einzugsgebiet des Gröbmingbachs im E, das orographische Einzugsgebiet des Gradenbaches im W, die Brandalm im N sowie die Südseite des Aichbergs im S (Abbildung 1).

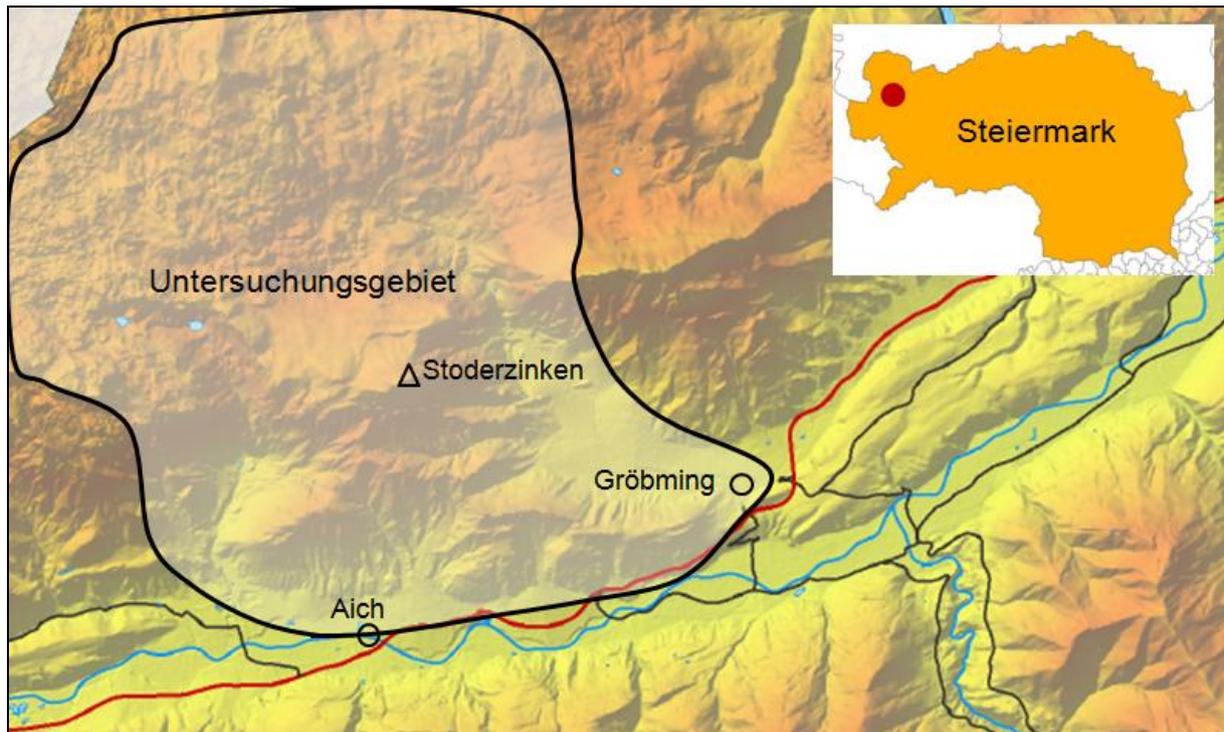


Abbildung 1: Lage des Untersuchungsgebietes in der nördlichen Steiermark (DIGITALER ATLAS STEIERMARK, 2011).

1.2 GRUNDLAGEN

1.2.1 Klima

Das Klima des Untersuchungsgebietes zeichnet sich durch hohe jährliche Niederschlagswerte und Schneemengen aus HERNDL ET AL. (2009). Schneeschmelze (März- April), Schneeakkumulation im Winter und Starkniederschläge in Form von Unwettern im Sommer und beginnendem Herbst sind neben Temperatur und Wind die wichtigsten Faktoren für die Grundwasserneubildung. Die Monatsniederschläge der Standorte Stoderzinken (1830m; Jahresniederschlag 992mm) und Gröbming (770m; Jahresniederschlag 1283mm) für 2010 sind Abbildung 2 zu entnehmen.

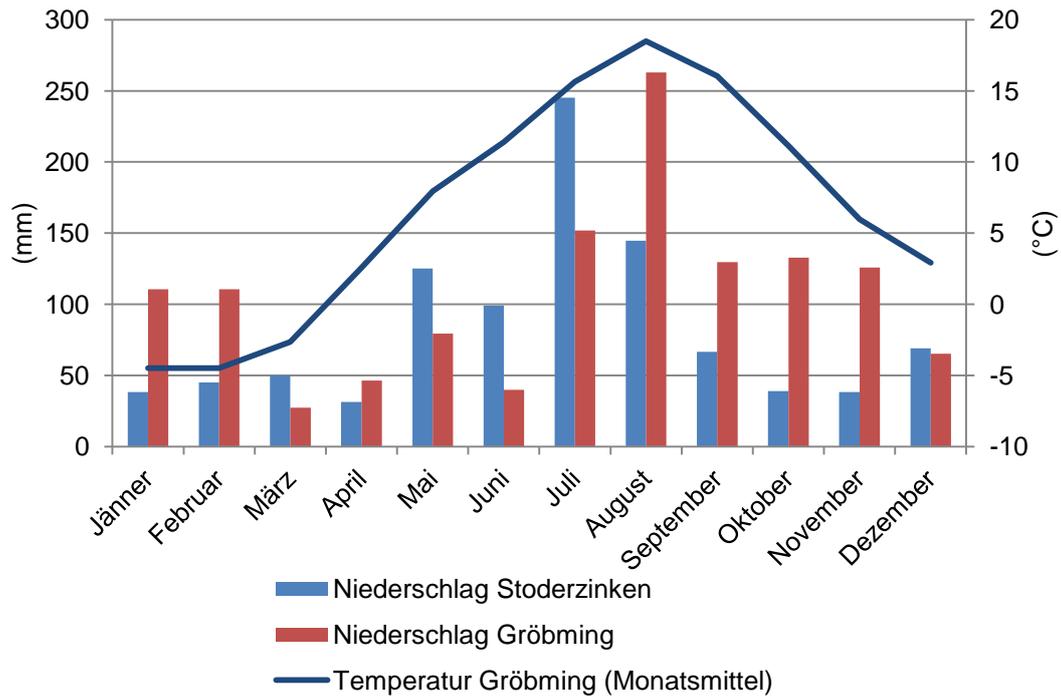


Abbildung 2: Niederschlags- und Temperaturwerte für das Jahr 2010 im Untersuchungsgebiet.

1.2.2 Geologie und Tektonik

Das Untersuchungsgebiet ist dem südöstlichen Teil der Dachsteinregion und damit den Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin) zuzuordnen. Deren Deckenstockwerk stellt die höchste tektonische Einheit der Ostalpen dar (Abbildung 3) (MANDL, 2000). Sedimentation in Trias und Jura sowie die alpidische Gebirgsbildung im Zeitraum Perm bis Eozän charakterisieren die Entstehungsgeschichte.

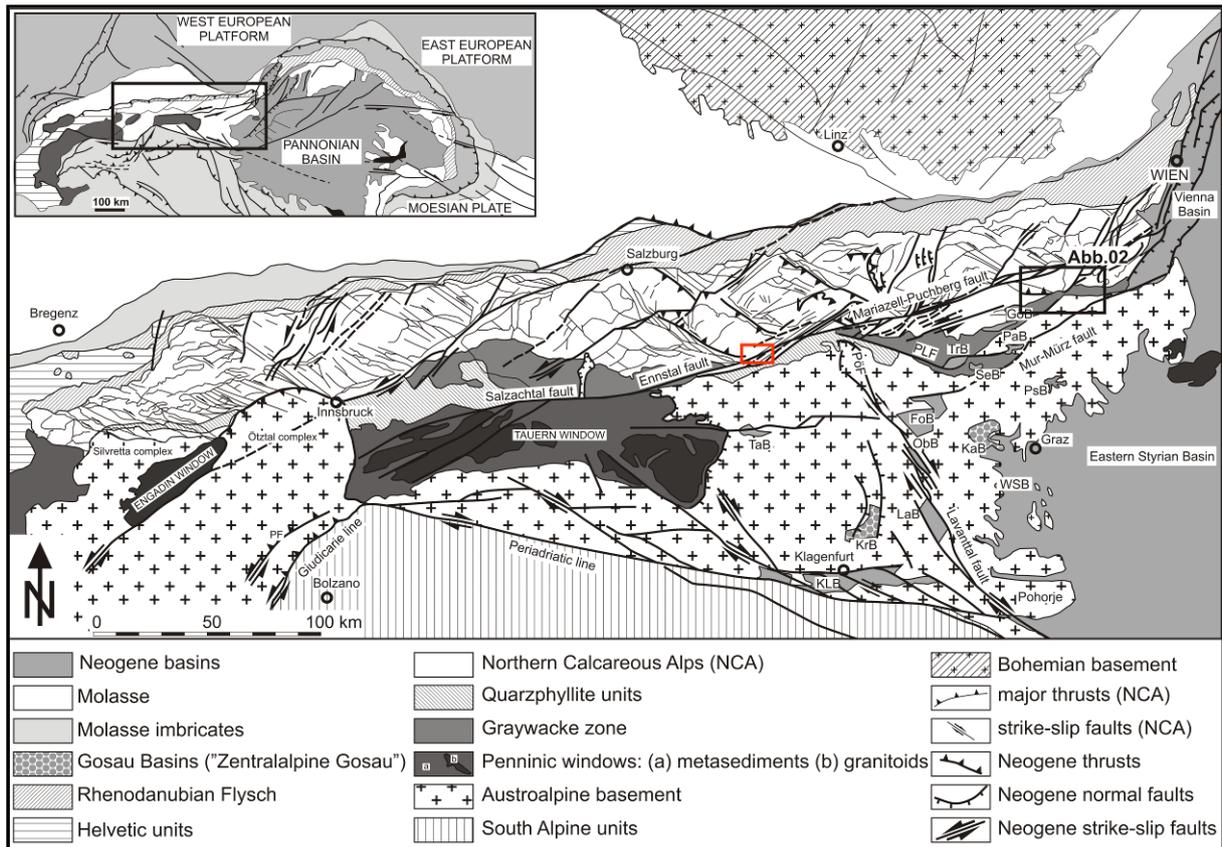


Abbildung 3: Übersicht der östlichen Ostalpen mit der Lage des Untersuchungsgebietes im roten Rahmen (modifiziert nach LINZER ET AL. (2002)); PLF=Palten – Liesing Störung; PöF=Pöls Störung; GöB=Göriacher Becken; PaB=Parschluger Becken; SeB=Seegrabener Becken; PSB=Passailer Becken; FoB=Fohnsdorfer Becken; ObB=Obdacher Becken; LaB=Lavanttaler Becken; TaB=Tamsweyer Becken; TrB=Trofaiacher Becken; KLB=Klagenfurter Becken; WSB=Weststeirisches Becken; KrB=Krappfelder Gosau Becken; KaB=Kainacher Gosau Becken.

Eine stratigraphische Abfolge von evaporitischen und seichtmarinen siliziklastischen Sedimenten erfolgte im Perm im Zuge einer ozeanischen Transgression auf ein metasedimentäres, variszisches Basement (MANDL, 2000). Die Öffnung des Meliata Hallstatt Ozeans, beginnend in der Trias, führte zu einer zunehmenden Karbonat Produktion. Mächtige Karbonatplattformen (wie Dachstein Formation, Wetterstein Formation und Hauptdolomit Fazies) und Becken mit lokal terrigenem Einfluss bildeten sich in der Mittleren und Oberen Trias aus. Im tieferen Schelfbereich (Hallstatt Fazies) lagerte sich pelagischer Kalkstein ab und es kam zu syndimentärem Diapirismus in jenen Bereichen, wo sich Evaporite aus dem Perm befanden (Abbildung 4). Olistolithe bildeten sich aufgrund von Klippen die sich im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung geformt hatten. In der Jura öffnete sich der Penninische Ozean kombiniert durch Ozean Spreading des Zentralatlantiks, wodurch

es zur Aufstapelung der Bajuvarischen, Tirolischen und Juvarischen Decke des Ostalpins kam. Das Juvarische Deckensystem bildete sich nach einer Loslösung vom kristallinen Basement und überschob flach die Gesteine des Tirolikums. In der Oberen Jura wurden Olistolithe, Deckenteilbereiche und syntektonisches klastisches Material gravitationsbedingt in tiefere Radiolarit-Beckenfazies-Bereiche transportiert. Die heute im Hangenden liegenden Decken und Deckenschollen des Juvarikum werden in Tiefjuvarikum (Hallstätter Entwicklung) und Hochjuvarikum (Dachsteindecke) differenziert. Ein Großteil der Masse der Dachsteinregion wurde demnach durch Seichtwasserkalke aus dem Hochjuvarikum gebildet. Heterogene, mergelige bzw. nur kalkige, geringmächtige Ablagerungen in tieferen Meeresbereichen charakterisieren die Gesteine des Tiefjuvarikum.

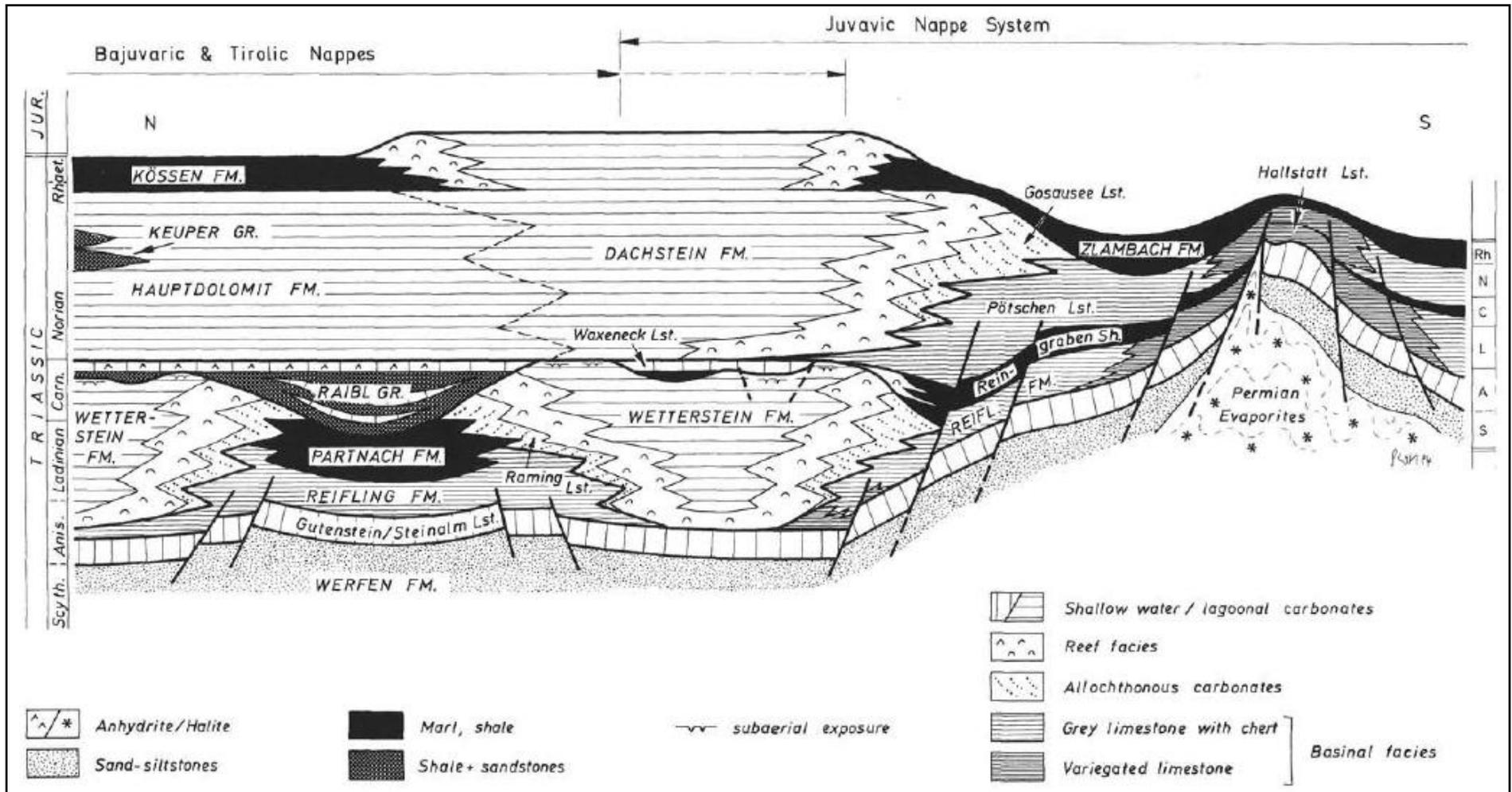


Abbildung 4: Trias Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen (MANDL, 2000).

Wettersteinkalk, Wettersteindolomit, Hauptdolomit und der bis zu 1000m mächtige Dachsteinkalk sind die wichtigsten Einheiten der Nördlichen Kalkalpen und somit auch der Dachsteinregion (MANDL, 2001). Aufgrund der komplexen Entstehungsgeschichte der Deckensysteme spricht man von einem allgemeinen Großschollenmosaik mit isolierten Einzelschollen. Abscherungs- und Überschiebungsbahnen, steil stehende Brüche und Blattverschiebungen charakterisieren viele Deckengrenzen. Während der alpidischen Deformation kam es zu Unmengen an bruchtektonischen Zerstückelungen der Flachwasserkarbonate.

Im palinspastischen Modell des Salzkammerguts beschreibt TOLLMANN (1986) die Dachsteindecke als Seichtwasserschelf, welcher im Norden durch den Mittelkanal (Miohallstätter Kanal) und im Süden durch den Südkanal (Euhallstätter Kanal) begrenzt ist. LEIN (1985) bezeichnet den Mittelkanal als Intraplattform mit pelagisch beeinflusster Fauna. Stratigraphisch wird der Mittelkanal als Mandling- Zug angeführt. In der Trias bis zum Ende des Eozäns überschob die Dachsteindecke den Mandling- Zug. Die Gesteine des Mandling-Zugs fallen somit nordwärts unter die Dachsteindecke ein und bilden die tektonisch tiefste Einheit der kalkalpinen Südrandschuppen. Die sinistrale SEMP Störungszone (Salzach- Ennstal- Mariazell- Puchberg Störung) stellt die Grenze zwischen Mandling-Zug und Dachsteindecke dar (Abbildung 5) (MANDL, 2000). Diese wurde im Zuge der Tauern Exhumierung (Tauernfenster) im Miozän mit Verschiebungen im 10er km Bereich ausgebildet. Mandling-Zug und Dachsteindecke werden von altpaläozoischen Schiefen der oberostalpinen Grauwackenzone (variszischen Gebirgsbildung) unterlagert.

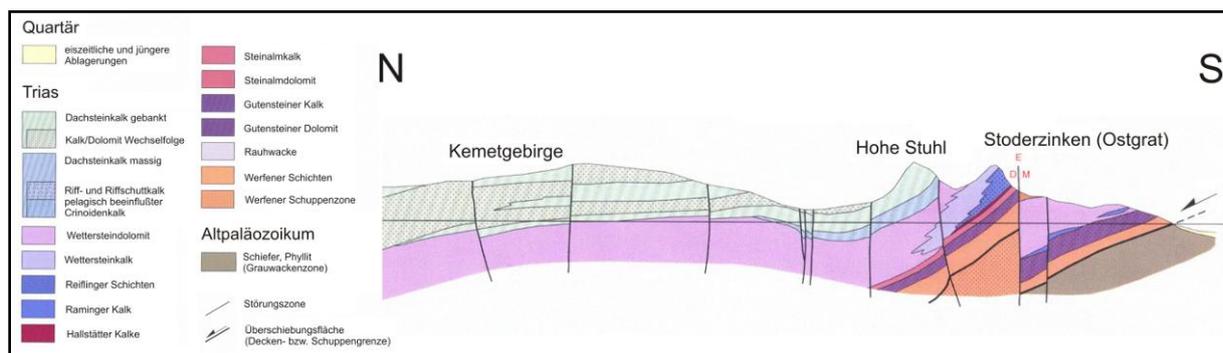


Abbildung 5: Geologisches Querprofil des Untersuchungsgebiets; E=Ennstalstörung, D=Dachsteindecke, M=Mandling-Zug; (modifiziert nach MANDL, 2001).

Die Kohlenserie (Paläogen / Neogen) der Stoderalm stellt das höchstegelegene Kohlevorkommen der Ostalpen dar (MANDL, 2001). Die mit der Karstlandschaft interagierende Augensteinlandschaft (2-3 cm große, quartzreiche Schotter-sedimente)

nordwestlich des Stoderzinkens ist auf die Überschotterung der Kalkalpen (aufgrund der aufsteigenden Zentralalpen bis in das Miozän) zurückzuführen.

Im Untersuchungsgebiet sind quartärer Hangschutt, Schwemmkegel, Moore, Massenbewegungen (vor allem bei den Tonschiefern), Eisrandsedimente und diverse Moränen für die Entwässerung von Bedeutung. Die Vergletscherungen führten zudem zu Gletscherschliffen, Rundhöckern und Zurundungen der Hänge. VAN HUSEN (1987) teilte die Entwicklung des oberen Ennstales während der Eiszeiten in die folgenden drei Phasen ein: Die älteste stellt den alten Talboden dar, die Zweitälteste wird durch eine Breccienbildung charakterisiert und die Jüngste beschreibt die Entwicklung während der letzten Eiszeit. Während der Würmvergletscherung reichte der Eisstrom im Ennstal bis auf 2000m. Massenbewegungen an der Südseite des Feistergrabens und Terrassen am Ausgang des Gradenbachs sind Folgen des Eisrückzugs. Eisrandsedimente bestehen aus fluviatilen Schottern und Sanden die sich am Rand der abschmelzenden Gletscher bildeten. Die glazialen Moränenablagerungen stammen von der Würmvereisung, sowie noch jüngeren Rückzugsstadien. Der Talkessel des Gradenbachs beinhaltet mächtige Kieskörper auf beiden Flanken aufgrund der stauend wirkenden ehemaligen Eismassen des Ennstales. Moränenreste deuten an, dass die Gletscherzunge aus dem Hängetal des Ahorn- und Grafenbergsees einmal bis zum Talboden des Gradenbachtals reichte. Die Verebnungen nördlich am Hangfuß von Aich und am Gröbminger Mittelberg in 800m Seehöhe sind auf Kiese (Relikte des ehemaligen Talboden des Ennstales) zurückzuführen. Dieser ehemalige Talboden war im Quartär bis zur Riß- Kaltzeit aktiv. Der Gletscher der sich im Hängetal des Ahorn- und Grafenbergsees befand, versorgte als Zustrom den Eisstrom des Ennstales.

1.2.3 Lithologien im Untersuchungsgebiet

Beim **Dachsteinkalk** (Zeitraum: Mittelnor- Rhät) handelt es sich um im Meterbereich gebankten oder um massigen Riffkalk. Letzterer ist im Bruch etwas dunkler und kompakter (BAUER, 1989). Die gebankten Dachsteinkalke entstanden in einem Lagunenmilieu. KRAUTHAUSEN (1989) verweist auf besonders hohe Ca/Mg Verhältnisse sowie niedrige Sulfat Gehalte im Dachsteinkalk. Die Horizonte des Dachsteinkalks (Loferer Zyklitherm) wurden von FISCHER (1964) beschrieben.

Der **Wettersteinkalk** (Zeitraum Ladin- Unterkarn) entstand in Riffnähe und ist hydrogeologisch dem Dachsteinkalk ähnlich (MANDL, 2001). Die Unterscheidung der verschiedenen Riffkalke ist schwierig, wenn sich dazwischen keine Dolomite befinden.

Der **Wettersteindolomit** (Zeitraum Ladin- Unterkarn) ist sekundär dolomitisierter Wettersteinkalk (MANDL, 2001). Dies erfolgte wahrscheinlich in lagunären Bereichen. Die Abgrenzung zum Wettersteinkalk ist unregelmäßig und verzahnt.

Der **Waxeneckdolomit** (Zeitraum: Oberkarn, Trias) ist ebenfalls ein sekundär dolomitisiertes Flachwasserkarbonat (MANDL, 2001).

Die **Nordalpine Raibl Gruppe** (Zeitraum: Karn, Trias) ist eine Gesteinsvergesellschaftung von schwarzen Schiefertönen, Hornsteinkalken und dunklen sedimentären Kalkbreccien mit geringeren hydraulischen Durchlässigkeiten als bei den verkarsteten Kalken (MANDL, 2001).

Wechselfolgende pelagische Schlammkalke und allochthoner Riffdetritus charakterisieren den **Raminger Kalk** (Zeitraum: Oberladin- Unterkarn, Trias) (MANDL, 2001).

Die **Reiflinger Schichten** (Zeitraum: Oberanis- Ladin, Trias) sind Kalke, die zeitgleich mit dem Wettersteinkalk in tieferem Wasser abgelagert wurden (MANDL, 2001).

Bei den **Hallstätter Kalken** (Zeitraum: Anis- Unterkarn, Trias) handelt es sich um hellrote, gelblich- beige oder auch hellgraue, zum Teil gebankte Kalke mit knolligen oder ebenflächigen Ausbildungen (MANDL, 2001).

Hellgraue, unterschiedlich massige Seichtwasserkalke charakterisieren den **Steinalmkalk** (Zeitraum: Anis, Trias) (MANDL, 2001).

Der hell- und dunkelgraue **Gutensteiner Dolomit** (Zeitraum: Anis, Trias) mit Schichtungen im cm bis dm Bereich weist Wechsellagerungen von schwarzen Einschaltungen dünnblättriger Dolomite auf (BENISCHKE, 2002). Die schwarze Färbung ist stets auf einen hohen Gehalt an organischer Substanz zurückzuführen und frische Bruchstücke riechen charakteristisch nach Schwefelwasserstoff.

Beim **Haselgebirge** (Zeitraum: Oberperm) handelt es sich um siliziklastisch-evaporitische Sedimentabfolgen (MANDL, 2001). Die relativ plastischen Ton-Salz-Gips/Anhydrit Breccien führen vereinzelt auch Dolomit. Die größten Vorkommen befinden sich in den alpinen Salzlagerstätten der Hallstätter Zonen, doch auch an der Dachstein-Südseite tritt es auf (SCHAUBERGER, 1986).

Silizklastische Sedimentgesteine mit Karbonaten im Hangenden und Schiefer sowie Quarzite und Quarzsandsteine an der Basis charakterisieren die wasserstauenden **Werfener Schichten** (Zeitraum: Skyth, Trias) (BENISCHKE, 2002).

Das Kohlevorkommen der Stoderalm sowie Sedimente beim Miesboden, wie Konglomerate, Arkose und Sandstein, sind dem **Ennstaler Tertiär** (Zeitraum: Karpat) zuzuordnen (MANDL, 2001).

1.2.4 Hydrogeologie

Das hydrogeologische System wird durch die Flachwasserkarbonate der Dachsteindecke maßgeblich beeinflusst. Die bis zu 1000m mächtige und stark verkarstete Dachsteinkalkabfolge bildet den Hauptaquifer (MANDL, 2001). Zusammen mit der sich im Liegenden befindenden Wettersteinformation variiert die Mächtigkeit von Dachsteinkalk, Wettersteinkalk und Wettersteinsdolomit zwischen 1500 bis 2000m. Das Grundwasser in den stark verkarsteten Kalken kann eine kurze Verweilzeit zeigen. Die Dolomite sind Kluftwasserleiter mit im Gegensatz zu Kalken großem Speichervolumen und langsameren Durchfluß. Dies ist auf die geringere Löslichkeit von Dolomit gegenüber Kalkstein, sowie auf das typisch spröde Verhalten von Dolomiten bei tektonischer Deformation zurückzuführen. Im für das Untersuchungsgebiet relevanten Südteil fallen die Flachwasserkarbonate leicht nordwärts ein. Die Markierungsversuche des Pilotprojekts „Karstwasser Dachstein 2“ belegen eine nordwärts gerichtete Entwässerung. Am Nordrand der Dachsteinregion kommt es zum Austritt der überwiegenden Wassermenge (Abbildung 6) (SCHUBERT, 2001). Die am Südrand der Dachsteinregion auftretenden Quellen, damit auch jene im Untersuchungsgebiet, zeigen viel geringere Schüttungen. Dolomitabfolgen sind südlich des Stoderzinkens aufgeschlossen und bilden einen zusammenhängenden Aquifer, der durch Störungszonen parallel zur SEMP oder von Teilabschnitten derselben unterbrochen wird. Die Werfener Schichten wirken im Untersuchungsgebiet zudem als stauende Basis. Die Grauwackenzone ist im Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen. Einzig die dem Mandling- Zug zugehörige Basisbreccie (Material der Grauwackenzone) hat bei Gröbming eine hydrogeologische Bedeutung, da sie als Stauer wirkt (MANDL, 2001). Die Positionen der Quellaustritte werden stark von quartären Ablagerungen wie Hangschutt, Schwemmfächern und vorallem Moränenmaterial bestimmt. Verschwemmte Moränen und Grundmoränen wirken wasserstauend aufgrund des dichten und/oder

tonhaltigem Materials. Endmoränen weisen einer niedrigere Lagerungsdichte und daher geringere Stauwirkung als Grundmoränen auf. Die Wasserwegsamkeit ist jedoch auch von der Menge des Feinkornmaterials abhängig. Terrassenkies, Eisrandsedimente, Vorstoßschotter, Hangschutt und Schwemmkegel agieren als gut wasserleitende Porenaquifere. Kleinere Quellaustritte oder auch Sickerwässer treten oft am Fuße von größeren Halden auf. Moore und sumpfige Wiesen lassen auf einen wasserstauenden Untergrund wie z.B. feinkörnige glaziale Lockersedimente schließen. Massenbewegungen treten oft bei tonreichen und sehr feuchten Gesteinen auf, da die Scherfestigkeit geringer ist.

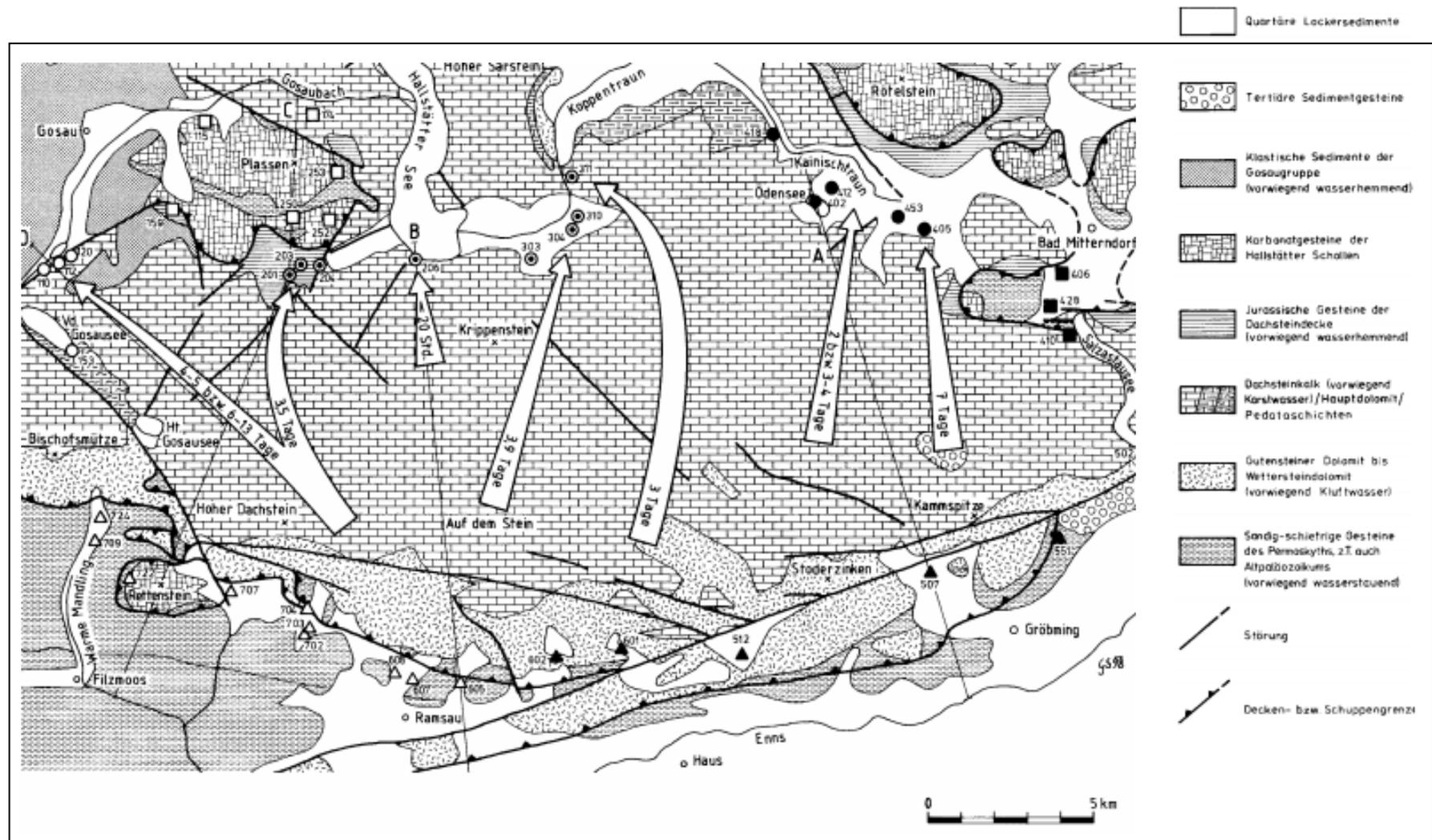


Abbildung 6: Nordwärtsgerichtete Entwässerung in der Dachstein Region (SCHUBERT, 2001).

1.2.5 Regionale Hydrochemie

1.2.5.1 Kalk- Kohlensäure Gleichgewicht

Wird Kohlendioxid in Wasser eingeleitet, löst es sich in Abhängigkeit von Druck und Temperatur (HÖLTING UND COLDEWAY, 2005). Bei niedrigerer Temperatur ist die Löslichkeit größer als bei höherer Temperatur. Je höher der Gasdruck, desto größer die Löslichkeit. Die Lösung reagiert sauer, da sich ein Teil des gelösten CO_2 in Kohlensäure H_2CO_3 umsetzt. Infolge der ersten Dissoziationsstufe $\text{H}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_3\text{O}^+ + \text{HCO}_3^-$ bildet sich das Salz Hydrogenkarbonat und infolge der zweiten Dissoziationsstufe $\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_3\text{O}^+ + \text{CO}_3^{2-}$ das Salz Karbonat. Da CO_3^{2-} praktisch nur bei pH Werten $>8,2$ gebildet wird, ist es für das Untersuchungsgebiet nicht von Bedeutung. Hydrogenkarbonate entstehen ebenfalls bei der Reaktion $\text{CO}_3^{2-} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = 2\text{HCO}_3^-$. Das CO_2 gelangt einerseits über die Atmosphäre in die Niederschläge, andererseits handelt es sich bei einem Großteil des vorhandenen CO_2 um biogenes Kohlendioxid, das in den Bodenhorizonten produziert und vom infiltrierenden Regenwasser aufgenommen wird. Nach der Aufnahme von CO_2 erfolgt die Auflösung des Kalksteins aufgrund der Reaktionen $\text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-} = \text{HCO}_3^-$ und $\text{CaCO}_3 = \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$. Der Zusammenhang stellt sich folgend dar:



Diese Prozesse finden an der Grenzschicht zwischen der Lösung und dem Festkörper statt.

1.2.5.2 Ionenverhältnisse

Da vor allem Kalke und Dolomite in den Einzugsgebieten auftreten, sind die Konzentrationen von **Ca^{2+} und Mg^{2+}** im Grundwasser dementsprechend hoch. BENISCHKE (2002) beschreibt, dass Magnesium in sulfatreichen Gesteinen wie Gips und Anhydrit völlig in den Hintergrund gerät, während Calcium dominierend auftritt. Aufgrund der **Calcium- Magnesium Verhältnisse** kann die Dachsteinregion in Nord (niedrigere Werte) und Süd unterteilt werden (SCHEIDLEDER, 2001). Bei einem Verhältnis von rund 2,5 besteht ein Einfluss von Kalkstein. Werte um 1,2 sind bei nahezu reinem Dolomit zu erwarten. TOUSSANT (1971) beschrieb jedoch, dass im Tennengebirge (Salzburger Kalkalpen) schon bei $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ Verhältnissen unter 4 vorwiegend Dolomite zu erwarten sind. Diese unterschiedlichen Ergebnisse zeigen, dass Wasser allein anhand des Calcium Magnesium Verhältnisses keinesfalls sicher und insbesondere nicht großflächig Kalk- oder Dolomit-Formationen zugeordnet werden können. Einzelne Faziesbereiche können zudem Inhomogenitäten aufweisen

wie z.B. Kalk/Dolomit Wechselfolgen. Sind einheitliche Fazien vorhanden wie z.B. Dachsteinkalk, so können die Wässer mit dem Ca/Mg- Verhältnis lokal beschrieben werden.

Das **Erdalkali ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) \rightarrow Hydrogencarbonat (HCO_3^-) Verhältnis** sollte in karbonatreichen Wässern bei 1 liegen (BENISCHKE, 2002). Sind jedoch evaporitische Folgen vorhanden, so liegt das Verhältnis deutlich höher.

Kalium ist sehr stark an den Boden gebunden, deshalb befindet sich im Quellwasser oft weniger Kalium als im Niederschlag. Bei Kalken liegt das **Natrium-Kalium Verhältnis** bei ca. 2,7 und in Dolomiten bei ca. 3,25 (MATTHESS, 1994).

Sulfat (SO_4^{2-}) tritt in Karstwässern in relativ geringen Konzentrationen auf (BENISCHKE, 2002). Sind jedoch Anhydrit oder Gips vorhanden, nimmt die Sulfatkonzentration stark zu. Solche Quellen können Sulfatgehalte von mehreren 100 mg/l aufweisen (MATTHESS, 1994). Elektrische Leitfähigkeit und Sulfatkonzentration korrelieren, die elektrische Leitfähigkeit steigt bei hohen Sulfatwerten stark an (bis zu 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Bei der Klassifizierung von Gewässern anhand des Sulfats muss sichergestellt werden, dass keine anthropogenen Einflüsse vorhanden sind.

Chlorid (Cl^-) tritt in den meisten natürlichen Wässern, insbesondere Karstwässern, in viel geringeren Konzentrationen auf als Sulfat oder Hydrogencarbonat (BENISCHKE, 2002). Werte von $<1\text{mg}/\text{l}$ sind für den alpinen Bereich charakteristisch (KOVAR ET AL., 1990). Erhöhte Werte sind zu erwarten, wenn Evaporite wie z.B. Gips oder Steinsalz vorkommen. Ansonsten deuten Erhöhungen auf anthropogene Ursachen.

1.2.6 Stabile Umweltisotope ($^{18}\text{O}/^2\text{H}$)

Im Zuge des Projektes „Karstwasser Dachstein 2“ wurden 40 Quellen vierteljährlich von 1992-1994 und 13 Quellen monatlich von März 1992 bis Juni 1994 beprobt (TRIMBORN ET AL., 2001). Die lineare Beziehung von $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ wurde mithilfe der Globalen Meteorologischen Wasser Linie (Global Meteoric Water Line, GMWL) beschrieben: $\delta 2\text{H} = 8 \times \delta 18\text{O} + 10$. Die Quellen ließen sich in Nord und Süd der Dachsteinregion aufteilen. Südlich gelegene Quellen zeigten deutlich niedrigere Werte von $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ und eine gemäßigttere Ganglinie bzw. geringere Schwankungen über den Messzeitraum. Die ^{18}O Werte der südlichen Quellen lagen zwischen -13,47 und -11,57‰. Den Gang der ^{18}O Gehalte der Quellwässer im Bereich Haus-Gröbming zeigt Abbildung 7.

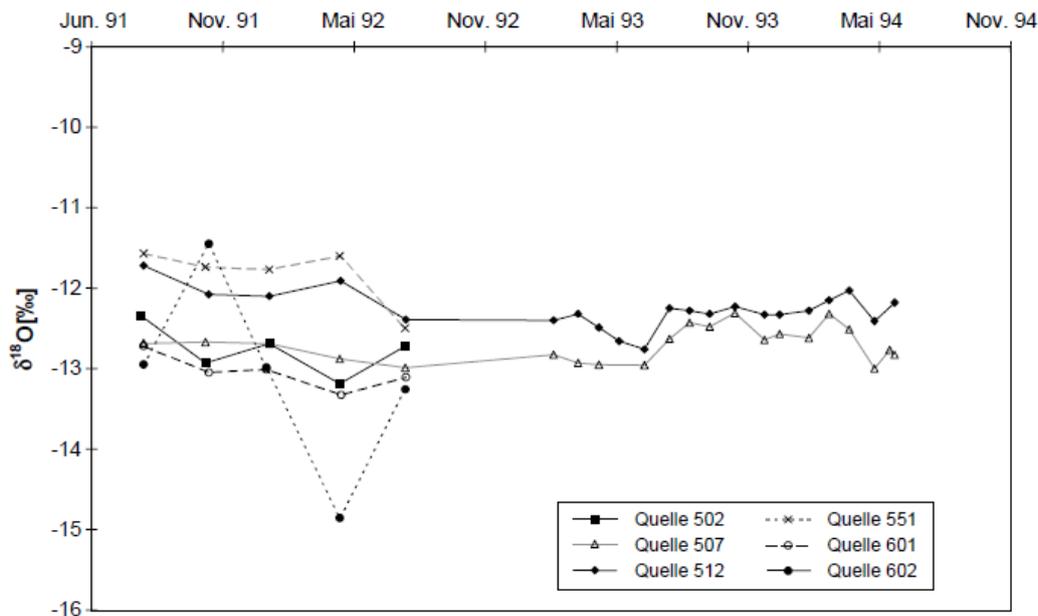


Abbildung 7: Dachstein, Gang der 18O Gehalte der Quellwässer im Bereich Haus-Gröbming (TRIMBORN ET AL., 2001).

1.2.7 Erforschungsgeschichte des Untersuchungsgebiets

Im Dachsteingebiet wurden folgende für das Untersuchungsgebiet relevante karsthydrologische Untersuchungen durchgeführt:

2010: Die Niederschlagssummen von Lysimeter, Distrometer (OTT Parsivel) und Niederschlagssammlern der Berglysimeterstation Stoderzinken wurden von GRITSCH (2010) auf ihre Konsistenz geprüft. Desweiteren wurden Tageswerte der Verdunstung nach Haude und Penman-Monteith mit der aktuellen Verdunstung (Lysimeter) verglichen.

2005: Inbetriebnahme der Berglysimeterstation Stoderzinken an der Westseite des Stoderzinkens in 1830m Seehöhe von dem Lehr- und Forschungszentrum für Landwirtschaft, Raumberg Gumpenstein. Das Ziel des Projekts ist, die Auswirkungen von Klima und Klimaveränderung auf die Grundwasserneubildung und den Nährstoffeintrag in das Sickerwasser für den Standort zu quantifizieren (HERNDL ET AL., 2009). Niederschlagsmenge, Niederschlagsverteilung, Schneemenge, Wind und Lufttemperatur sind die wichtigsten Klimaparameter die aufgenommen werden. Die ersten Ergebnisse zeigten, dass Schneemenge und der Verlauf der Schneeschmelze jene Faktoren sind, die die Grundwasserneubildung am stärksten beeinflussen. Die Methodik beruht auf einem wägbaren monolithischen Lysimeter, einem Bodenwassersammler, einem Freilandmessprofil sowie einer Wetterstation (BOHNER ET AL., 2007).

2001: Abschluss des Pilotprojekts Karstwasser Dachstein- Band 2- über die Karsthydrologie und das Kontaminationsrisiko von Quellen. Im Zuge des Projekts des Umweltbundesamtes und der GBA wurden die Daten vom Projekt „Karstwasser Dachstein“ hinsichtlich der Karsthydrologie und dem Kontaminationsrisiko von Quellen ergänzt (MANDL, 2001).

1994: Abschluss des Pilotprojekts „Karstwasser Dachstein: Band 1“ über die Karstwasserqualität. Im Zuge des Projekts „Karstwasser Dachstein 1“ des Umweltbundesamtes wurde die Grundwasserqualität der Dachsteinregion (400km²) erhoben und die Einflußfaktoren quantifiziert. Weiters wurden Zusammenhänge zwischen Abflußverhältnissen, Niederschlägen und Karstgrundwasserqualität ermittelt. Schlußendlich wurden die Ergebnisse bzw. Vorschläge auf den Karstgrundwasserschutz im Rahmen der österreichweiten Wassergüteehebung (WGEV, BGBl. Nr. 338/1991) umgesetzt (HERLICKA ET AL., 1994).

Zeitraum 1986- 1984: Markierungsversuche mit Flureszenzfarbstoff im Ost-, West- und Mittelabschnitt des Dachsteinmassives (BAUER, 1989). An der für das Untersuchungsgebiet relevanten Grafenbergalm wurden 2kg Uranin eingespeist. Nach 3 Tagen wurde beim Ahornsee und nach 6 Tagen beim Grafenbergsee Spuren nachgewiesen. Die Ergebnisse sind mit Vorsicht zu beurteilen da sich der Markierungsstoff wahrscheinlich auch über den Gradenbach bewegte. Desweiteren konnte der im Miesbodensee eingespeiste Flureszenzfarbstoff im oberen Gröbmingbach nicht nachgewiesen werden, eine nach Osten gerichtete Entwässerung gilt daher als unwahrscheinlich. Dies widerspricht den Sporentriftversuchen von 1956.

1984: Markierungsversuche mit Flureszenzfarbstoff im Westabschnitt des Dachsteinmassives mit Einspeisungen in den Gletscherbereichen und mit einer zusätzlichen Einspeisung im Wurzkar (BAUER, 1989).

Zeitraum 1953- 1960: Markierungsversuche mit Einspeisung von unterschiedlich gefärbten Sporen (SPELÄOLOGISCHES INSTITUT, 1960; BAUER et al., 1958; ZÖTL 1957b, c; MAYR 1956). Die Ergebnisse bestätigten mehrfach einen radial strahligen unterirdischen Abfluß. Die für das Untersuchungsgebiet relevanten Messungen ergaben, dass die im Wurzkar eingespeisten Sporen im Gröbmingbach nördlich der Öfen beobachtet wurden. Sporen welche bei der Maisenbergalm eingespeist wurden, konnte man NE des Stoderzinkens (Gröbmingbach) beobachten. Die vom

Miesbodensee kommenden Sporen wurden ebenfalls etwas südlicher im oberen Gröbmingbach nachgewiesen.

1954-1955: Es erfolgte eine Quellaufnahme im steirischen Teil des Dachsteingebietes bei der 721 Quellen erfasst wurden (ZÖTL 1957a).

1.3 METHODIK

1.3.1 Hydrogeologische Kartierung

Die Hydrogeologische Kartierung des Untersuchungsgebiets erfolgte im Zeitraum Juli bis August 2009. Ergänzende Aufnahmen zur Vervollständigung der orographischen Einzugsgebiete erfolgten 2010. Das Hauptziel der hydrogeologischen Kartierung war die umfassende Aufnahme von gefassten und ungefassten Quellen, Vorflutern, Oberflächengerinnen, von episodischen bzw. periodischen Gerinnen und von Vernässungszonen. Die Kartierung wurde bei den Unterläufen der größten Vorfluter (Gröbmingbach und Gradenbach) begonnen. Bergaufwärts erfolgte eine systematische Aufnahme der abzweigenden Gerinne sowie der am Ursprung gelegenen Quellen. Die Positionen der Aufnahmeobjekte wurden im Feld in eine topographische Karte (1:10000) eingetragen. Ebenfalls wurden die Seehöhe und die klimatischen Bedingungen zur Zeit der Messung dokumentiert. Als Navigationshilfe wurde ein GPS Gerät (Garmin XCS60) verwendet. Messstellen mit flächigen Quellaustritten wurden zusätzlich mit Skizzen beschrieben (siehe Quellkataster im Anhang). Bei jeder Quelle wurden die Feldparameter Temperatur, elektrische Leitfähigkeit (WTW CON340i) und Schüttung gemessen. Für die hydrochemische und die Isotopen-Beprobung wurde zusätzlich der pH Wert bestimmt. BENISCHKE (2002) beschreibt, dass in natürlichen Gewässern, insbesondere Karstarealen, der überwiegende Anteil der gelösten Stoffe in Ionenform vorliegt und somit die Gesamthärte (Summe der Äquivalentkonzentrationen an Mg^{2+} und Ca^{2+}) mit der elektrischen Leitfähigkeit korreliert. Im Gelände konnten die Quellwässer somit mithilfe der elektrischen Leitfähigkeitsmessung differenziert und klassifiziert werden.

Tabelle 1: Beispiel einer Messstelle

Messstelle	Typ	Lf ($\mu S/cm$)	T ($^{\circ}C$)	Q (l/s)	Datum, Zeit	Wetter
138	Quelle, ungefasst	249	5,6	5	15.06.2010, 14:00	Unbeständig, leichter Regen, 20 $^{\circ}C$ Lufttemperatur

1.3.2 Hydrographische Analyse

Für die Charakterisierung des Abflussverhaltens ausgewählter Vorfluter mussten die Schüttungswerte kontinuierlich erfasst werden, weshalb im Untersuchungsgebiet Pegelmessstationen an Oberflächengerinnen installiert wurden. Es wurden Datenlogger (Typ Micro der Firma Logotronic) verwendet, die mittels Drucksensor den Wasserstand und die Wassertemperatur im Gerinne kontinuierlich maßen und aufzeichneten. Mit einem Notebook (Gealog PC Software) wurden die Daten regelmäßig ausgelesen. Als Standort für den Datenlogger musste eine Stelle gewählt werden, an der sich das Flußprofil im Laufe der Datenerfassung nicht veränderte (am besten ein Wehr oder eine betonierte Bachsohle unter Brücken).

1.3.2.1 Datenerhebung

Um die gemessenen Wasserstände an den Oberflächengerinnen tatsächlichen Wassermengen zeitlich zuordnen zu können, wurden mit Hilfe der Salztracermethode Schüttungswerte der Vorfluter bestimmt. Für die Anwendung dieser Methode sind turbulente Strömungsbedingungen des Vorfluters Voraussetzung. Eine definierte Menge (0,5kg/ 100l Schüttung) Kochsalz (NaCl) wird in einem Kübel Wasser aufgelöst und oberhalb der Messstation dem Vorfluter so injiziert, dass sich durch Advektion und Dispersion eine Tracerwolke bildet. Die Länge der Verlaufsstrecke muss so gewählt werden, dass es mit Sicherheit zu einer lateralen wie auch longitudinalen Dispersion beim Messpunkt kommt. Hierfür muss die Verlaufsstrecke des Tracers genau inspiziert werden. Die Zugabe von NaCl führt zu einer erhöhten elektrischen Leitfähigkeit des Wassers die sich linear zur Konzentration verhält (Gleichung 1). Die Messung erfolgt durch eine Sonde die neben der elektrischen Leitfähigkeit auch die Temperatur aufnimmt. Zuvor muss diese auf das lokale Wasser kalibriert werden. Die elektrischen Leitfähigkeitswerte werden von einem Datenlogger kontinuierlich erfasst und in Konzentrationen umgerechnet. Unter Berücksichtigung der Tracermenge wird durch Integration der Konzentrationen die Schüttung ermittelt (Gleichung 2).

Für diese Untersuchungen wurde das Gerät Q-TRACE der Firma Logotronic verwendet.

Verhältnis elektrische Leitfähigkeit/ Konzentration:

$$C = a + b \cdot LF \quad (1)$$

Integrationsmessung: Schüttung/ Konzentration/ Zeit:

$$Q = M / \int C - C_0 dt \quad (2)$$

Anhand einer Schlüsselkurve können die aufgezeichneten Pegelstände (Messung mit Drucksonde) des Datenloggers in Bezug zu spezifischen Abflussmengen gebracht werden. Während einer Schüttungsmessung wird parallel der Pegelstand aufgenommen. Mindestens 5 solcher Messungen sollten bei unterschiedlichen Abflussbedingungen (Niedrigwasser-, Mittelwasser bis Hochwasser) erfolgen, mehr Messungen erhöhen die Zuverlässigkeit der Schlüsselkurve. In einem XY Plot (y-Achse= Q; x- Achse= WST) aufgetragene Wertepaare von Schüttung versus Pegelstand korrelieren nach einem Potenzgesetz, dessen Funktion im XY-Plot angepasst werden kann. Die gemessenen Pegelstände können daher mit der angepassten Potenzfunktion (Gleichung 3) direkt in Schüttungswerte umgerechnet werden.

$$Q = A \times (WST - C)^B \quad (3)$$

WST= Wasserstand.

C= Korrektur.

A, B= empirische Werte der Potenzfunktion.

1.3.2.2 Datenauswertung

Trockenwetterfalllinie

Die Trockenwetterfalllinie (TWL) beschreibt die Entleerung eines linearen Grundwasserspeichers bzw. die exponentielle Abnahme der Schüttung eines Vorfluters (HÖLTING UND COLDEWAY, 2005). Je größer die Steigung der TWL, desto schneller die Entleerung, was etwa bei Quellen auf eine stärkere Klüftung und/oder Verkarstung hindeutet. MAILLET (1905) beschrieb, dass die meisten Trockenwetterfalllinien einem exponentiellen Gesetz folgen (Gleichung 4):

$$Qt = Qo \times e^{-\alpha \times \Delta t} \quad (4)$$

$$\text{bzw. umgeformt: } \alpha = \frac{-1}{\Delta t} \times \ln \left(\frac{Qt}{Qo} \right)$$

Qt= Schüttung nach der Zeitdifferenz Δt (l/s).

Qo= Schüttung zum Zeitpunkt t_0 (l/s).

Δt = Vergangene Zeit seit der Messung von Qo (s).

α = Auslaufkoeffizient (1/Tag).

Unterschiedliche Schüttungsregime können mit Geraden unterschiedlicher Steigung beschrieben werden, jeder Knickpunkt kann als neues Qo erwendet werden (KRESIC, 2006).

1.3.3 Hydrochemische Untersuchungen

Im Zuge der hydrochemischen Untersuchungen wurden 20 Quellen basierend auf den Erkenntnissen der hydrogeologischen Kartierungsarbeiten ausgewählt. Selektionskriterien für die Beschreibung des hydrochemischen Systems waren die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Lithologien und die möglichst umfassende Charakterisierung des gesamten orographischen Einzugsgebiets. Es erfolgten drei zeitlich unterschiedliche Messkampagnen (März 2010, Juni 2010, Juli 2010). Die mehrfache Beprobung sollte Abweichungen der Parameterkonzentrationen aufgrund unterschiedlicher Bedingungen beschreiben.

Die Hauptelemente bzw. jene Spezies mit dem größten Ionenanteil der Lösung (Quellwasser) wurden analysiert (Tabelle 2). Zusätzlich wurde auf Nitrat (NO₃⁻) analysiert. Da sehr geringe Konzentrationen erwartet wurden, wurde dieser Parameter als Spurenelement betrachtet.

Tabelle 2: Hydrochemische Hauptelemente

Kationen			
Calcium (Ca ²⁺)	Magnesium (Mg ²⁺)	Natrium (Na ⁺)	Kalium (K ⁺)
Anionen			
Chlorid (Cl ⁻)	Sulfat (SO ₄ ²⁻)	Hydrogenkarbonat (HCO ₃ ⁻)	

Die Bestimmung der Hauptelemente erfolgte im Labor der Forschungsstation Raumberg- Gumpenstein, sowie ergänzend bei der 2. Messkampagne im Labor des Instituts für Hydrochemie der TU Graz. Anhand einer ionenchromatographischen Analyse (IC) wurden die Konzentrationen in (mg/l) bestimmt.

Bei der Ionenaustauschchromatographie handelt es sich um ein physikalisch-chemisches Trennverfahren, bei der die Probenflüssigkeit mit einer festen stationären Phase, den am Trägermaterial gebundenen Austauschgruppen, interagiert. Diese stationäre Phase besteht aus einem Harz auf Styrol-, Ethylinylbenzol- oder Methacrylat- Basis, das mit Divinylbenzol copolymerisiert und mit Austauschgruppen modifiziert ist (WEIß, 2001).

Das Hydrogenkarbonat (HCO₃⁻) wurde über **Titration** im Labor bestimmt. Dabei wurde Methylrot- Bromcresolgrün als Farbindikator verwendet. Die Probenlösung wurde mit 0,05mol HCl bis zum Farbumschlag titriert (Gleichung 5).

$$\frac{\text{Verbrauch HCL (g)} \times 0,05 \text{ mol} \times 1000 \text{ (für mg)} \times 61,01684 \text{ g/mol}}{\text{Menge Probe (g)}} = \text{Hydrogenkarbonat} \left(\frac{\text{mg}}{\text{kg}} \right) \quad (5)$$

Die **Ionenbilanz** stellt die Differenz zwischen der Summe der Kationen und Anionen dar und sollte im Idealfall 0 ergeben, in der Realität sind jedoch Ionenbilanzfehler zu erwarten (DIETZEL, 2010). Die Konzentration (mg/l) werden dabei mit der Equi mmol Rechnung umgerechnet (Gleichung 6). Die Ionenbilanz dient somit zur Überprüfung der Qualität der Messergebnisse.

Ionenbilanz= \sum Kationen (equi mmol)- \sum Anionen (equi mmol).

$$\text{equi mmol} = \frac{\text{mg} \cdot \text{Wertigkeit}}{\text{Molekulargewicht}} \quad (6)$$

Die Bestimmung des Ionenbilanzfehlers erfolgt nach Formel 7:

$$\text{Ionenbilanzfehler (\%)} = \frac{100 \times (\sum \text{Kationen (equi mmol)} - \sum \text{Anionen (equi mmol)})}{(\sum \text{Kationen (equi mmol)} + \sum \text{Anionen (equi mmol)})} \quad (7)$$

1.3.3.1 Calcit Sättigungsgrad (S_C)

Um das Verhalten der Quellwässer hinsichtlich der Calcit Abscheidung zu beschreiben, wurde der Calcit- Sättigungsgrad S_C bzw. der Sättigungsindex = $\log(S_C)$ in der Lösung bestimmt (Formel 8). S_C setzt sich wie in Gleichung 8 beschrieben vereinfacht über der Bestimmung der Konzentrationen unter Vernachlässigung der Aktivitäten zusammen (Dietzel, 2010).

$$S_C = \frac{a(\text{Ca}^{2+}) \times a(\text{CO}_3^{2-})}{K_C} \quad (8)$$

K_C = Löslichkeitskonstante von CaCO_3 .

$a(\text{gelöste Ionen})^-$ = Ionenaktivitätsprodukte in der Lösung.

$S_C < 1$: Die Lösung ist an Calcit untersättigt.

$S_C = 1$: Die Lösung ist an Calcit gesättigt.

$S_C > 1$: Die Lösung ist an Calcit übersättigt.

Die Aktivitäten der jeweiligen Spezies z.B. $\gamma_{\text{HCO}_3^-}$ wurden über die Debye- Hückel- Gleichung bestimmt (Formel 9):

$$-\log \gamma = \frac{A \cdot z^2 \cdot I^{1/2}}{1 + a \cdot B \cdot I^{1/2}} \quad (9)$$

γ = Aktivitätskoeffizient eines bestimmten Ions.

A, B = temperaturabhängige Größen.

a = Kenngröße des Ions.

z = elektrische Ladung des Ions.

I = Ionenstärke.

Bei der Ionenstärke handelt es sich um die Summe der Produkte von molaren Konzentrationen und Ladungen aller Ionen des Wassers (Gleichung 10).

$$I = \frac{1}{2} \cdot \sum (i \cdot z^2) \quad (10)$$

z = Ladungszahl der Ionensorte.

i= Molarität der Ionensorte.

1.3.3.2 Partialdruck CO₂ (P_{CO2})

Um das Verhalten hinsichtlich der Entgasung bei Atmosphärenkontakt zu bestimmen, wurden die Quellwasserproben auf den Partialdruck von CO₂ untersucht (Gleichung 11). Der Partialdruck in der Atmosphäre entspricht ca. 10^{-3,5} atm. Ist der CO₂ Partialdruck in der Lösung größer, so kommt es zur Entgasung (DIETZEL, 2010, 2009). Diese resultiert zunächst in einer Zunahme von CO₃²⁻/HCO₃⁻, dann kommt es zur Übersättigung von Calcit und schließlich zur Abscheidung von Calcit.

$$P_{CO2} = \frac{a(CO_3^{2-}) \times a(H^+)^2}{K1 \times K2 \times K3} \quad (11)$$

K1, K2, K3= Konstanten im Karbonat System.

Da in Hydrogenkarbonat-Wasser HCO₃⁻ >> CO₃²⁻ ist und a(CO₃²⁻) somit schlecht zu bestimmen ist, setzt man Gleichung 12:

$$a(CO_3^{2-}) = \frac{Ac \times K3 \times \gamma_{HCO_3^-}}{a(H^+)} \quad (12)$$

Ac= Karbonat Alkalinität bzw. Titrationsalkalinität.

1.3.4 Stabile Umweltisotope (¹⁸O/²H)

Die ausgewählten Quellen der hydrochemischen Untersuchungen wurden zusätzlich im August 2010 auf die stabilen Umweltisotope ¹⁸O und ²H im Labor der Johanneum Research Forschungsgesellschaft untersucht. Das Häufigkeitsverhältnis R der Wasserstoff- und Sauerstoffisotope wurde auf den internationalen Standardwert V-SMOW (Vienna standard mean- ocean water) bezogen (HÖLTING UND COLDEWAY, 2005) (Gleichung 13):

$$\delta^{18}O = \frac{R_{Probe} - R_{Standard}}{R_{Standard}} \times 1000\text{‰} \quad (13)$$

Da die Quellen nur einmal beprobt wurden, konnten mittlere Verweilzeiten des Wassers im Untergrund im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht werden. Ziel war es die Ergebnisse mit jenen des „Dachstein 2 Projekts“ zu vergleichen.

1.3.5 Wasserbilanz

Die Wasserbilanz eines Untersuchungsgebietes kann in drei Hauptkomponenten gegliedert werden (z.B. BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1996): Niederschlag, Verdunstung und Abfluss. Der Abfluss wird weiterführend in Oberflächenabfluss (Q_O), Zwischenabfluss (Q_I) und Basisabfluss (Q_B) differenziert.

Die Wasserbilanz wurde für die orographischen Einzugsgebiete des Gröbmingbachs und Gradenbachs unter Berücksichtigung der Gleichung 14 bestimmt.

$$N = A + ET_p + \Delta S \quad (14)$$

N= Niederschlag.

A= Abfluss.

ET_p= Potentielle Evapotranspiration.

ΔS= Änderung des Speichervolumens (N- A- ET_p).

1.3.5.1 Niederschlag

Schnee und Regen haben die größte Bedeutung für den Wasserhaushalt (DYCK UND PESCHKE, 1983). Die Niederschlagsmessung erfolgt punktuell und wird - auf eine bestimmte Fläche bezogen - als Gebietsniederschlag angenommen. Vom Standort Stoderzinken wurden die Niederschlagswerte der Forschungsstation Stoderzinken, betreut vom LFZ Raumberg Gumpenstein, welche mit einem Niederschlagssammler (Typ Pluvio 2 der Firma Ott Hydrometrie) erfasst werden, ausgewertet. Die Klimadaten der Station Gröbming wurden von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) zu Verfügung gestellt.

1.3.5.2 Verdunstung

Die Evapotranspiration (ET_p) ist die Summe aus Evaporation und Transpiration (z.B. DVWK, 1996). Die Evaporation ist als Verdunstung auf der Erdoberfläche, der Pflanzenoberfläche und von freien Wasserflächen zu verstehen. Unter der Transpiration versteht man nach DIN 4049-1 (1992) die Verdunstung von Wasser auf den Pflanzenoberflächen aufgrund biotischer Vorgänge. Zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration (ET_p) wurde das Verfahren nach HAUDE (1955) angewandt (Gleichung 15 und 16). Die Parameter „relative Luftfeuchte“ um 14h und Lufttemperatur um 14h in 2m Höhe wurden für den Standort Stoderzinken von der Forschungsstation Raumberg Gumpenstein und für Gröbming von der ZAMG zu Verfügung gestellt. Für den Haude Monatskoeffizienten x wurden die Werte „Fichte“ von HÄCKEL (1999) verwendet (Tabelle 3). Die ET_p Berechnungen der beiden Standorte wurden linear, bezogen auf die Seehöhe, interpoliert, um eine Seehöhenkorrelation der ET_p Werte zu erhalten.

$$\text{HAUDE (1955) Formel: } ET_p = x \times p_{14} \times (1 - \phi) \quad (15)$$

p₁₄= Sättigungsdampfdruck (hPa) der Luft um 14h.

Φ= relative Luftfeuchte um 14h.

x= Haude Monatskoeffizient $\frac{mm}{d \times hPa}$.

$$\text{MAGNUS Formel: } p_{14} = 6,03 * 10^{\frac{7,45 * \vartheta}{235 + \vartheta}} \quad (16)$$

ϑ = Lufttemperatur (°C) um 14h in 2m Höhe.

Tabelle 3: Haude Koeffizient für Fichte nach HÄCKEL (1999).

Monatlicher Haude Koeffizient (x)												
$\frac{mm}{d \times hPa}$	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt	Nov.	Dez.
x_{Fichte}	0,08	0,04	0,14	0,35	0,39	0,34	0,31	0,25	0,2	0,13	0,07	0,05
x_{Original}	0,26	0,26	0,33	0,39	0,39	0,37	0,35	0,33	0,31	0,26	0,26	0,26

Zusätzlich wurde die ETp über die Seehöhenkorrelation des HAÖ (2007) berechnet, die auf ZAMG Daten (1961-1990) analysiert mit MONEITH PENMAN für das Mittelgebirge basiert (Formel 17).

$$\text{Empirische HÄO Formel: } ETp = 690,6 - 0,0684H - 1,581 \times 10^{-3} \times H^3 \quad (17)$$

ETp = potentielle Evapotranspirationsrate (mm/Jahr).

H = Seehöhe (m).

Über die Seehöhenkorrelationen nach HAUDE und dem HÄO konnten mit 30m Grid ASTER Daten den orographischen Einzugsgebieten spezifische höhenabhängige ETp Werte (Rasterformat) zugewiesen werden.

1.3.6 Chronologische Zusammenfassung der Arbeitsschritte

- Juni 2009: Literatur Recherche.
- Juli bis August 2009: Hydrogeologische Kartierung.
- Oktober 2009: Installation des Datenloggers im Gröbmingbach.
- März, Juni und Juli 2010: Hydrochemische Untersuchungskampagnen ausgewählter Quellen.
- August 2010: Analyse der ausgesuchten Quellen auf die stabilen Umweltisotope $^{18}\text{O}/^2\text{H}$.
- Oktober 2010: Installation des Datenloggers im Gradenbach.
- Oktober- Dezember 2011: Datenauswertung und Finalisierung des Projekts.

1.4 ERGEBNISSE & DISKUSSION

1.4.1 Hydrogeologische Kartierung

Die hydrogeologische Kartierung fand im Juli und August 2009 statt. Es wurden 48 Quellen, Vorfluter, Vernässungszonen und episodische Gerinne im Untersuchungsgebiet aufgenommen. Während der Feldarbeiten herrschten niedrige Wasserstandsbedingungen und Lufttemperaturen um 20 - 25°C. Abends kam es oft zu kurzen Gewittern mit kurzzeitigen Starkniederschlagsereignissen. Das Untersuchungsgebiet lässt sich in 4 Hauptentwässerungsgebiete unterteilen: Gröbmingbach, Gradenbach, Dürenbach und Feisterbach (siehe Tabelle 4, Abbildung 9). Gröbmingbach und Gradenbach münden im S in die Enns. Der Dürenbach und Feisterbach entwässern beide im S des Stoderzinken von W nach O in den Gröbmingbach.

Die Einzugsgebiete von Gröbmingbach und Gradenbach weisen höhere Quellschüttungen, eine niedrigere Quelledichte und eine im Vergleich zu den Einzugsgebieten von Dürenbach und Feisterbach geringe Variabilität der elektrischen Leitfähigkeiten der Quellwässer auf. Die Quellen, die den Gradenbach speisen, unterscheiden sich von jenen des Gröbmingbachs vor allem in der größeren Schüttung. Die Einzugsgebiete von Dürenbach und Feisterbach haben eine höhere Quelledichte von 5-10 Quellen/km², geringere Quellschüttungen und stark variierende Mineralisierungen der Quellwässer aufgrund der differenzierten Lithologie.

Tabelle 4: Die Einzugsgebiete des Untersuchungsgebiets.

Einzugsgebiete	Anzahl Quellen	Schüttung max. (l/s)	Schüttung min. (l/s)	Leitfähigkeit min. (µS/cm)	Leitfähigkeit max. (µS/cm)	Fläche (km²)	Quellen- dichte (/km²)
Gröbmingbach	20	2	0,1	221	330	16,94	2
Gradenbach	15	10	0,5	231	315	12,87	2
Dürenbach	14	0,75	0,1	214	593	2,82	5
Feisterbach	9	0,5	0,1	202	468	0,91	10

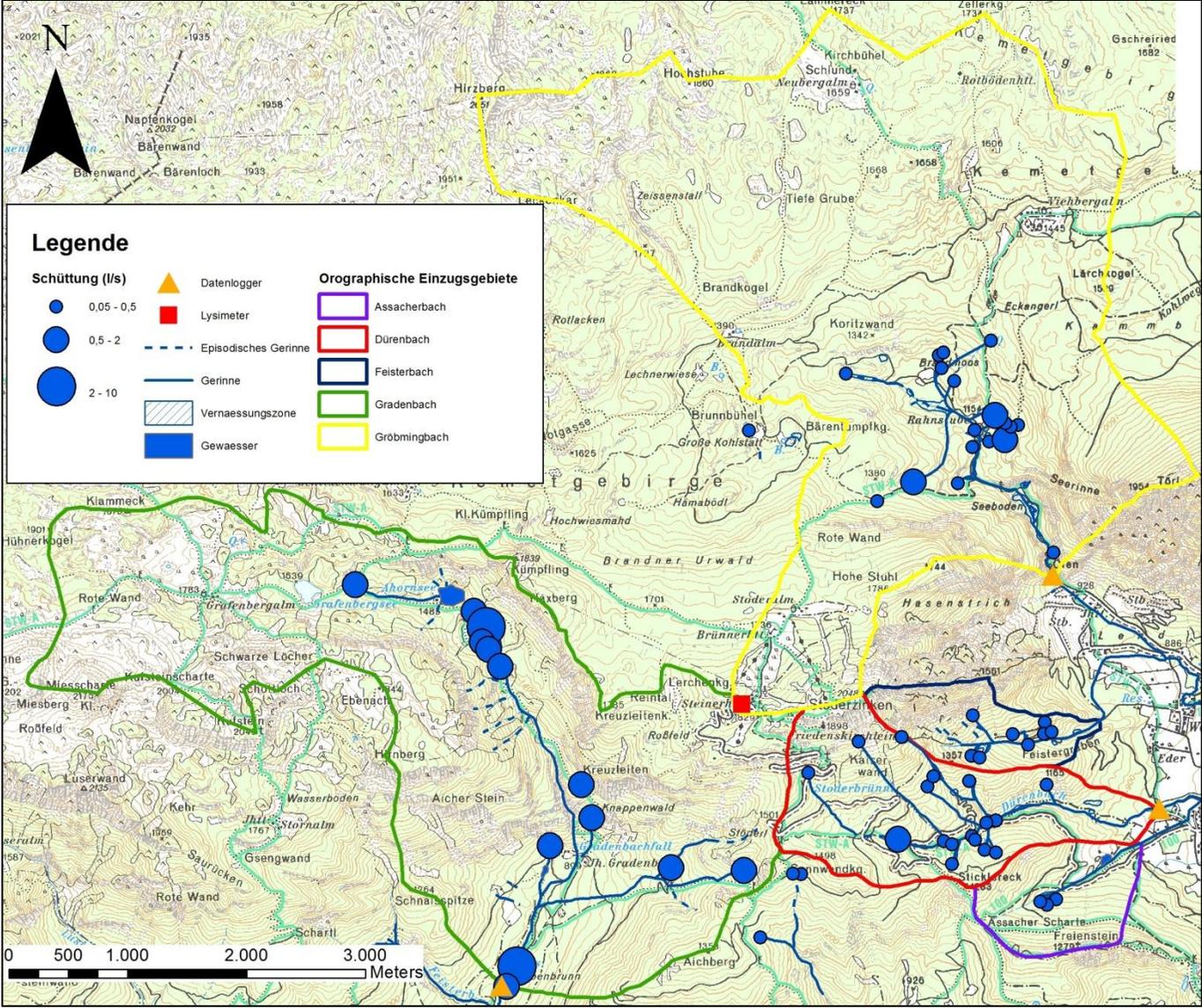


Abbildung 8: Die Quellschüttungen im Untersuchungsgebiet.

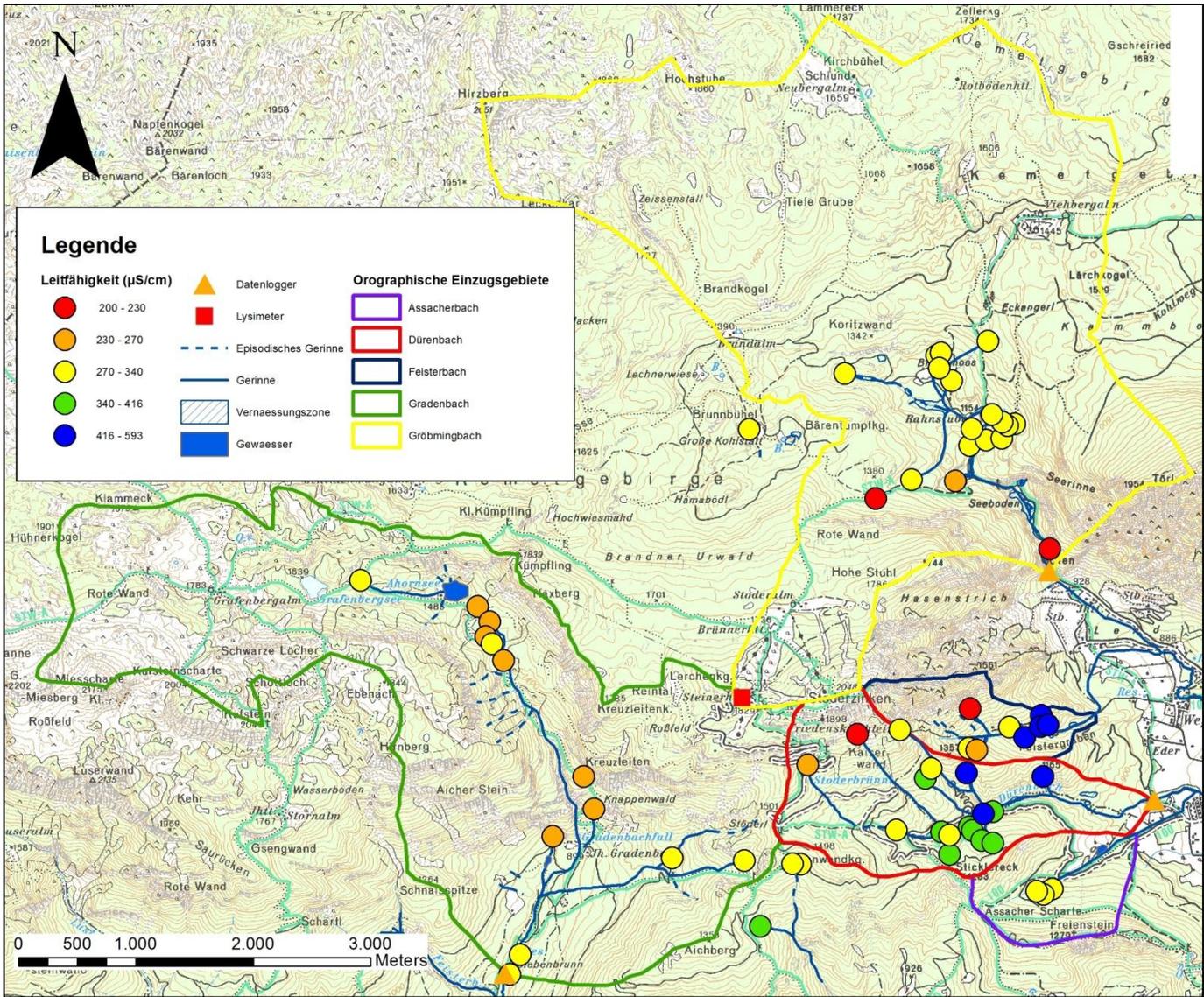
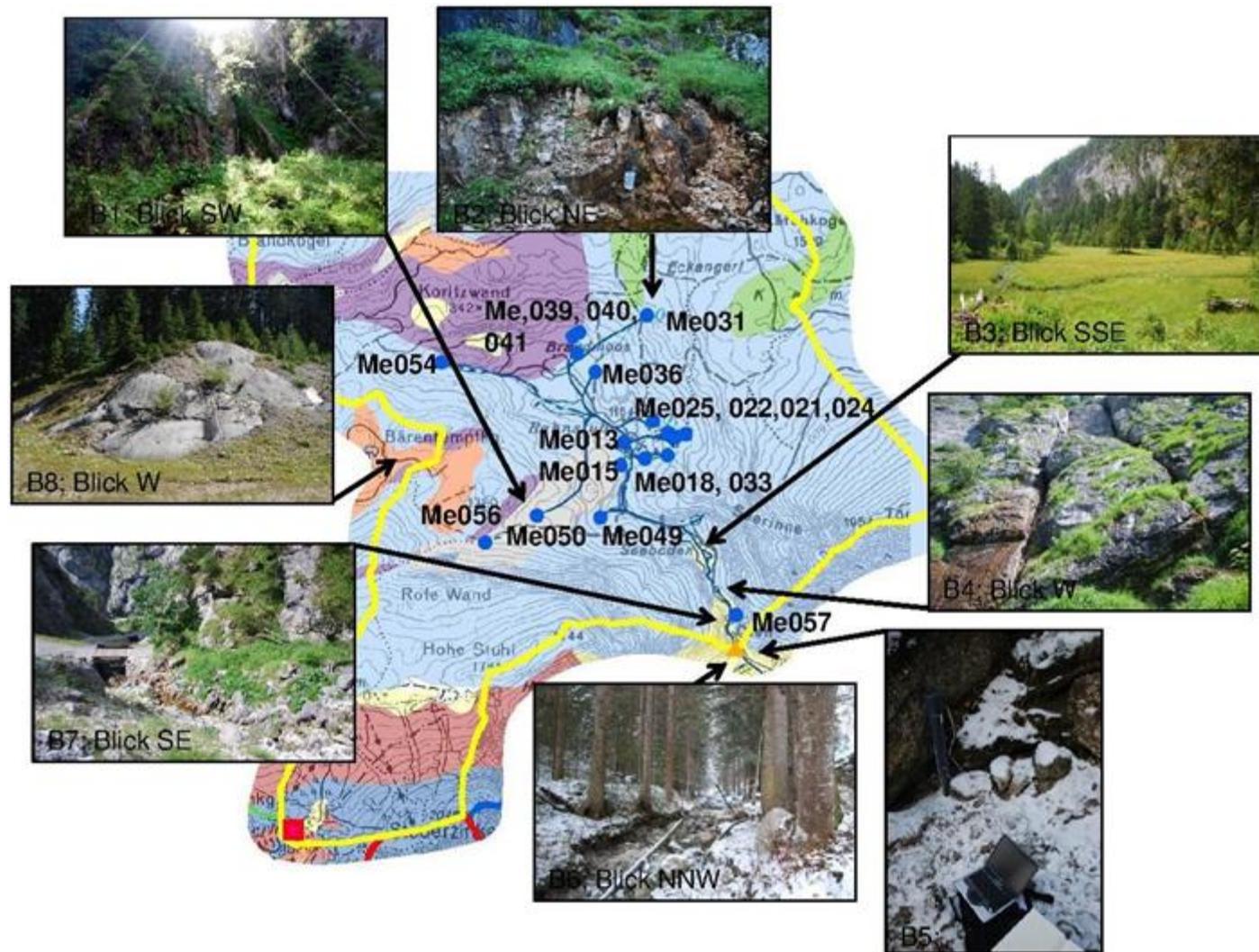


Abbildung 9: Elektrische Leitfähigkeiten der Quellwässer im Untersuchungsgebiet.

1.4.1.1 Einzugsgebiet des Gröbmingbaches

Auf Basis der Erkenntnisse der Kartierungsarbeiten wurde der Datenlogger im Gröbmingbach knapp unterhalb der Öfen installiert (Abbildung 10; Bild 5&6). Auswahlkriterien für diese Stelle waren ein stabiles Bachbettprofil und ein möglichst geringes effluentes Verhalten des Gebirgsbachs, denn im Quartär des Gröbmingtales (vor allem Hangschutt, Wildbachschutt und Schwemmfächer) verliert der Vorfluter an seiner ursprünglichen Schüttung. Von der Pegelmessstation erstreckt sich das Einzugsgebiet zunächst vom Törl im NE bis zum Lärchkogel. Von dort Richtung NW über die Viehbergalm, den Zellerkogel, das Lämmereck und die Hochstube. Die Grenze im W ist der Hirzberg. Vom Bärenumpfkogel verläuft die Grenze an der Roten Wand vorbei über die Stoderalm und dem Lerchenkogel zum Stoderzinken. Der Hasenstrich E vom Datenlogger gehört dem Einzugsgebiet nicht mehr an.

Der Gröbmingbach fließt zunächst mit einem starken Gefälle durch die Öfen (Abbildung 10; Bild 7). Schroffe Dachsteinkalkwände mit vielen Klüften und Störungen sind charakteristisch. Hier gab es während der Untersuchungen nur eine permanent schüttende Quelle Me057. Nach Niederschlagsereignissen wurde jedoch schnelles Austreten von Wasser bei Klüften beobachtet (Abbildung 10; Bild 4). Bei intensiven Unwettern und während der Schneeschmelze dürften auch die zahlreichen episodischen Gerinne anspringen. Beim Seeboden handelt es sich um ein Feuchtgebiet mit akkumuliertem Hangschutt (Abbildung 10; Bild 3). Das Einzugsgebiet der Quellen im W des Seebodens bzw. im N der Roten Wand reicht bis zum Stoderzinken. Diese Quellaustritte variieren stark in den Bergsturzmassen N der Roten Wand, so trat Me049 im Sommer 2010 um einige Meter weiter im W aus. Bei Quelle Me050 handelt es sich um einen Folgeaustritt von Quelle Me056 (Abbildung 10; Bild 1). Das Gebiet bei der Rahnstube weist eine deutlich höhere Quelldichte in ca. 1200m Seehöhe auf. Die Position der Quellen Me018, Me021, Me022, Me024, Me025 und Me033 variiert saisonal im Dachsteinkalk. Bei Me013 und Me015 handelt es sich um Quellaustritte am Fuß der Bergsturzmassen im N der Roten Wand. Die Quellen im N des Almgebiets von Brandmoos befinden sich mit einer Ausnahme Me031 ebenfalls in ca. 1200m Seehöhe (Abbildung 10; Bild 2). Ein nur saisonal wasserführendes Tal erstreckt sich W von Brandmoos bis S der Dolomitfelsenwände der Koritzwand. Kleinere episodische Gerinne führen von der N Seite des Bärenumpfkogel zu. Glaziale Spuren wie Moränenablagerungen und Rundhöcker mit nach W gerichteter Gletscher Überfahung befinden sich im Bereich des Bärenumpfkogels (Abbildung 10; Bild 8).



Bildbeschreibung

- B1= Quellfolgeaustritt oberhalb von Wasserfall,
- B2= Quelle,
- B3= Feuchtgebiet,
- B4= Wasseraustritt an Klüften,
- B5= Datenloggerauslese im Winter,
- B6= geradeliniger Flußverlauf stromaufwärts des Datenloggers,
- B7= Öfen,
- B8= Rundhöcker,

Geologie

- Hellblau= Dachsteinkalk,
- Violett= Dolomit/Kalk
- Wechselfolgen,
- Hellgelb= Hangschutt und Schwemmfächer,
- Grün= Tertiär des Ennstales;
- Orange= Glaziale Spuren z.B. Moränenablagerungen;

Abbildung 10: Einzugsgebiet des Gröbmingbachs in Detail mit Fotos und Geologie, blaue Kreise=Quellen, rotes Rechteck Klimastation Stoderzinken.

1.4.1.2 Einzugsgebiet des Gradenbaches

Wie beim Gröbmingbach wurde auch an diesem Gewässer eine Pegelstation ca. 10m flußaufwärts der Brücke südwestlich der Siebenbrunnquelle installiert.

Die Grenze des EZGs führt zuerst Richtung W zum Aichberg, von dort nach NE zum Stöderl. Ab hier grenzen die EZGs des Gradenbachs und des Dürenbachs bis zum Stoderzinken im N aneinander. Vom Stoderzinken verläuft die Grenze dann nach NW zunächst entlang des Grats vom Lerchenkogel, Kreuzleitenkogel und Kämpfling N vom Ahorn- und Grafenbergsee bis zum Kammeck und Hühnerkogel. Die Grenze führt nun Richtung S und reicht bis zu den Gipfeln der Miesscharte, dem Kufstein und dem Ebenach. Vom Ebenach nach SE über den Hirnberg und der Schnalsspitze geht es zurück zum Ausgangspunkt. Glaziale Sedimente wie Moränen prägen das untere Gradenbachtal. Eisrandsedimente agieren auf beiden Seiten der Hänge als relative Grundwasserstauer (z.B. Me202), vorallem nach stärkeren Niederschlägen wird dies augenscheinlich. Die gefasste Siebenbrunnquelle (Me201) dient der Grundwasserversorgung von Aich und befindet sich im Kolluvium des Gradenbachs. Ein Seitenbach des Gradenbachs reicht im S der Jagdhütte Gradenbach nach W, die genauen Standorte der Quellaustritte (Me126 und Me200) variieren saisonal. Die fortführenden episodischen Gerinne reichen fast bis zum Stöderl hinauf. Große Blöcke in den fluviatil transportierten Schuttmassen sowie die weggespülte Forststraße (Abbildung 11; Bild 4) deuten auf sehr hohe Schüttungen nach Unwettern und während der Schneeschmelze hin. Im W des Gradenbachfalls (Abbildung 11; Bild 3) befindet sich ein Quellaustritt (Me204) am Fuß der schroffen Felswand des Aichersteins, der dem Wettersteinkalk zugeordnet wird. Vom Gradenbachfall auf 899m Seehöhe führt der Gradenbach in das obere Gradenbachtal Richtung Ahorn- und Grafenbergsee. Das steile Gefälle flacht erst bei ca 1300m Seehöhe ab und charakterisiert hier den Übergang von Kalkstein zu Dolomit, wodurch die Landschaft ab hier deutlich hügeliger und weicher wird (Abbildung 11; Bild 1). Davor münden jedoch etliche episodische Gerinne vom Ebenach/Hirnberg in das an dieser Stelle von Schottermassen (Hangschutt und Kolluvium) gefüllte Gradenbachtal (Abbildung 11; Bild 6). Der Ursprung des Gradenbachs liegt südöstlich des Ahornsees in einem Gebiet mit einer hohen Quellendichte auf ca. 1450m Seehöhe. Me140 (Abbildung 11; Bild 2) ist die schüttungsreichste Quelle, es dürfte sich jedoch bei allen Grundwasseraustritten um Folgeaustritte des oberflächennahen Abflusses des Grafenberg-/Ahornsees handeln.

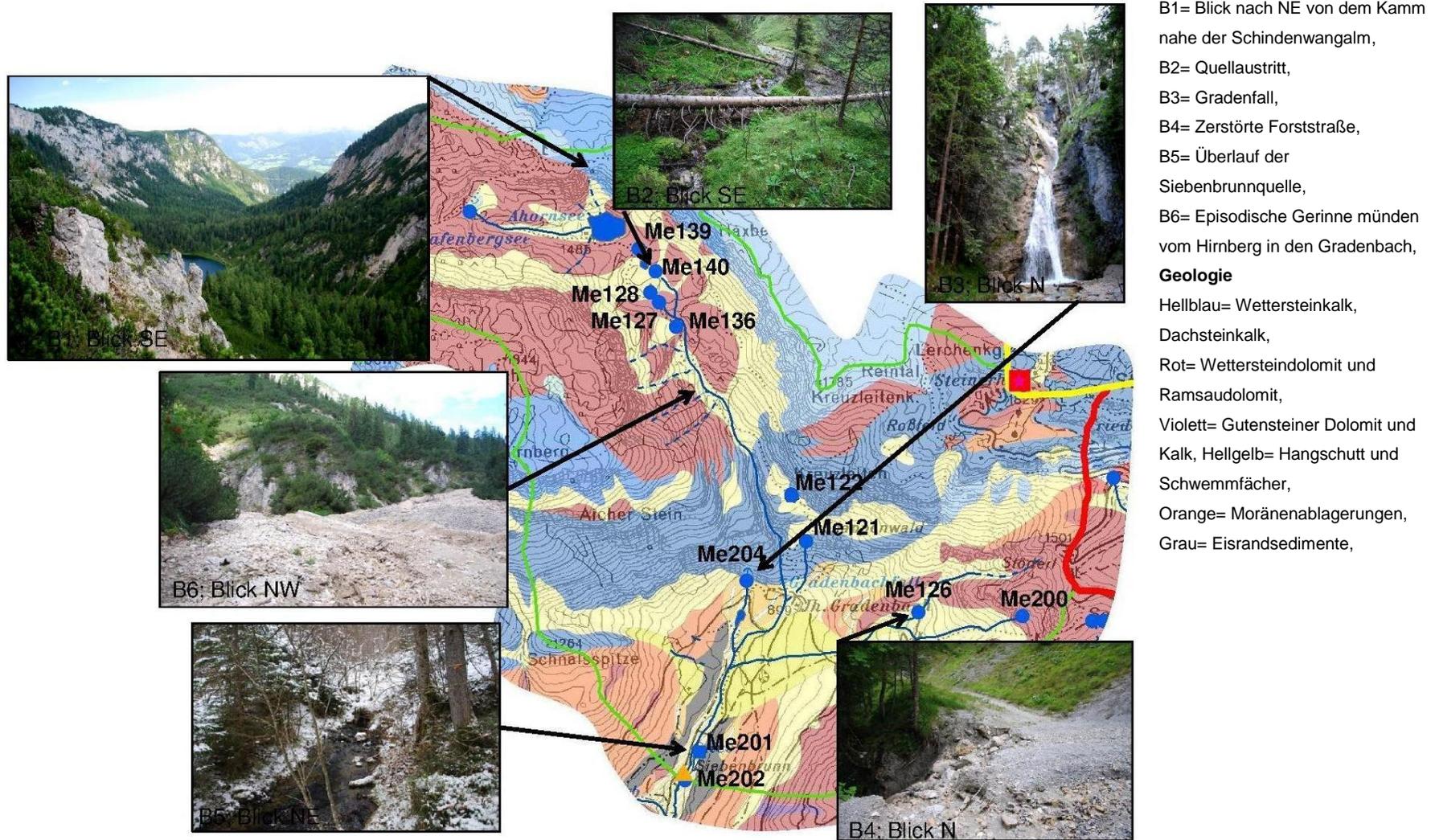
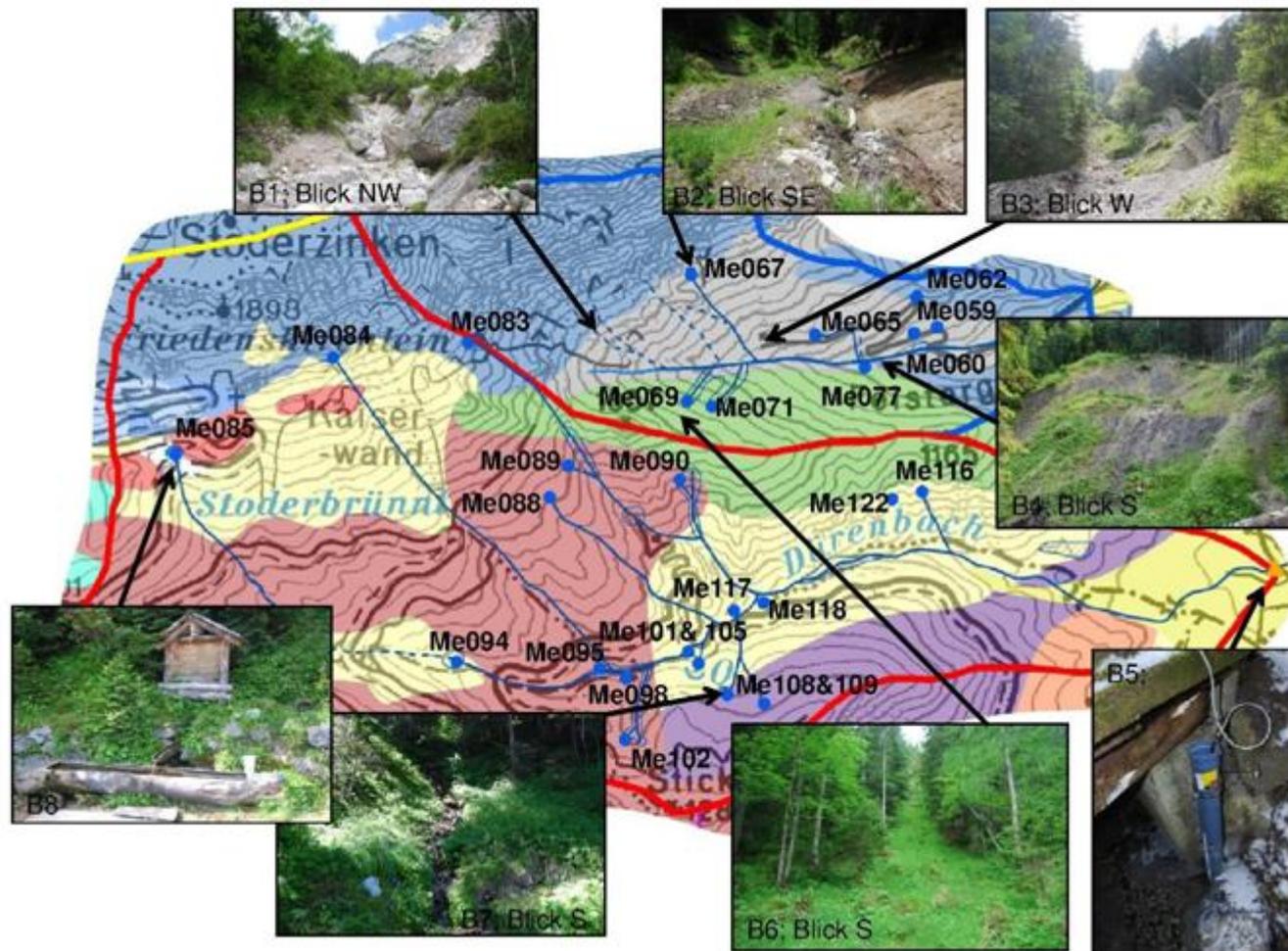


Abbildung 11: Einzugsgebiet des Gradenbachs in Detail mit Fotos und Geologie, blaue Kreise=Quellen, rotes Rechteck Klimastation Stoderzinken.

1.4.1.3 Einzugsgebiete des Dürenbaches und Feistergrabenbaches

Das EZG des Feisterbachs zieht sich vom Beginn des Feistergrabens bis zum Gipfel des Stoderzinkens. Ein WE verlaufender Hügellücken, der dem Haselgebirge oder Ennstaler Tertiär (weitere Untersuchungen notwendig) zugeordnet wird, trennt die beiden Einzugsgebiete. Jenes des Dürenbaches reicht vom Gröbmingtalniveau ebenfalls bis zum Stoderzinken, grenzt im W an das Einzugsgebiet des Gradenbachs an und wird im S durch die Gipfel des Sonnenwendkogels und des Sticklerecks begrenzt. Der Feisterbach entspringt in ca. 1300m Seehöhe in der Südflanke des Stoderzinkens (Abbildung 12; Bild1). Der Quellaustritt ist stark saisonal abhängig, ersichtlich durch ein episodisches Gerinne, das noch weiter bergaufwärts führt. Im Frühling 2010 wurde der betonierte Bachübergang der Forststraße komplett unterspült und fortgerissen. Dies weist auf extrem hohe Schüttungen nach Unwettern und wahrscheinlich auch während der Schneeschmelze hin. Das weiche und tonige Material des Haselgebirges/ Ennstaler Tertiärs neigt zur Ausbildung von Massenbewegungen (Abbildung 12; Bild4) und die gesamte Südseite des Rückens dürfte aufgrund fluviatiler Erosion instabil sein. Die Quellaustritte (Me069 & Me070) des Haselgebirges/Ennstaler Tertiärs befinden sich hier in 1280m Seehöhe und an der Südseite im EZG des Dürenbach auf 1240m Seehöhe (Me090). Dort fällt auf, dass sich viele Quellaustritte im Dolomit auf einer Seehöhe von 1100 bis 1300m befinden. Einige Quellen im NW (Stoderbrünnl- Me085, Me084 und Me083) treten auf 1500-1600m aus und zeigen eine fast permanente Schüttung. Dies ist wahrscheinlich auf die Grenze zwischen Dolomit und Kalk zurückzuführen. In Bereichen von akkumuliertem Hangschutt neigen die Zuflüsse des Gradenbachs zu versickern und talabwärts wieder auszutreten (Me094). Dort, wo der Dürenbach das Seehöheniveau des Gröbmingtal erreicht, wurde im Oktober ein Datenlogger installiert. Wie schon beim Gröbmingbach beobachtet, verhält sich der Dürenbach im quartären Hangschutt effluent. Deshalb durfte der Standort des Datenloggers nicht zu tief im Tal gewählt werden (Abbildung 12; Bild 5). Die Daten waren durch Vereisung und vor allem aufgrund des im Messzeitraum durch Starkniederschlagsereignisse veränderten Bachbetts nicht verwendbar.



Bildbeschreibung

- B1= episodisches Gerinne mit Blick auf Stoderzinken,
- B2= episodisches Gerinne,
- B3= Feisterbach Oberlauf,
- B4= Hangrutschung,
- B5= Datenlogger,
- B6= Quellaustritt,
- B7= Quellaustritt,
- B8= Stoderbrünnl,

Geologie

- Hellblau= Wettersteinkalk,
- Rot= Ramsaudolomit,
- Violett= Gutensteiner Dolomit und Kalk,
- Hellgelb= Hangschutt und Schwemmfächer,
- Grün= Haselgebirge/ Ennstaler Tertiär,

Abbildung 12: Einzugsgebiet des Dürenbach und Feisterbach in Detail mit Fotos und Geologie, blaue Kreise=Quellen, rotes Rechteck Klimastation Stoderzinken.

1.4.2 Hydrographauswertung

Hydrographische Untersuchungen wurden für die Vorfluter Gröbmingbach (Zeitraum November 2009- Juni 2011) und Gradenbach (Zeitraum Oktober 2010- Juni 2011) durchgeführt. Der Datenlogger des Dürenbachs (derselbe Zeitraum wie beim Gröbmingbach) musste aufgegeben werden, da sich das Bachprofil im Laufe der Datenaufnahme aufgrund von Hochwasserereignissen zu stark verändert hatte.

1.4.2.1 Schlüsselkurve

Für die Erstellung der Schlüsselkurven standen für den Gröbmingbach 7 Salztracer Messungen und für den Gradenbach 4 Salztracer Messungen (Abbildung 13) zur Verfügung. Folgende Potenzfunktionen wurden für die Beziehung Schüttung versus Pegelstand bestimmt, um in Folge die Schüttungsganglinien ermitteln zu können:

Gröbmingbach: $Schüttung = 1,5753x \text{ Pegelstand}^{1,4952}$

Gradenbach: $Schüttung = 0,0007x \text{ Pegelstand}^{3,8542}$

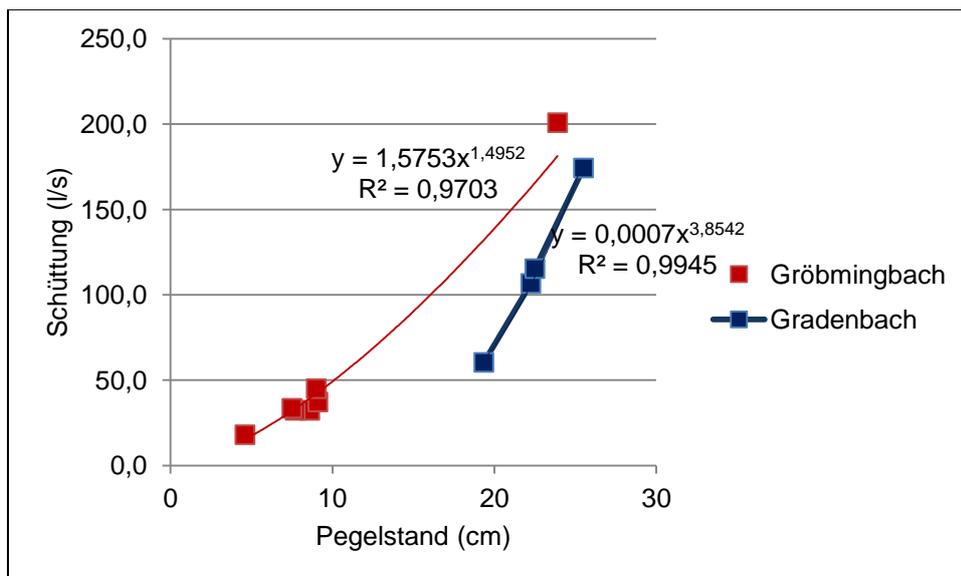


Abbildung 13: Schlüsselkurve für Gröbmingbach und Gradenbach.

Um die Genauigkeit der Potenzfunktion zu erhöhen sind in Zukunft zusätzliche Messungen für beide Gerinne vor allem bei verschiedenen Pegelständen wichtig.

1.4.2.2 Auslaufverhalten

Zur Ermittlung der Schüttungsganglinien mussten die von den Datenloggern aufgezeichneten Pegelstände zuerst korrigiert werden (Abbildung 14). Die Installationshöhe der Drucksonden (Gröbmingbach -3,4cm; Gradenbach +3cm), der Vergleich mit manuellen Pegelstandsmessungen, Eisstau (z.B. Gröbmingbach im Jänner 2011; Gradenbach im November 2010, sowie Februar und März 2011) und

eindeutige Fehlmessungen (z.B. Gröbmingbach im Juli 2010) wurden berücksichtigt. Vor allem Eisstau, erkennbar durch schnell und unrealistisch variierende Werte, stellte aufgrund der zahlreichen Interpretationsmöglichkeiten eine Fehlerquelle für die Korrektur dar.

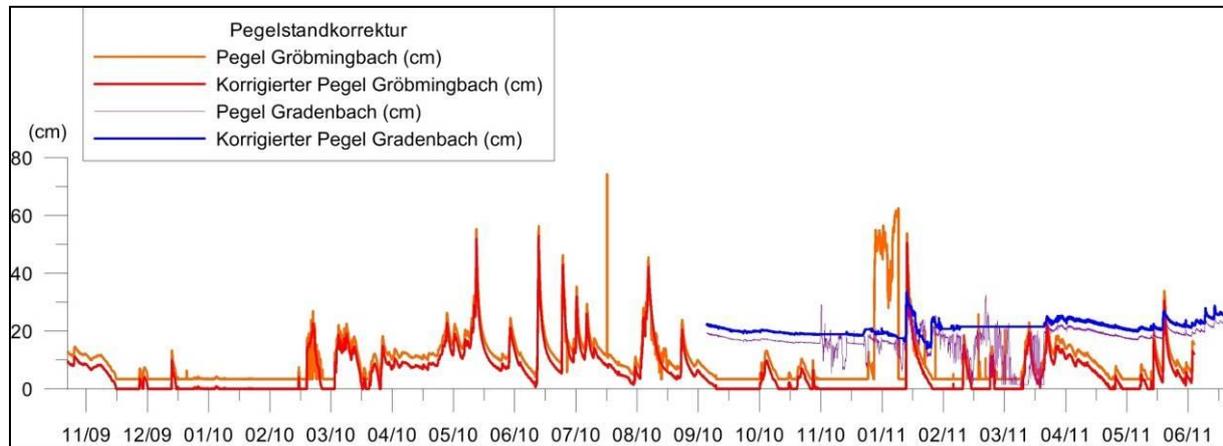


Abbildung 14: Pegelstandskorrekturen für Gröbmingbach und Gradenbach.

Am Anfang eines hydrologischen Jahres (nach DIN 4049 1 (1992)) kommt es bei beiden Vorflutern zu niedrigen Schüttungen. Die niedrige Lufttemperatur deutet darauf hin, dass ab diesem Zeitpunkt Niederschlag oft in Form von Schnee fällt und es daher zu einer viel geringeren bzw. keiner Grundwasserneubildung kommt. Während der Gröbmingbach bis Februar/März zumeist trocken fällt und nur noch gelegentlich aufgrund kurzer warmer Perioden (z.B. im November 2010) anspringt, zeigt der Gradenbach in diesem Zeitraum eine relativ konstante Schüttung von 50-100l/s, was auf einen viel größeren Grundwasserspeicher hindeutet.

Eine Ausnahme stellt die Warmwetterperiode ab 6. Jänner 2011 dar: Niederschlag von über 30mm am 13. Jänner 2011 und 15mm am Tag danach sowie Temperaturen von bis zu 7°C am Stoderzinken führen noch am 14. Jänner 2011 zu Schüttungen von über 500 l/s bei beiden Vorflutern. Es ist auffallend, dass diese hohen Niederschlagswerte nur am Stoderzinken registriert wurden. Das folgende Auslaufverhalten bis zum 25.01. 2011 ist bei beiden Vorflutern ähnlich.

Ab März- April kommt es aufgrund von häufiger auftretendem Tauwetter und der daraus resultierenden Schneeschmelze zu einer generellen Zunahme der Abflussmenge, die jedoch bei niedrigeren Temperaturen rasch wieder abnimmt. Der Gröbmingbach weist in dieser Zeit gelegentlich Schüttungsraten von über 150l/s auf und die Schüttungsganglinie verhält sich 2010 von Mitte April bis Mitte Mai auffallend konstant. 2011 ist dieses Verhalten nicht mehr zu beobachten, jedoch fällt das Auslaufverhalten nach einer Tauwetterperiode Anfang April 2011 viel gemäßiger als

sonst aus. Dies ist nicht auf die Grundwasserspeicherung, sondern auf die kontinuierliche Schneeschmelze zurückzuführen. Der Gradenbach zeigt in dieser Zeit ein ähnliches Verhalten wenngleich auch weniger extrem. Aufgrund des Eisstaus ist die Zeit von Februar bis Ende März schwerer zu analysieren.

Starkregenereignisse (30mm+/Tag) setzen ab Ende Mai ein, hinzu kommt die letzte Schneeschmelze. Dies führt zu Schüttungen von 300-500 l/s. Die geringe Grundwasserspeicherkapazität des Gröbmingbachs wird über die Sommermonate Juni, Juli und August klar erkennbar, denn der Vorfluter fällt zumeist fast trocken wenn nach Unwettern weitere Niederschläge für mehr als eine Woche ausbleiben. Für den Gradenbach liegen nur Daten für Juni 2011 vor, es ist jedoch anzunehmen, dass die Schüttungsganglinie deutlich weniger variiert als jene des Gröbmingbachs.

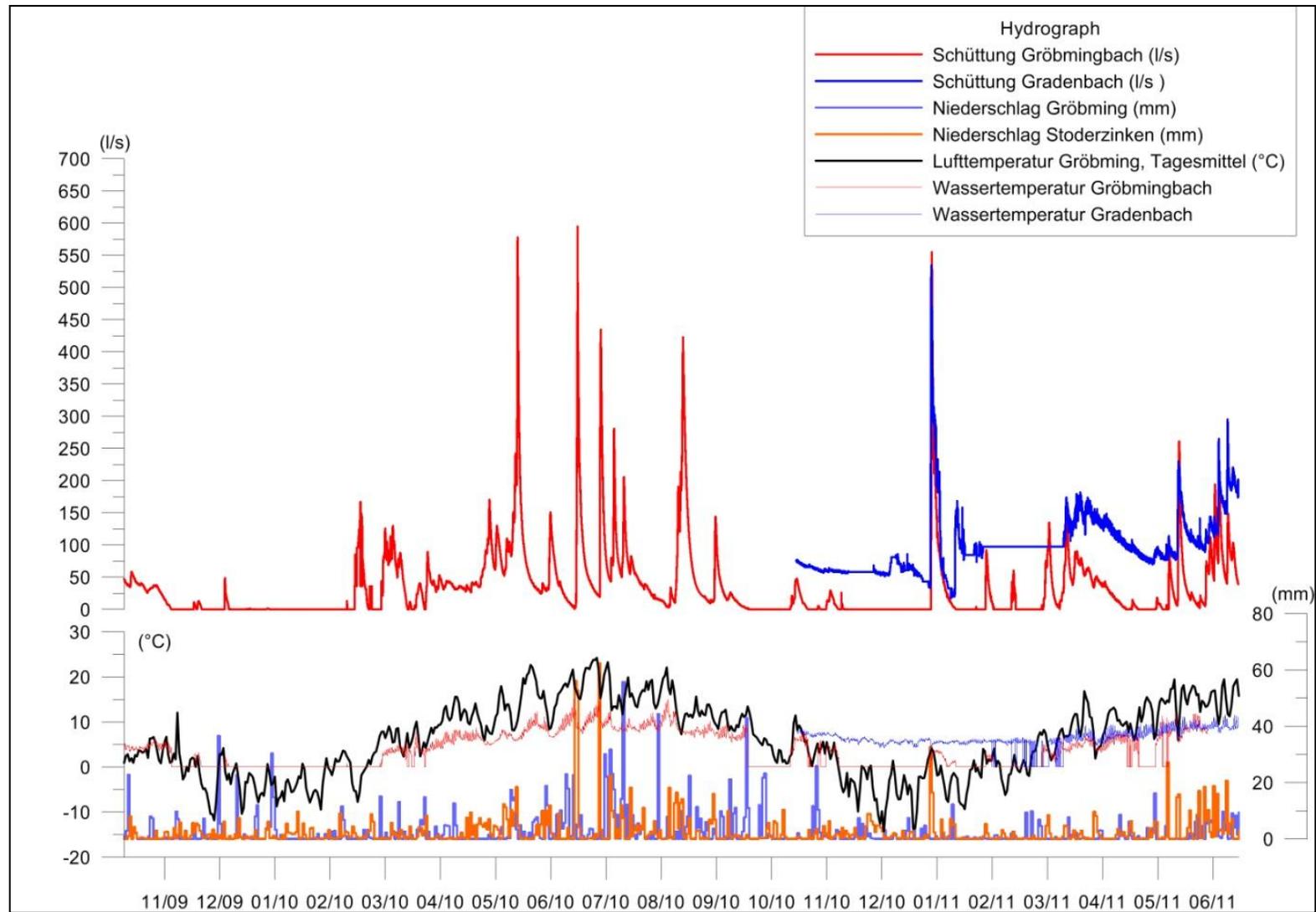


Abbildung 15: Hydrograph des Gröbmingbachs (November 2009- Juni 2011) und Gradenbachs (Oktober 2010- Juni 2011) mit Gewässer- und Lufttemperatur und Niederschlagswerten.

Die Boxplots (Maximum, Minimum, Median, 75% Quantil, 25% Quantil) in Abbildung 16 veranschaulichen das unterschiedliche Auslaufverhalten der beiden Vorfluter. Während die monatlichen Vergleichswerte für den Gradenbach deutlich weniger gestreut sind, variieren jene für den Gröbmingbach enorm.

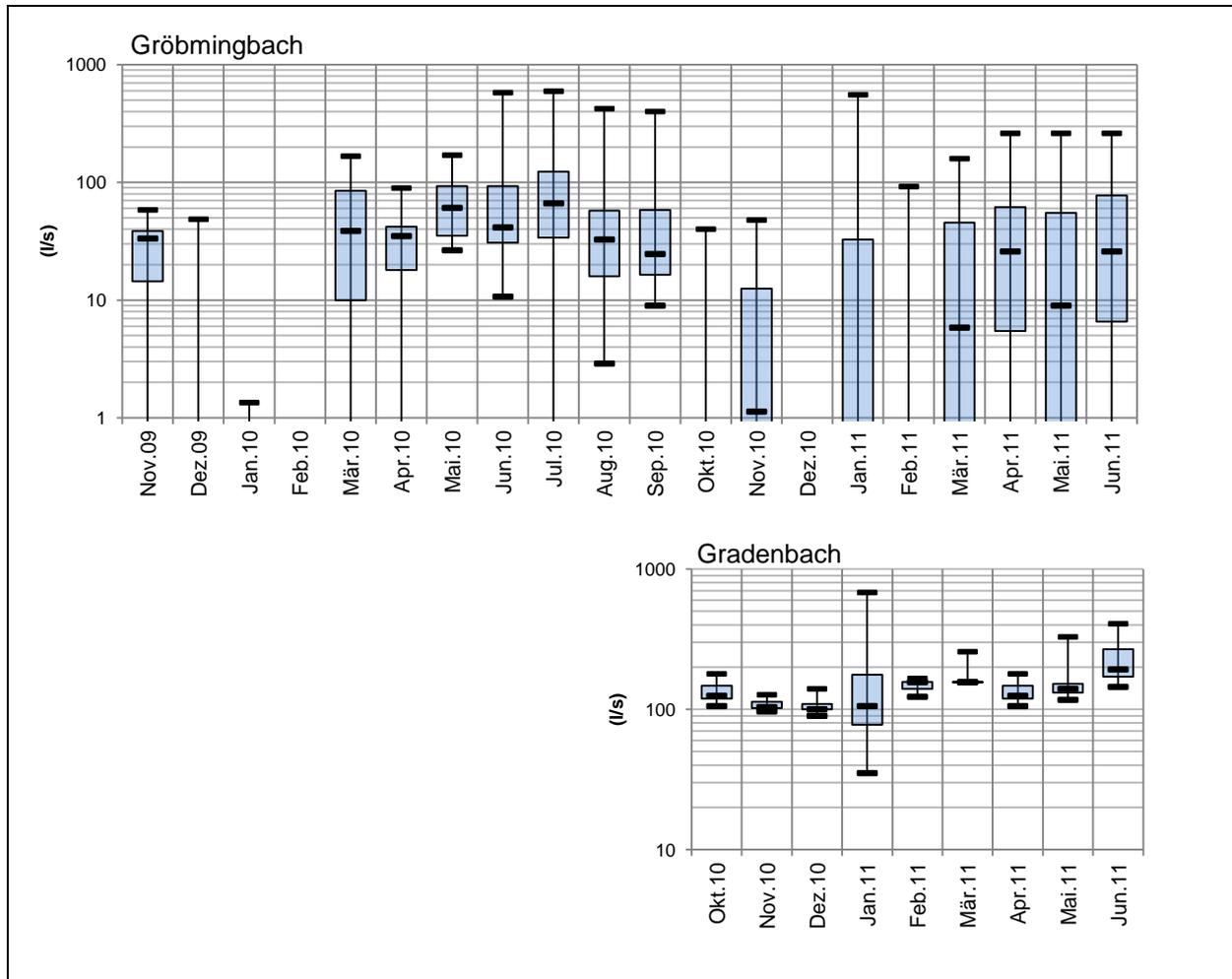


Abbildung 16: Monatliche Variationen der Schüttungen des Gröbmingbachs und Gradenbachs.

1.4.2.3 Trockenwetterfalllinien

Die Trockenwetterfalllinien der Schüttungsganglinien des Graden- und Gröbmingbachs in Abbildung 17 zeigen, dass zumindest ein Schüttungsregime (als Typ 1 =hellgrün und türkis, $\alpha = 0,24-0,28$ 1/Tag, bezeichnet) bei beiden Vorflutern ähnlich ist. Beim Gröbmingbach tritt es über den gesamten Messzeitraum dominierend auf, beim Gradenbach scheint es jedoch nur infolge von Starkregenereignissen aufzutreten. Typ 2 (violett, $\alpha = 0,01-0,05$ 1/Tag) fällt deutlich flacher aus und ist auf den Grundwasserspeicher des Gradenbachs zurückzuführen (der Effekt der Schneeschmelze muss jedoch berücksichtigt werden).

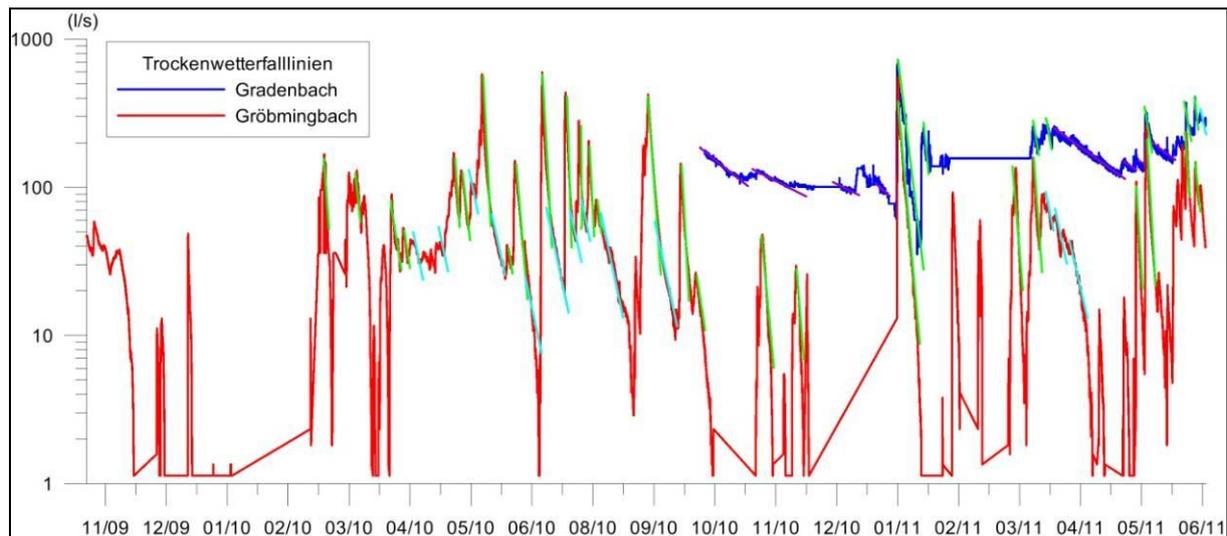


Abbildung 17: Trockenwetterfalllinien des Gröbming- und Gradenbaches. Hellgrün und Türkis= Typ 1 ($\alpha = 0,24-0,28$ 1/Tag); Violett= Typ 2 ($\alpha = 0,01-0,05$ 1/Tag).

Für die Untersuchungen nach MAILLET wurden jene Hydrographabschnitte ausgewählt, die möglichst unbeeinflusst von Grundwasserneubildung waren (Tabelle 5). Desweiteren ist zu beachten, dass Typ 1 mit der Formel von MAILLET nicht ideal zu beschreiben ist, da die Schüttungsganglinien hier eventuell von Oberflächenabfluß beeinflusst sind.

Der Auslaufkoeffizient (α) für den Gröbmingbach liegt nach Unwettern (Starkniederschlagsereignisse) in den Sommermonaten von 2010 zwischen 0,24-0,28/Tag. Es konnten nur jene Starkniederschlagsereignisse untersucht werden, denen meist mehrere Tage mit niedrigem Niederschlag folgten.

Während der Gröbmingbach im Winter zumeist trockenfällt, eignet sich diese Zeit beim Gradenbach gut, um vorherrschende Bedingungen ohne Grundwasserneubildung zu untersuchen, da der Niederschlag in Form von Schnee auftritt. Die α Werte reichen in dieser Zeit von 0,01- 0,05/Tag und belegen ein Schüttungsregime mit einem hohen Retentionsvermögen welches beim Gröbmingbach nicht vorhanden ist. Dieses Schüttungsregime wurde durch das Unwetter im Jänner 2011 (Tauwetter & Starkniederschlag; α beim Gröbmingbach 0,71/Tag und beim Gradenbach 0,26/Tag) überlagert, da nach dem Abklingen des Unwetters die Schüttung mit 19,9 l/s einen durch Rückrechnung mit $\alpha = 0,05$ /Tag plausiblen Wert hat. Es scheint daher wahrscheinlich, dass sich auch in den Sommermonaten beim Gradenbach Schüttungsregime mit hohen und niedrigen Retentionsvermögen überlagern. Zahlreiche episodische Gerinne, die in den Gradenbach münden und nur bei Starkregenereignissen und während der

Schneeschnelze anspringen, sind dem Schüttungsregime mit niedrigem Retentionsvermögen zuzuordnen. Berechnungen nach MAILLET wurden im Frühling aufgrund der Grundwasserneubildung durch die Schneeschnelze bei beiden Vorflutern nicht durchgeführt.

Tabelle 5: Ausgewählte Trockenwetterfalllinien Untersuchungen nach MAILLET des Gröbming- und Gradenbaches.

Vorfluter	Nach folgendem Ereignis	Zeitraum	Abfluß Maximum (l/s)	Abflußminimum (l/s)	Auslaufkoeffizient (1/Tag)
Gröbmingbach	Starkniederschlag	03.06.2010 03:00 bis 16.06.2010 00:00	577,9	25	0,24
Gröbmingbach	Starkniederschlag	05.07.2010 13:30 bis 17.07.2010 15:30	594,7	19,1	0,28
Gröbmingbach	Starkniederschlag	31.08.2010 21:30 bis 12.09.2010 10:00	422,7	19,1	0,27
Gröbmingbach	Kurzes Tauwetter im Winter	12.02.2011 20:15 bis 16.02.2011 16:15	91,2	4,1	0,81
Gröbmingbach	Kurzes Tauwetter im Winter+ Starkniederschlag	14.01.2011 04:30 bis 27.01.2011 05:30	535,2	0,05	0,71
Gradenbach	Kurzes Tauwetter im Winter+ Starkniederschlag	13.01.2011 23:00 bis 18.01. 2011 02:00	534,5	184,6	0,26
Gradenbach	Abluß im Winter ohne Tauwetter und geringem Niederschlag	27.12.2010 05:30 bis 13.01.2011 04:45	75,2	32,9	0,05
Gradenbach	Abluß im Winter ohne Tauwetter und geringem Niederschlag	01.11.2010 00:00 bis 30.11.2010 23:45	75,2	58,2	0,01

1.4.3 Hydrochemische Untersuchungen

Auf Basis der Erkenntnisse der hydrogeologischen Kartierung wurden 20 repräsentative Quellen ausgewählt, die das Untersuchungsgebiet möglichst gut hinsichtlich der verschiedenen Lithologien im gesamten Einzugsgebiet beschreiben.

Drei Messkampagnen erfolgten in jeweils in 1-2 tägigen Probenahmen. Nach der ersten Probenahme wurde die repräsentative Quellenauswahl überarbeitet, daher sind für die Messreihe 1 nur 10 Quellproben vorhanden.

Hydrochemisch lassen sich die Quellen in die folgenden Typen unterteilen: Kalk Typ mit niedrigem Mg Gehalt, Kalk/Dolomit Typ mit höherem Mg Gehalt und Sulfat Typ mit höherer Sulfat. Konzentration (Abbildung 18). Die Klassifizierung der Quellen, sowie die Durchschnittswerte der Konzentrationen befinden sich in Tabelle 6.

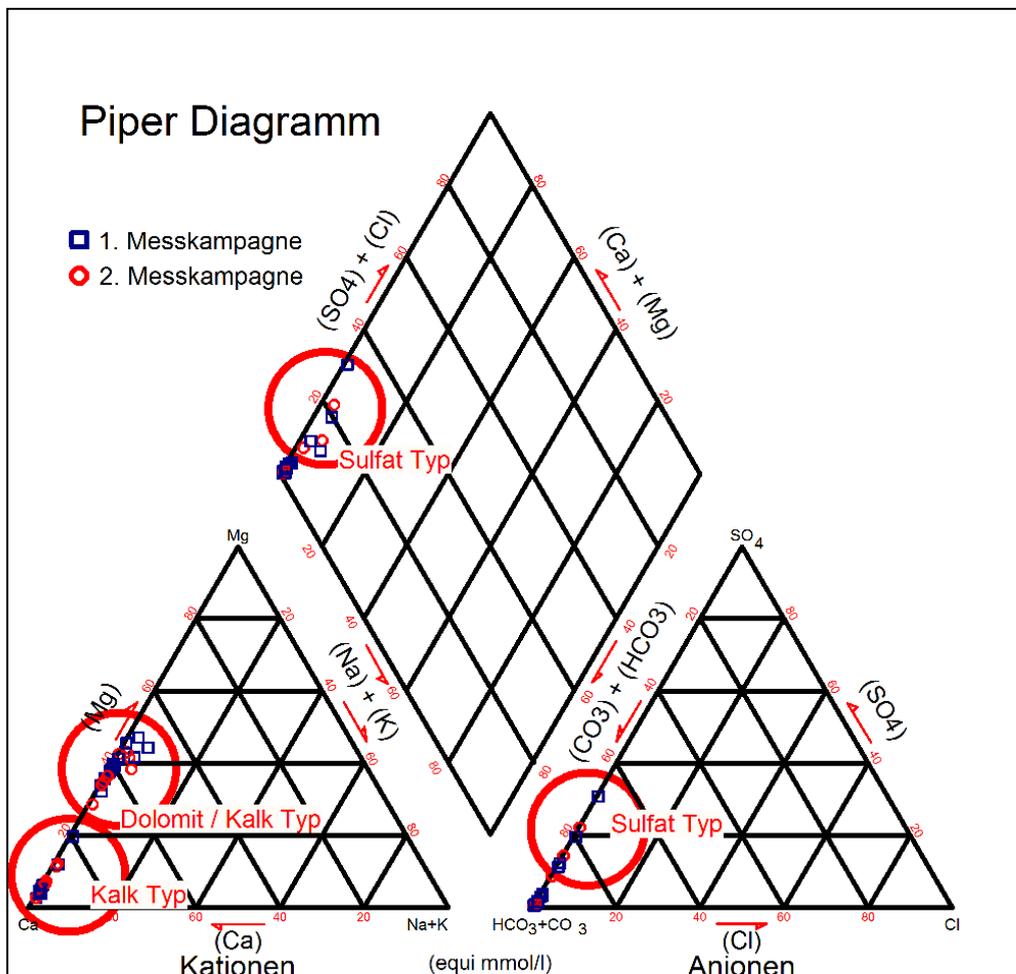


Abbildung 18: Piper Diagramm und Typisierung der Quellwässer.

Tabelle 6: Durchschnittswerte der Konzentrationen der Messkampagnen.

Quelle	Typ	Lithologie	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca/Mg Verhältnis	CaSättigungsgrad (S _c)	Partialdruck (pCO ₂)
			(equi mmol/l)								(atm)		
Me013	Typ 1	Dachsteinkalk	2,618	0,130	0,011	0,005	2,924	0,018	0,006	0,006	23,313	1,548	0,0018
Me025	Typ 1	Dachsteinkalk	3,047	0,217	0,013	0,005	3,541	0,018	0,003	0,003	14,469	1,562	0,0031
Me041	Typ 1	Dachsteinkalk	3,333	0,158	0,014	0,005	3,386	0,028	0,008	0,008	23,256	1,908	0,0026
Me043	Typ 1	Dachsteinkalk	2,672	0,085	0,010	0,006	3,019	0,020	0,007	0,007	31,807	0,521	0,0058
Me049	Typ 1	Dachsteinkalk	2,348	0,140	0,010	0,003	2,567	0,024	0,008	0,008	16,917	2,764	0,0013
Me059	Typ 3	Haselgebirge	2,267	1,972	0,261	0,026	4,270	0,742	0,015	0,015	1,163	4,520	0,0011
Me067	Typ 3	Haselgebirge	1,601	0,982	0,016	0,010	2,390	0,399	0,008	0,008	1,639	1,490	0,0008
Me069	??Typ 3	??Haselgebirge	2,091	0,915	0,031	0,007	3,018	0,075	0,012	0,012	2,292	1,476	0,0016
Me077	Typ 3	Haselgebirge	2,496	2,054	0,145	0,040	3,806	1,045	0,015	0,015	1,317	6,701	0,0006
Me084	Typ 1	Wettersteinkalk	2,035	0,123	0,015	0,004	2,356	0,041	0,008	0,008	19,760	1,599	0,0009
Me085	Typ 1	Wettersteinkalk	2,091	0,303	0,024	0,005	2,478	0,030	0,010	0,010	6,968	1,401	0,0010
Me090	Typ 3	Haselgebirge	2,349	2,628	0,081	0,053	6,161	0,855	0,026	0,026	0,937	5,493	0,0015
Me105	Typ 2	Dolomit Formationen, Mandlingzug	2,205	1,746	0,013	0,006	3,865	0,045	0,009	0,009	1,264	3,127	0,0013
Me126	Typ 2	Dolomit Formationen, Mandlingzug	1,997	0,852	0,014	0,005	2,809	0,239	0,008	0,008	2,130	2,009	0,0016
Me136	Typ 2	Wettersteindolomit	1,720	1,000	0,011	0,003	2,790	0,014	0,007	0,007	1,825	0,852	0,0018
Me138	Typ 2	Wettersteindolomit	1,836	1,013	0,008	0,003	2,781	0,014	0,007	0,007	1,788	0,774	0,0022
Me140	Typ 2	Wettersteindolomit	1,690	0,911	0,008	0,003	2,534	0,013	0,006	0,006	1,621	1,082	0,0013
Me201	Typ 2	Dolomit Formationen, Mandlingzug	1,972	1,348	0,018	0,008	3,624	0,057	0,012	0,012	1,617	1,359	0,0039
Me202	Typ2	Dolomit Formationen, Mandlingzug	2,400	1,352	0,013	0,004	3,772	0,074	0,012	0,012	1,782	3,649	0,0014
Me204	Typ 1	Wettersteinkalk	2,287	0,393	0,019	0,005	2,942	0,039	0,017	0,017	6,137	1,152	0,0022

Im gesamten Untersuchungsgebiet liegt das **Erdalkali/Hydrogenkarbonat Verhältnis** der Quellwässer um 1 (Min= 0,86; Max. 1,23). Die höheren Werte sind den sulfatreicheren Quellwässern zuzordnen, dies deutet auf die Präsenz von Evaporiten hin.

Über das **Ca/Mg Verhältnis** lässt sich klar zwischen den Quellen aus Einzugsgebieten mit überwiegend Dolomit- oder überwiegend Kalkgestein unterscheiden (Abbildung 19). Werte zwischen 10-35 der Quellwässer des Gröbmingbachs deuten auf eine ausschließlich im Dachsteinkalk stattfindende Mineralisation. Me043 und Me047 scheinen zudem kaum von den Dolomit/Kalk-Wechselschichten der Koritzwand gespeist zu werden. Die Mg^{2+} -reichen Wässer des Gradenbach-Oberlaufs können dem Wettersteindolomit zugeordnet werden, diese vermischen sich auf Talniveau mit Ca^{2+} reichem Wasser von Quelle Me204, die am Fuß der schroffen Felswand des Aicher Steins (Wettersteinkalk) entspringt. Eine ähnliche Durchmischung findet im Dürenbach statt: Das Stoderbrünnl (Me085) und Me084 versorgen den Dürenbach mit Ca^{2+} -reichem Wasser am Ursprung, die restlichen Quellen entspringen jedoch in Mg^{2+} reicheren Lithologien, vor allem Dolomit. Auffallend ist das niedrige Ca/Mg Verhältnis (0,53-2,06) der Quellen des Sulfat-Typs. Da Gips und Anhydrit nach BENISCHKE (2002) kaum Mg^{2+} aufweisen, deutet dies eventuell auf Einschuppungen von Dolomiten.

Quellwasser des Dachstein- und Wettersteinkalks ist mit einem **Ca Sättigungsgrad** von 1-3 leicht übersättigt (Abbildung 20). Me043 stellt jedoch mit einer deutlichen Untersättigung eine Ausnahme dar. Vom Wettersteindolomit stammendes Quellwasser südwestlich des Ahornsees ist leicht untersättigt. Die Quellen von Typ 3 zeigen Ca Sättigungsgrade von 1,4- 6,5.

Die Quellen des Sulfat-Typs weisen Werte um 0,4-1,045 equi mmol/l SO_4^{2-} auf. Dies deutet auf einen Einfluß von Gips/Anhydrit. Einzig Me069 stellt mit niedrigeren SO_4^{2-} Konzentrationen eine Ausnahme da, obwohl die Quelle im Feld der selben Lithologie zugeordnet wurde. Deshalb ist es wahrscheinlich, dass es sich hier um ein Vorkommen von Haselgebirge handelt, obwohl das Erdalkali- Hydrogenverhältnis relativ niedrig ist (Abbildung 21). Die Quellen aus Dachsteinkalk und Wettersteindolomit weisen sehr niedrige Konzentrationen (0,013-0,030 equi mmol/l) auf. Die Dolomite des Mandlingzuges sowie des Wettersteinkalks zeigen eine Streuung von 0,03-0,23 equi mmol/l.

Im gesamten Untersuchungsgebiet lassen sich die Quellen über das **K/Na Verhältnis** den Lithologien nicht eindeutig zuordnen. Die Quellen des Sulfat-Typs zeigen jedoch deutlich höhere K^+ Konzentrationen (0,026-0,052 equi mmol/l) als die restlichen Lithologien bei ähnlich niedrigen Cl^- Konzentrationen wie bei den Kalken und Dolomiten. K^+ vs. Cl^- -Konzentrationen korrelieren nicht eindeutig ($R^2 = 0,6405$) (Abbildung 23). Die K^+ Konzentrationen sind jedoch bei den sulfatreichen Quellen höher (0,025-0,055 equi mmol/l) als bei allen anderen Quellen.

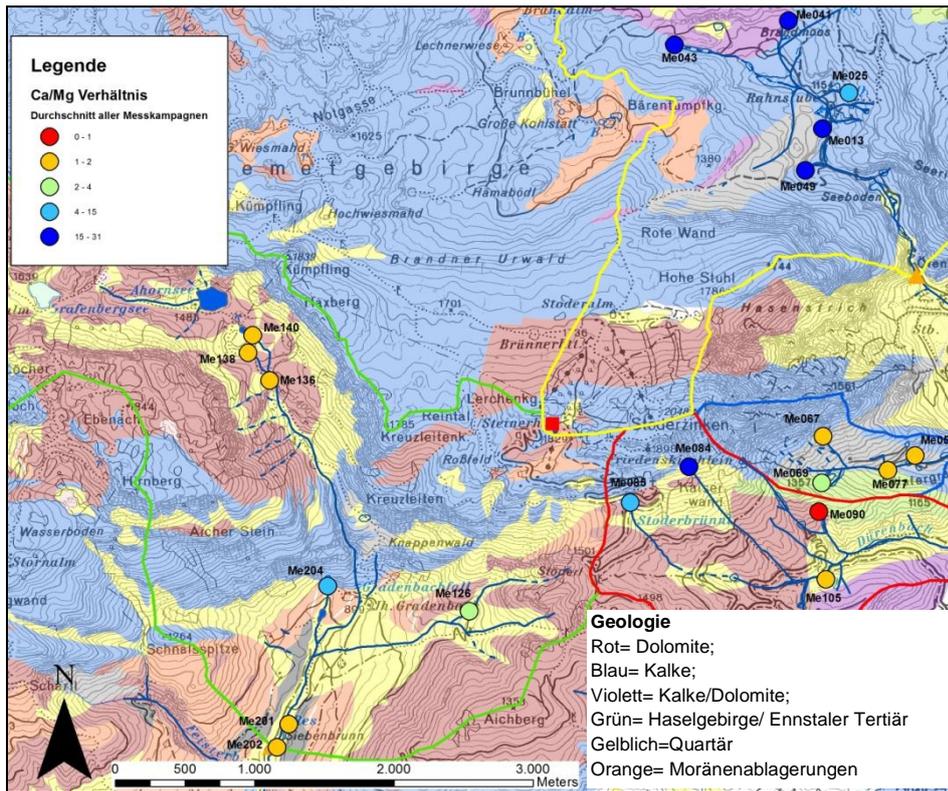


Abbildung 19: Ca/Mg Verhältnis der Quellwässer in Abhängigkeit der geologischen Einheiten.

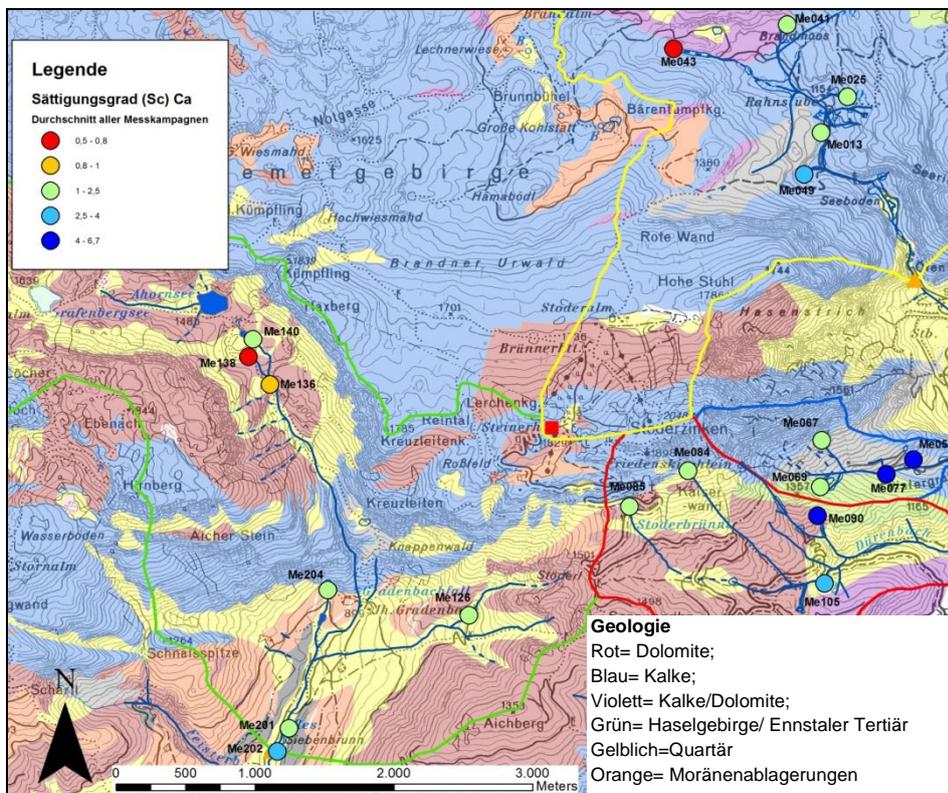


Abbildung 20: Ca Sättigungsgrad (Sc) der Quellwässer im Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit der geologischen Einheiten.

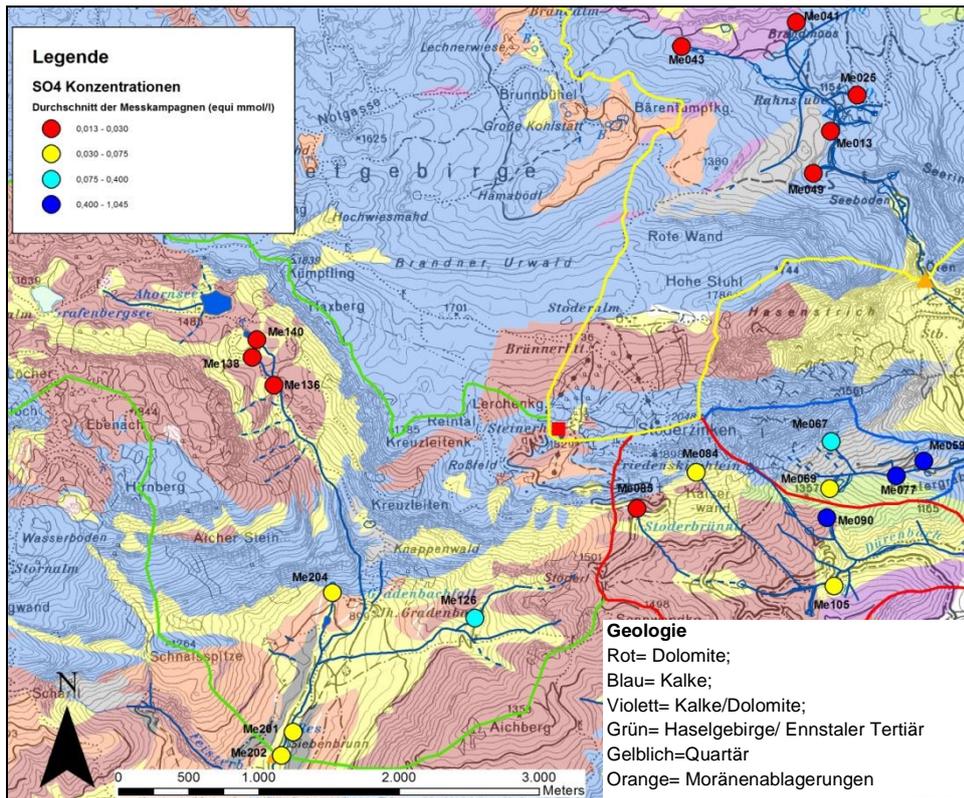


Abbildung 21: SO₄²⁻ Konzentrationen der Quellwässer im Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit der geologischen Einheiten.

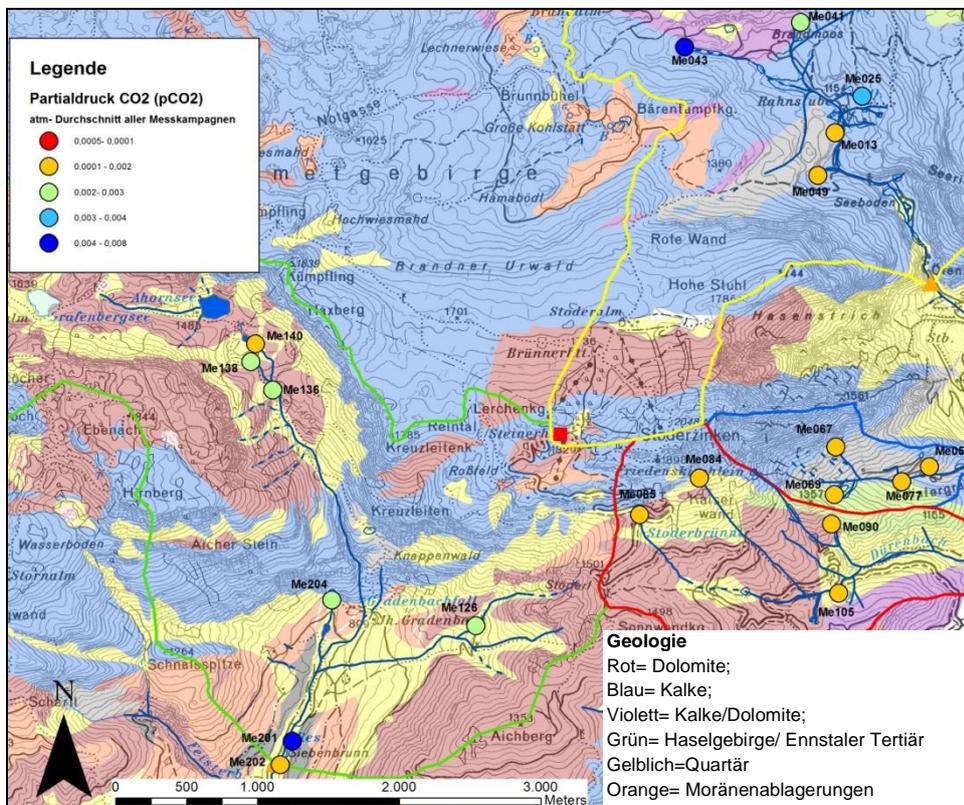


Abbildung 22: Partialdruck CO₂ der Quellwässer im Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit der geologischen Einheiten.

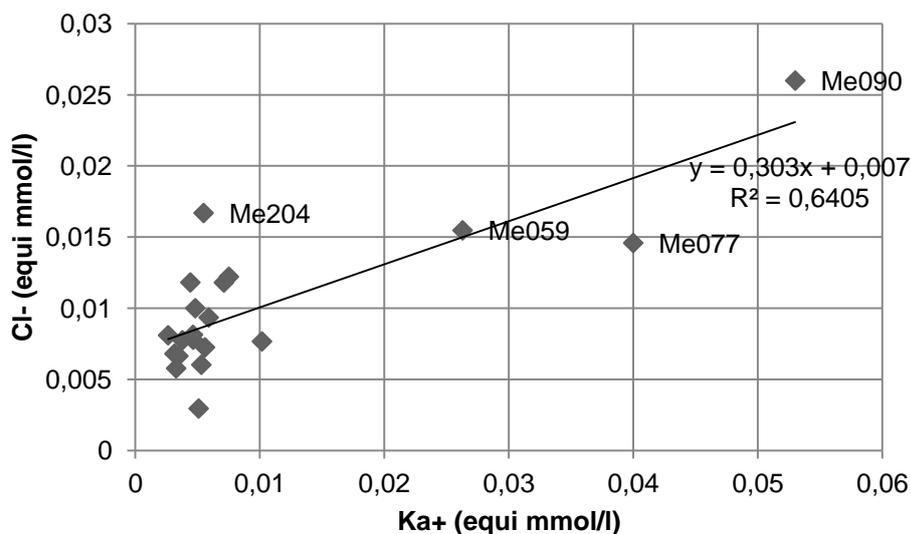


Abbildung 23: K^+ versus Cl^- im Untersuchungsgebiet.

Ionenbilanzfehler über 10% wurden als problematisch betrachtet, aber nur der 28% Fehler (3. Messkampagne bei Me090) scheint kritisch zu sein. Die Messgenauigkeit der 1. Messkampagne konnte über den Ionenbilanzfehler nicht überprüft werden da nicht auf Hydrogenkarbonat beprobt wurde (Tabelle 7).

Tabelle 7: Ionenbilanzfehler der 2. und 3. Messkampagne.

Quellbezeichnung	Ionenbilanzfehler (%)	
	Messkampagne 2	Messkampagne 3
Me013	-9,5	0,9
Me025	-11,8	2,0
Me041	-7,9	10,7
Me043	-8,8	-5,9
Me049	-15,1	11,0
Me059	-6,1	-1,5
Me067	-2,7	-7,2
Me069	-6,5	2,6
Me077	-4,5	4,4
Me084	-9,2	-4,8
Me085	-9,9	4,2
Me090	-7,9	-28,8
Me105	-4,9	2,7
Me126	0,4	-12,1
Me136	-4	
Me138	-9,7	10,8
Me140	-7,9	8,1
Me201	-8,0	1,9
Me202	-4,9	1,4
Me204	-12,9	-0,8

Da aus technischen Gründen HCO_3^- bei der ersten Messkampagne nicht bestimmt werden konnte, ist es sinnvoll nur die Messkampagne 2 und 3 im Gesamtbild gegenüberzustellen (Abbildung 24). Die leichten Variationen der Konzentrationen

sind höchstwahrscheinlich auf die unterschiedlichen klimatischen Bedingungen zur Zeit der Probennahme und den Ionenbilanzfehler zurückzuführen.

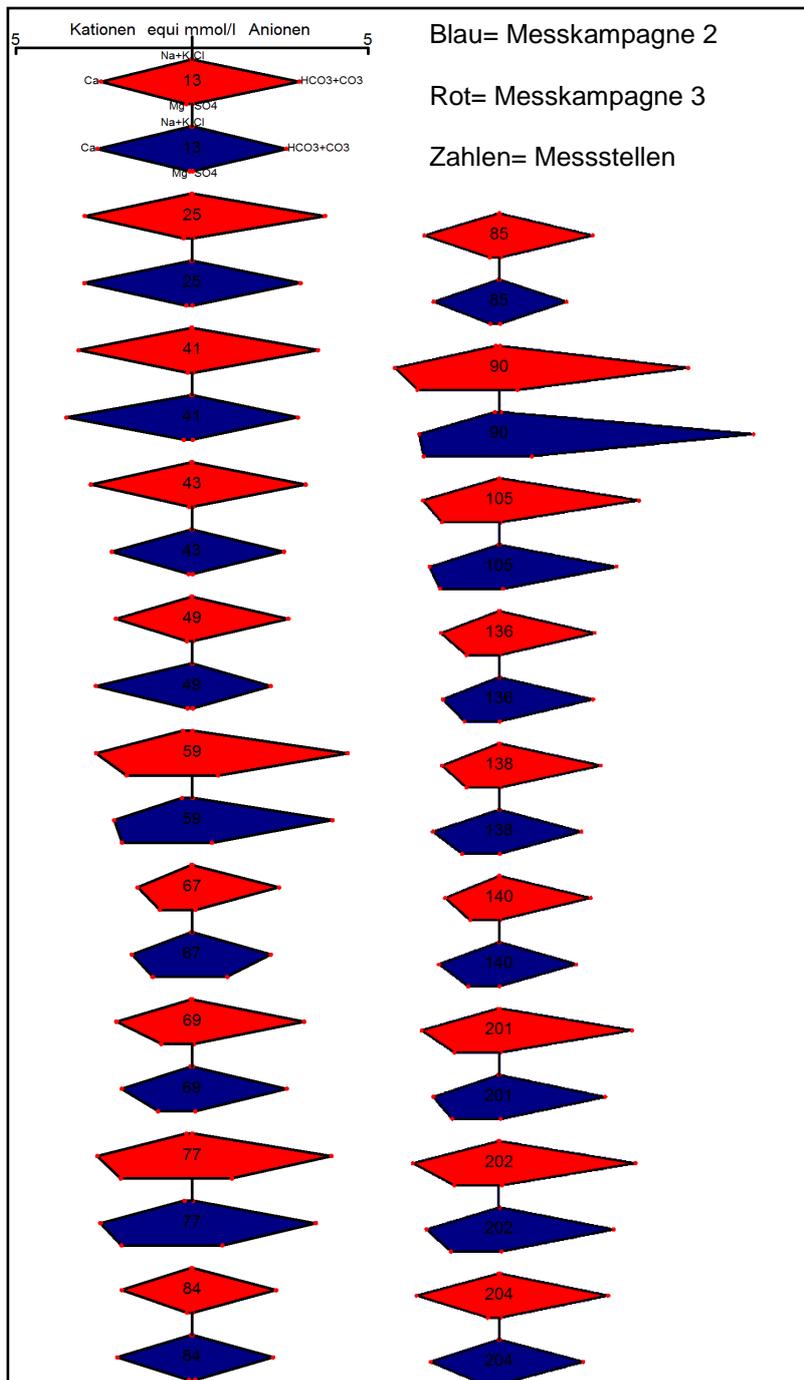


Abbildung 24: Stiffdiagramme von den Messkampagnen.

1.4.4 Stabile Umweltisotope ($^{18}\text{O}/^2\text{H}$)

Die Quellen, die dem Dachsteinkalk zuzuordnen sind, lassen sich mithilfe der stabilen Umweltisotop-Delta- $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ -Analyse von anderen Quellen differenzieren, da die Werte mit einem Durchschnittswert von $-10,05\text{‰}$ deutlich niedriger liegen (Abbildung 25 und Tabelle 8). Eine Korrelation von ^{18}O versus den Quellaustritten sowie den möglichen mittleren Einzugsgebieten der Quellen ist nicht erkennbar. Insgesamt bekräftigen diese Ergebnisse die Erkenntnisse von TRIMBORN ET AL. (2001), dass es in der Dachsteinregion eine deutliche Nord-Süd Gliederung hinsichtlich $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ gibt (höhere Werte im Norden). Im Vergleich zu den Quelluntersuchungen der Dachstein Region, die im Zuge des Projekts „Karstwasser Dachstein 2“ gemacht wurden, liegen im gegenständlichen Projekt die Quellen des Dachsteinkalks im oberen Bereich (Abbildung 25). Damals wurden 5 Quellen im Raum Haus/Gröbming aus dolomitischen Einheiten des Mandlingzugs mit Quellaustritten zwischen 800 und 1110m beprobt (Scheidleder, 2001). Diese hatten einen Durchschnittswert von $^{18}\text{O} = -12,62\text{‰}$. Bei den gegenständlichen Untersuchungen liegt der ^{18}O Durchschnittswert für Quellproben aus Dolomitformationen des Mandlingzugs dagegen bei $-11,57\text{‰}$.

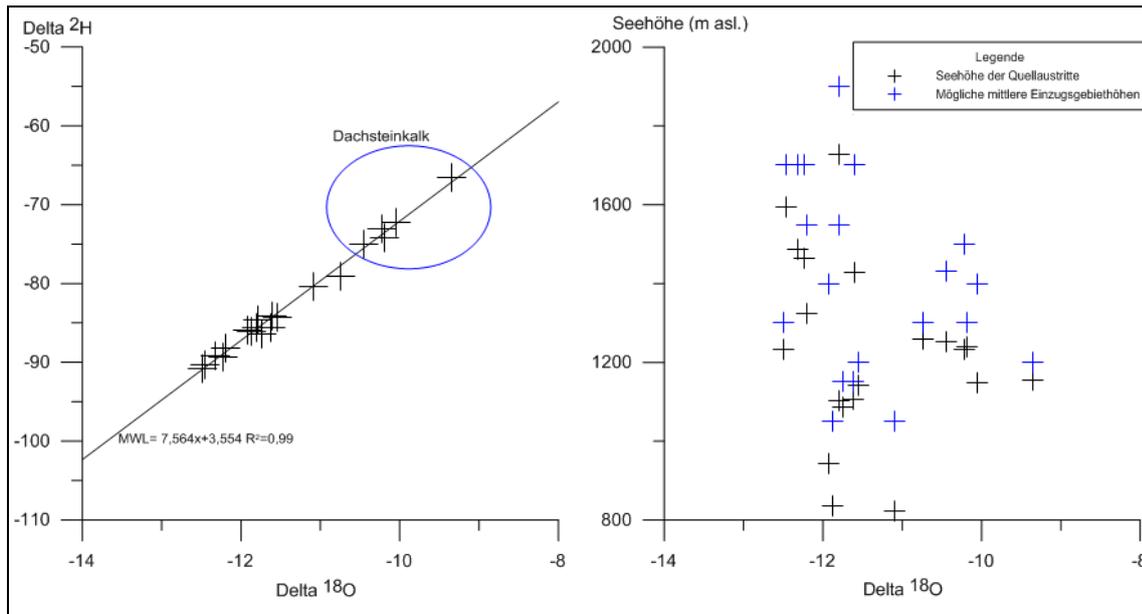


Abbildung 25: $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ der ausgewählten Quellen sowie ^{18}O versus Seehöhen der Quellaustritte sowie mögliche Seehöhen der Einzugsgebiete.

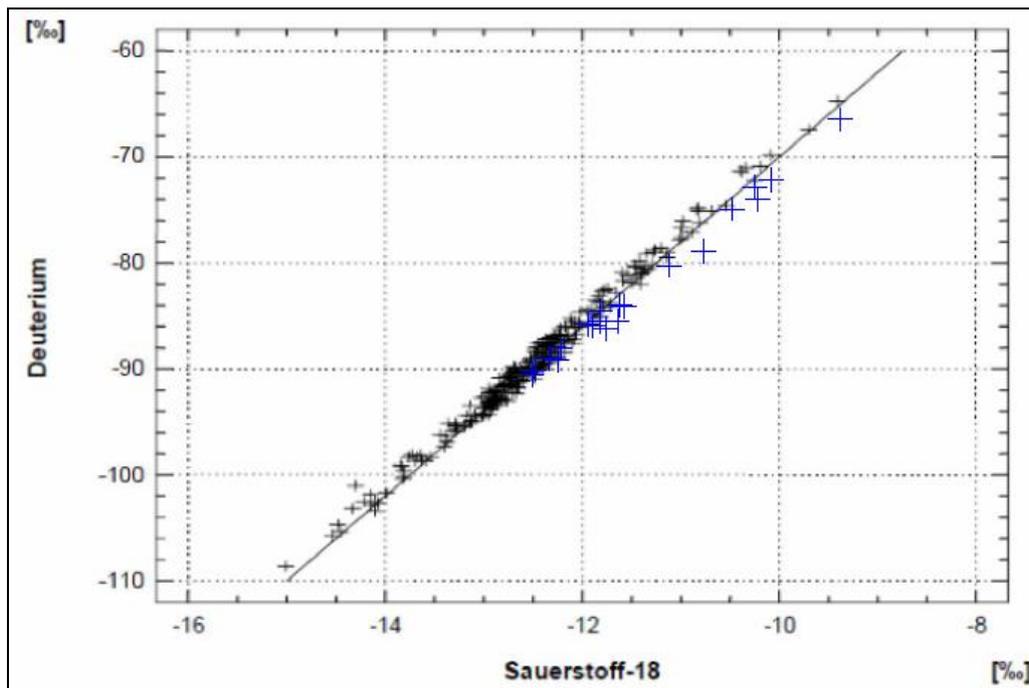


Abbildung 26: $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ und Global Meteoric Water Line der Quellen des Karstwasser Dachstein Projekts und die Ergebnisse der ausgewählten Quellen =blau.

Tabelle 8: Delta ^{18}O / ^2H Werte der Quellwasserproben.

Quelle	Delta ^{18}O (‰)	Delta ^2H (‰)	Quellaustritt- Seehöhe (m)	Mögliche mittlere Einzugsgebiet Seehöhen (m)	Lithologie
Me013	-9,35	-66,55	1155	1200	Dachsteinkalk
Me025	-10,22	-73	1232	1500	Dachsteinkalk
Me041	-10,45	-75,07	1251	1430	Dachsteinkalk
Me043	-10,19	-74,15	1239	1300	Dachsteinkalk
Me049	-10,05	-72,27	1149	1400	Dachsteinkalk
Me059	-11,74	-86,38	1085	1150	Haselgebirge
Me067	-12,2	-88,24	1323	1550	Haselgebirge
Me069	-12,49	-90,76	1231	1300	??Haselgebirge
Me077	-11,62	-85,69	1105	1150	Haselgebirge
Me084	-11,8	-85,69	1726	1900	Wettersteinkalk
Me085	-12,46	-90,26	1595	1700	Wettersteinkalk
Me090	-10,74	-79,03	1259	1300	Haselgebirge
Me105	-11,55	-84,28	1141	1200	Dolomit Formationen, Mandlingzug
Me126	-11,79	-84,62	1102	1550	Dolomit Formationen, Mandlingzug
Me136	-11,6	-84,11	1427	1700	Wettersteindolomit
Me138	-12,23	-89,39	1465	1700	Wettersteindolomit
Me140	-12,32	-89,16	1486	1700	Wettersteindolomit
Me201	-11,87	-86,13	836	1050	Dolomit Formationen, Mandlingzug
Me202	-11,09	-80,38	824	1050	Dolomit Formationen, Mandlingzug
Me204	-11,92	-85,94	942	1400	Wettersteinkalk

1.4.5 Wasserbilanz

Die Wasserbilanzberechnungen basierend auf der Gleichung $N = A + ET_p + \Delta S$ mit $\Delta S = N - A - ET_p$ befinden sich in Tabelle 9.

Tabelle 9: Wasserbilanzen für die Einzugsgebiete Gradenbach und Gröbmingbach; N=Niederschlag; A_{tat}= Tatsächlicher Abfluss; A_{theo}= Theoretischer Abfluss je nach ET_p Berechnungsmethode; A_{tat}/A_{theo}= Prozentsatz des tatsächlichen vom theoretischen Abfluß je nach ET_p Berechnungsmethode.

Einzugsgebiete	Zeitraum	N	A _{tat}	A _{theo} Haude	A _{theo} HAÖ	A _{tat} /A _{theo} Haude	A _{tat} /A _{theo} HAÖ	ET _p Haude	ET _p HAÖ	ΔS _{Haude}	ΔS _{HAÖ}
		(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(%)	(%)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
Gradenbach	10/2010-06/2011	528	188	106	136	176	138	421	392	-81	-52
Gröbmingbach	10/2010-06/2011	528	34	110	134	31	25	417	393	76	100
Gröbmingbach	11/2009-10/2010	1088	76	563	563	13	13	525	525	487	487

Die Wasserbilanzen der Einzugsgebiete Gradenbach und Gröbmingbach unterscheiden sich grundlegend voneinander: Während die tatsächliche Abflußspende des Gradenbachs 138-176% der Theoretischen beträgt, entpricht die tatsächliche Abflußspende für den Gröbmingbach über denselben Zeitraum (Oktober 2010- Juni 2011) nur 25-31% der Theoretischen. Über diesen Messzeitraum fehlen die Sommermonate Juli, August und September und somit ca. 50% des Jahresniederschlags. Das negative Speichervolumen (ΔS) des Gradenbachs deutet daher auf ein verzögertes Auslaufen der Sommerniederschläge von 2010. Beim Gröbmingbach tritt dieser Effekt ebenfalls, jedoch viel geringer auf, da das Retentionsvermögen geringer ist.

Für das hydrogeologische Jahr 2010-2011 beträgt im Einzugsgebiet des Gröbmingbachs die tatsächliche Abflußspende nur 13% der Theoretischen. Somit ist ersichtlich, dass nur ein sehr geringer Anteil des Niederschlags über den Gröbmingbach entwässert.

1.4.5.1 Die Komponenten der Wasserbilanz und Unsicherheiten

Die **Niederschläge** in Gröbming und beim Stoderzinken sind einander über beide Zeiträume hinweg ähnlich. Von November 2009 bis Oktober 2010 entspricht der Niederschlag auf dem Stoderzinken 98,7% des Niederschlags bei Gröbming. Von Oktober 2010 bis Juni 2011 sind es 116%. Für den Nordteil und Nordwestteil des Untersuchungsgebiets (Grafenbergalm, Kemetgebirge) gibt es jedoch keine Niederschlagswerte was als Unsicherheitsfaktor zu werten ist.

Der **Abfluss** wurde bei beiden Vorflutern mit einer hohen zeitlichen Auflösung von 15min aufgezeichnet. Die Unsicherheiten beschränken sich daher vor allem auf die Schüttungskurve und die Pegelstandskorrekturen (siehe Kap. 1.4.2).

Die **ETp Berechnungen** nach HÄO und HAUDE unterscheiden sich nur geringfügig. Für den Zeitraum Oktober 2010 bis Juni 2011 beträgt die Verdunstung nach HAUDE 107% jener nach dem HÄO. Für das hydrogeologische Jahr 2010-2011 sind die Berechnungen exakt gleich. Abbildung 27 zeigt die Höhenkorrelationen beider Methoden mit unterschiedlichen für die Untersuchungen relevanten Zeiträumen. In niederen Höhenlagen liegen die Berechnungen nach Haude über jenen vom HÄO und bei 1550-1800 (je nach zeitlicher Auflösung) befindet sich der Knickpunkt. Desweiteren lassen sich die Einzugsgebiete für die ETp Bestimmungen über die Seehöhe differenzieren (Abbildung 28). Das Einzugsgebiet Gradenbach zeigt eine andere kumulative Rasterzellenverteilung bezogen auf die Seehöhe als das Einzugsgebiet Gröbmingbach.

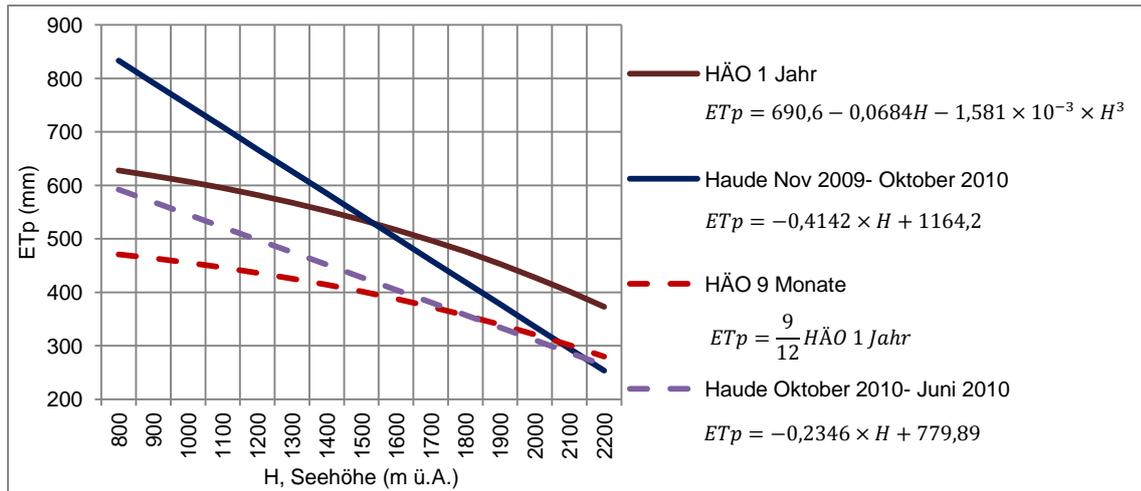


Abbildung 27: ETp Seehöhenbeziehungen nach HAUDE und HÄO.

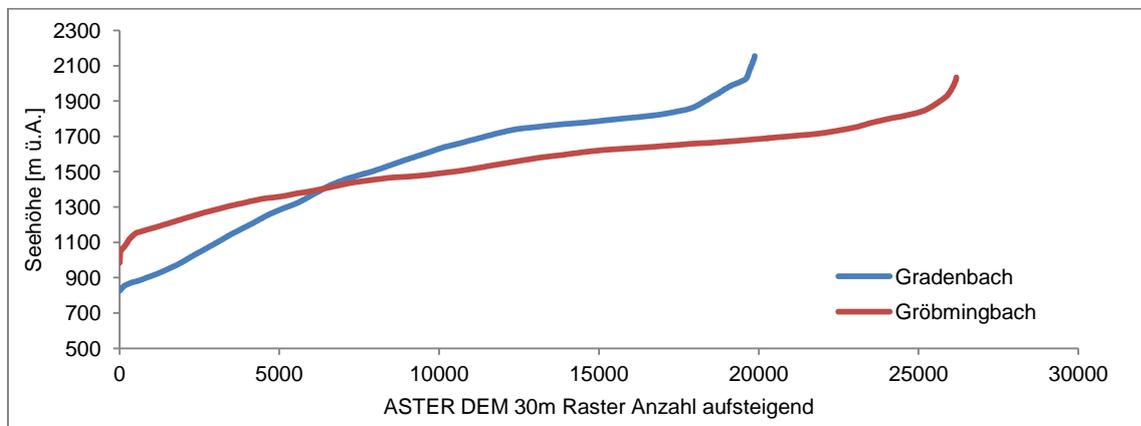


Abbildung 28: ASTER DEM 30m Raster kumulative Rasterzellenverteilung bezogen auf die Seehöhe.

1.5 SCHLUSSFOLGERUNGEN, INTERPRETATION UND AUSSICHT

Für die Beschreibung der Entwässerungsdynamik des Untersuchungsgebiets müssen die orographischen Einzugsgebiete für den Gröbmingbach, Gradenbach, Dürenbach und Feistergraben getrennt voneinander beschrieben und verglichen werden. Die in diesem Projekt mit Hydrographen genauer untersuchten EZGs, nämlich für Gröbmingbach und Gradenbach, unterscheiden sich in erster Linie aufgrund ihrer Lithologie. Dachsteinkalk dominiert im EZG Gröbmingbach und Wettersteindolomit im EZG Gradenbach. Infolgedessen lassen sich die EZGs hydrochemisch differenzieren. Vor allem das niedrigere Ca/Mg Verhältnis um 1,6-2,3 ist für die im Wettersteindolomit mineralisierten Wässer charakteristisch. Quellwässer des Dachsteinkalks haben hingegen Ca/Mg Verhältnisse von 10-35. Die nördlicheren Quellen im Dachsteinkalk sind über höhere Delta $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ Werte von anderen Quellen differenzierbar, trotzdem ist keine eindeutige Korrelation der Delta ^{18}O Werte mit den Seehöhen gegeben (Seehöhen der Quellaustritte sowie mögliche mittlere Einzugsgebietshöhen). Auf Basis der vorhandenen Literatur z.B. Mandl (2000) und Benischke (2002) für die Hydrogeologie, ist der Dachsteinkalk als Karstaquifer und der Wettersteindolomit als weniger verkarsteter Kluftaquifer zu klassifizieren. Die Hydrographen-Auswertungen bestätigen, dass der Gröbmingbach ein viel geringeres Retentionsvermögen als der Gradenbach besitzt. Auslaufkoeffizienten von 0,24-0,28 (1/Tag) sind mit Ausnahme der Schneeschmelze typisch für den Gröbmingbach, der zudem vor allem in den Wintermonaten lange trockenfällt. α Werte von 0,01-0,05 (1/Tag) beim Gradenbach beschreiben das größere Rückhaltevermögen des Wettersteindolomits. Trotzdem konnte auch hier nach Starkregenereignissen ein ähnliches Auslaufverhalten wie beim Gröbmingbach beobachtet werden. Dieses Entwässerungsregime überlagert jenes mit dem hohen Retentionsvermögen und kann möglicherweise auf den verkarsteten Wettersteinkalk an der SW Seite des Stoderzinkens (Knappenwald, Stöderl) und beim Aicher Stein im EZG Gradenbach zurückgeführt werden.

Die Wasserbilanz zeigte, dass für den Gradenbach die tatsächlich gemessene Abflussspende ca. 136-178% der Theoretischen entspricht. Trotzdem ist die Wasserbilanz des Gradenbachs im Vergleich zu der Wasserbilanz des Gröbmingbachs sehr ausgeglichen, denn dort betrug im hydrologischen Jahr 2009/2010 die tatsächliche Abflussspende nur 13% der Theoretischen, es entwässerte somit der größte Anteil nicht über den Gröbmingbach nach Süden.

Feistergrabenbach und Dürenbach konnten im Rahmen dieser Arbeit mit Hydrograph-Analysen nicht untersucht werden. Bei den hydrochemischen Untersuchungen fiel jedoch eine sulfatreiche Formation zwischen Feistergraben und Dürenbach auf. Sulfatkonzentrationen von 0,4-1,045 eq/l, Ca Sättigungsgrade von 1,4-6,5 und erhöhte K Konzentrationen von 0,026-0,052 eq/l deuten auf das Vorhandensein von Gips/Anhydrit. Einzige der hohe Mg-Gehalt ist untypisch. Trotzdem scheint es sich hier um ein Auftreten des Haselgebirges handeln, welches aufgrund der SEMP innerhalb der Störungszone eingeschuppt sein könnte. Eine weitere Herkunftsmöglichkeit der erhöhten Sulfatgehalte ist das Ennstaler Tertiär, detaillierte Analysen der Schwefelisotope können hierüber Auskunft geben.

Die Resultate der Untersuchungen zeigten, dass der geologische Aufbau die Entwässerung maßgeblich beeinflusst und in den Dachsteinkalken nördlich der SEMP die orographischen Einzugsgebiete größtenteils nicht den Tatsächlichen entsprechen. Ein Großteil des Grundwassers im Dachsteinkalk entwässert nicht nach Süden sondern nach Norden, wodurch die nach Süden entwässernden Gewässer für ihre orographischen Einzugsgebiete zu geringe Schüttungen aufweisen. An der Südseite des Stoderzinken sind vor allem die Wettersteinkalk/dolomit Formationen für das hydrogeologische System von großer Bedeutung. Zudem ist zu vermuten, dass die Wasserbilanzen für den Dürenbach und Feisterbach ähnlich ausgeglichen wie beim Gradenbach sind, da auch hier Dolomite die dominierende Lithologie sind. Installationen weiterer Datenlogger in den Vorflutern Dürenbach und Gradenbach sowie eine mehrjährige Hydrographen-Analyse für Vergleichswerte wären vorteilhaft, um jährliche Variationen zu beschreiben. Die mittlere Verweilzeit der Quellwässer, sowie die mittlere Höhe der Einzugsgebiete könnten zusätzlich über kontinuierliche Delta $^{18}\text{O}/^{2}\text{H}$ Quellwasseranalysen bestimmt werden.

1.6 LITERATUR

BAUER, F. (1958). *Quellwassergefährdung in Karstgebieten (Untersuchungsergebnisse aus dem Dachsteingebiet)*. Österr. Wasserwirtschaft. Wien. p. 100-103.

BAUER, F. (1989). *Die unterirdischen Abflussverhältnisse im Dachsteingebiet und ihr Bedeutung für den Karstwasserschutz*. Umweltbundesamt. p. 4-73.

BAUMGARTNER, A. UND LIEBSCHER, H.-J. (1990). *Allgemeine Hydrologie*. Gebr. Bornträger. Stuttgart.

BENISCHKE, R. (2002). *Die Hydrogeologie des Weissenbachtals bei Liezen und seiner Umrahmung*. Dissertation Karl Franzens Universität Graz. p.15- 122.

BMLFUW. (2008). *Hydrographisches Jahrbuch von Österreich 2008*. Band 116. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft.

BÖHM, F. (1986). *Der Grimming: Geschichte der Karbonatplattform von der Obertrias bis in den Dogger (Nördliche Kalkalpen, Steiermark)*. Facies; p. 15, 195-232.

BOHNER, A., SCHINK, M. UND EDER, G., (2007). *Eine Gebirgsl lysimeterstation am Stoderzinken (Österreich, Steirisches Ennstal) in 1830m Seehöhe- Messeinrichtung und Forschungsziele*. 12. Gumpensteiner Lysimetertagung, Höhere Bundeslehr- und Forschungsanstalt Raumberg- Gumpenstein. p. 173-175.

BRANDSTETTER, S., EISENHUT, M. UND GAUL, A. (2007). *Wasser in Österreich-Zahlen und Fakten*. Bundesministerium für Land und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW). P. 1- 24.

DIETZEL, M. (2009). *Aquatische Geochemie*. Vorlesungsunterlagen. Technische Universität Graz.

DIETZEL, M. (2010). *Hydrochemisches Geländepraktikum*. Kursunterlagen. Technische Universität Graz.

DIGITALER ATLAS STEIERMARK. (2011). Internet (*Digitaler Atlas Steiermark*). <http://gis1.stmk.gv.at/atlas>. (Zugriff am 10.November 2011).

DIN 4049 1. (1992). *Hydrologie, Grundbegriffe*. Berlin.

DVWK. (1996). *Ermittlung der Verdunstung von Land und Wasserflächen*. DVWK Merkblatt 238. Bonn. p. 134.

DYCK, S. UND PESCHKE, G. (1983). *Grundlagen der Hydrologie*. 1. Auflage. Verlag für Bauwesen.

FISCHER, A. G., (1964). *The Lofer Cylocthems of the Alpine Triassic*. *Bull. Geol. Surv. Kansas*. p. 107- 149, 169.

GRITSCH, M. (2010). *Datenauswertung und Verifizierung von Evapotranspirationsmodellen am Gebirgsstandort Stoderzinken für das Jahr 2007*. Bakkalaureatsarbeit in der Studienrichtung Erdwissenschaften. Karl Franzens Universität.

HÄCKEL, H. (1999). *Meteorologie*. 6. Auflage. Ulmer Verlag.

HÄO. (2007). *Hydrologischer Atlas Österreichs: Kapitel 3.3: Mittlere jährliche aktuelle Gebietsverdunstung aus der Wasserbilanz*. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW).

HAUDE, W. (1955). *Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise*. Mitteilungen Deutscher Wetterdienst.

HERLICSKA, H., LORBEER, G. E., BOROVICZENY, F., MANDL, G. W., PAVUZA, R., STUMMER, G., LASSNIG, M. (1994). *Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“- Band 1: Karstwasserqualität*. Umweltbundesamt. Wien.

HERNDL M., BOHNER A. UND KANDOLF M. (2009). *Gebirgs- Lysimeterstation am Stoderzinken- Erste Ergebnisse*. 13. Gumpensteiner Lysimetertagung. p. 111-116.

HÖLTING, B. UND COLDEWAY, W. G. (2005). *Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*. 6. Auflage. Spektrum.

KOVAR, A., PUXBAUM, H. UND KALINA, M. (1990). *Immissionsmessung Nasse Deposition im Bundesland Salzburg*. TU Wien.

KRAUTHAUSEN, B. (1989). *Höhlen und Tektonik am Nordrand des Dachsteins zwischen Echerntak und Hageneck*. Oberrhein, *Geol. Abh. Stuttgart*. p. 35, 37-45.

LANGGUTH, H.R. UND VOIGT R. (2003). *Hydrogeologische Methoden*. Springer. p. 322, 323.

LEIN, R. (1985). *Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung*. Archiv für Lagerstättenforschung. Geologische Bundesanstalt. p.6, 117-128.

LINZER, H. G., DECKER K., PERESSON, DELL'MOUR, R., FRISCH, W. (2002). *Balancing Lateral Orogenic Float of the Eastern Alps*. *Tectonophysics*. (354), p. 211-237.

MAILLET, E. (1905). *Mécanique et physique du globe: Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Paris. p.218. In: HÖLTING, B. UND COLDEWAY, W. G. (2005). *Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*. 6. Auflage. Spektrum.

MANDL, G. (2000). *The Alpine sector of the Tethyan shelf - Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps*. *Mitteilungen der österreichischen Gesellschaft*. (92). p.61-77.

MANDL, G. (2001). *Kapitel 2: Geologie der Dachstein Region*. p. 13-35. In: SCHEIDLEDER, A., BOROVICZENY, F., GRAF, W., HOFMANN, T., MANDL G., SCHUBERT, G., STICHLER, W., TRIMBORN, P. UND KRALIK, M. (2001). *Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“- Band 2: Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen*. Archiv für Lagerstättenforschung. GBA, Umweltbundesamt.

MATTHES, G. (1994). *Die Beschaffenheit des Grundwassers; Lehrbuch der Hydrogeologie*. 3. Auflage. Borntraeger Berlin-Stuttgart; p.499.

MAYR, A. (1956). *Das Hallstätter Trinkwasser*. Jb. d. Oberöst. Musealverein. p. 101.

SCHAUBERGER, O. (1986). *Bau und Bildung der Salzlagerstätten der ostalpinen Salinars*. Archiv für Lagerstättenforschung. GBA Wien. p. 217-254.

SCHUBERT, G. (2001). *Kapitel 6: Hydrogeologie des Dachsteinmassivs*. p. 111-123. In: SCHEIDLEDER, A., BOROVICZENY, F., GRAF, W., HOFMANN, T., MANDL G., SCHUBERT, G., STICHLER, W., TRIMBORN, P. UND KRALIK, M. (2001). *Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“- Band 2: Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen*. Archiv für Lagerstättenforschung. GBA, Umweltbundesamt.

SPELÄOGISCHES INSTITUT, (1960). *Bericht über den Speläotrifftversuch Gosau 1960*. Unveröffentlichter Bericht des Speläogischen Instituts beim BM für Forst und Landwirtschaft.

TOLLMANN A.; 1986; *Geologie von Österreich: Band III*. Franz Deuticke. Wien. p. 100-200.

TOUSSAINT, B. (1971). *Hydrogeologie und Karstgenese des Tennengebirges (Salzburger Kalkalpen)*. *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie*. (23). Graz.

TRIMBORN, P., STICHLER, W., GRAF, W. (2001). *Kapitel 4: Umweltisotopen (^2H , ^3H , ^{18}O)*. p. 86-100. In: SCHEIDLEDER, A., BOROVICZENY, F., GRAF, W., HOFMANN, T., MANDL G., SCHUBERT, G., STICHLER, W., TRIMBORN, P. UND KRALIK, M. (2001). *Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“- Band 2: Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen*. Archiv für Lagerstättenforschung. GBA, Umweltbundesamt.

VAN HUSEN, D. (1987). *Zur Entwicklung des Oberen Ennstales im Pleistozän*. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 127 Schladming. p. 86-92.

WEIß, J. (2001). *Ionenchromatographie*. Band 3. Wiley. p.940.

ZÖTL, J. (1957A). *Hydrogeologische Untersuchungen im östlichen Dachsteingebiet*. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines der Steiermark. p. 87.

ZÖTL, J. (1957B). *Der Einzugsbereich von Quellen im Karstgebirge; Österreichische Wasserwirtschaft*. p. 4- 9.

1.7 **ABBILDUNGSVERZEICHNIS**

Abbildung 1: Lage des Untersuchungsgebietes in der nördlichen Steiermark (DIGITALER ATLAS STEIERMARK, 2011).....	3
Abbildung 2: Niederschlags- und Temperaturwerte für das Jahr 2010 im Untersuchungsgebiet.....	4
Abbildung 3: Übersicht der östlichen Ostalpen mit der Lage des Untersuchungsgebietes im roten Rahmen (modifiziert nach LINZER ET AL.(2002)); PLF=Palten – Liesing Störung; PöF=Pöls Störung; GöB=Göriacher Becken; PaB=Parschluger Becken; SeB=Seegrabener Becken; PSB=Passailer Becken; FoB=Fohnsdorfer Becken; ObB=Obdacher Becken; LaB=Lavanttaler Becken; TaB=Tamsweger Becken; TrB=Trofaiacher Becken; KLB=Klagenfurter Becken; WSB=Weststeirisches Becken; KrB=Krappfelder Gosau Becken; KaB=Kainacher Gosau Becken.	5
Abbildung 4: Trias Stratigraphie der Nördlichen Kalkalpen (MANDL, 2000).....	7
Abbildung 5: Geologisches Querprofil des Untersuchungsgebiets; E=Ennstalstörung, D=Dachsteindecke, M=Mandling-Zug; (modifiziert nach MANDL, 2001).....	8
Abbildung 6: Nordwärtsgerichtete Entwässerung in der Dachstein Region (SCHUBERT, 2001).	13
Abbildung 7: Dachstein, Gang der 180 Gehalte der Quellwässer im Bereich Haus-Gröbming (TRIMBORN ET AL., 2001).	16
Abbildung 8: Die Quellschüttungen im Untersuchungsgebiet.	27
Abbildung 9: Elektrische Leitfähigkeiten der Quellwässer im Untersuchungsgebiet.	28
<i>Abbildung 10: Einzugsgebiet des Gröbmingbachs in Detail mit Fotos und Geologie, blaue Kreise=Quellen, rotes Rechteck Klimastation Stoderzinken.</i>	<i>30</i>
<i>Abbildung 11: Einzugsgebiet des Gradenbachs in Detail mit Fotos und Geologie, blaue Kreise=Quellen, rotes Rechteck Klimastation Stoderzinken.</i>	<i>32</i>
Abbildung 12: Einzugsgebiet des Dürenbach und Feisterbach in Detail mit Fotos und Geologie, blaue Kreise=Quellen, rotes Rechteck Klimastation Stoderzinken.	34
Abbildung 13: Schlüsselkurve für Gröbmingbach und Gradenbach.	35
Abbildung 14: Pegelstandskorrekturen für Gröbmingbach und Gradenbach.....	36
Abbildung 15: Hydrograph des Gröbmingbachs (November 2009- Juni 2011) und Gradenbachs (Oktober 2010- Juni 2011) mit Gewässer- und Lufttemperatur und Niederschlagswerten.	38
Abbildung 16: Monatliche Variationen der Schüttungen des Gröbmingbachs und Gradenbachs.	39

Abbildung 17: Trockenwetterfalllinien des Gröbming- und Gradenbaches. Hellgrün und Türkis= Typ 1 ($\alpha = 0,24-0,28$); Violett= Typ 2 ($\alpha = 0,01-0,05$).....	40
Abbildung 18: Piper Diagramm und Typisierung der Quellwässer.....	42
Abbildung 19: Ca/Mg Verhältnis der Quellwässer in Abhängigkeit der geologischen Einheiten.....	46
Abbildung 20: Ca Sättigungsgrad (Sc) der Quellwässer im Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit der geologischen Einheiten.....	46
Abbildung 21: SO_4^{2-} Konzentrationen der Quellwässer im Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit der geologischen Einheiten.....	47
Abbildung 22: Partialdruck CO_2 der Quellwässer im Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit der geologischen Einheiten.....	47
Abbildung 23: K^+ versus Cl^- im Untersuchungsgebiet.....	48
Abbildung 24: Stiffdiagramme von den Messkampagnen.....	49
Abbildung 25: $^{18}\text{O}/^{2}\text{H}$ der ausgewählten Quellen sowie ^{18}O versus Seehöhen der Quellaustritte sowie mögliche Seehöhen der Einzugsgebiete.	51
Abbildung 26: $^{18}\text{O}/^{2}\text{H}$ und Global Meteoric Water Line der Quellen des Karstwasser Dachstein Projekts und die Ergebnisse der ausgewählten Quellen =blau.....	51
Abbildung 27: ETp Seehöhenbeziehungen nach HAUDE und HÄO.....	55
Abbildung 28: ASTER DEM 30m Raster kumulative Rasterzellenverteilung bezogen auf die Seehöhe.	55
1.8 TABELLENVERZEICHNIS	
Tabelle 1: Beispiel einer Messstelle	18
Tabelle 2: Hydrochemische Hauptelemente	21
Tabelle 3: Haude Koeffizient für Fichte nach HÄCKEL (1999).....	25
Tabelle 4: Die Einzugsgebiete des Untersuchungsgebiets.....	26
<i>Tabelle 5: Ausgewählte Trockenwetterfalllinien Untersuchungen nach MAILLET des Gröbming- und Gradenbaches.</i>	<i>41</i>
Tabelle 6: Durchschnittswerte der Konzentrationen der Messkampagnen.....	43
Tabelle 7: Ionenbilanzfehler der 2. und 3. Messkampagne.	48
Tabelle 8: Delta $^{18}\text{O}/^{2}\text{H}$ Werte der Quellwasserproben.....	52
Tabelle 9: Wasserbilanzen für die Einzugsgebiete Gradenbach und Gröbmingbach; N=Niederschlag; A_{tat} = Tatsächlicher Abfluss; A_{theo} = Theoretischer Abfluss je nach	

ETp Berechnungsmethode; $A_{\text{tat}}/A_{\text{theo}}$ = Prozentsatz des tatsächlichen vom
theoretischen Abfluß je nach ETp Berechnungsmethode..... 53

1.9 ANHANG

1.9.1 Quellkataster

Quellbezeichnung

Me013



Art der Quelle:

Gefasste Quelle

Aufnahmedatum:

15.07.2009

Q (l/s):

0,2

el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:

277

X WGS84:

E13 50.469

Wassertemperatur (°C):

6,9

Y WGS84:

N47 28.632

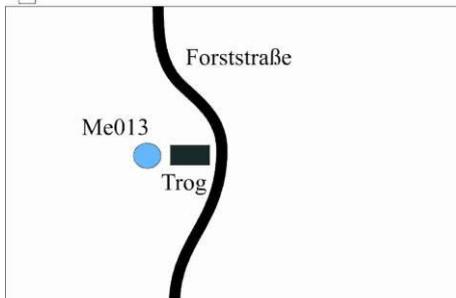
Seehöhe (m ü.A.):

1155

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich neben der Forststraße, Trog, Vernässungszone.



Quellbezeichnung	Me015		
Art der Quelle:	Gefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	15.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	282	X WGS84:	E13 50.465
Wassertemperatur (°C):	9,9	Y WGS84:	N47 28.739
Seehöhe (m ü.A.):	1155		
Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.			

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich neben der Forststraße, Trog, Vernässungszone.

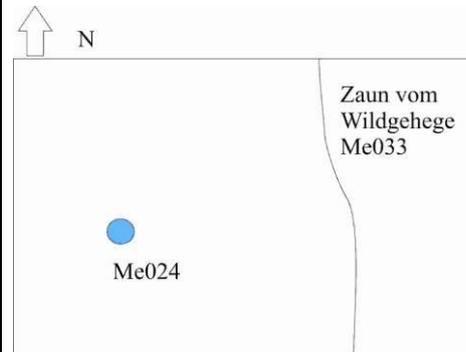


Quellbezeichnung	Me018		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	15.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	290	X WGS84:	E13 50.612
Wassertemperatur (°C):	5,9	Y WGS84:	N47 28.598
Seehöhe (m ü.A.):	1175		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

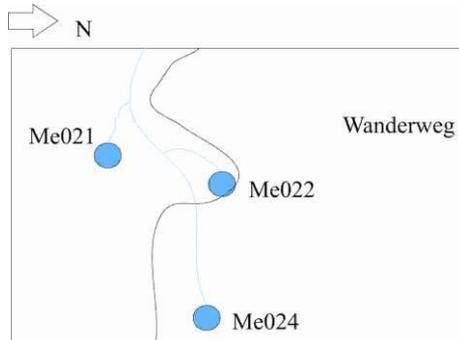
Der Quellaustritt befindet sich 200m W von Me033, Vernässungszone, Position variiert episodisch, Quellaustritt versickert erneut nach wenigen Metern.



Quellbezeichnung	Me021		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	15.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	280	X WGS84:	E13 50.752
Wassertemperatur (°C):	6,4	Y WGS84:	N47 28.771
Seehöhe (m ü.A.):	1261		
Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.			

Anmerkung

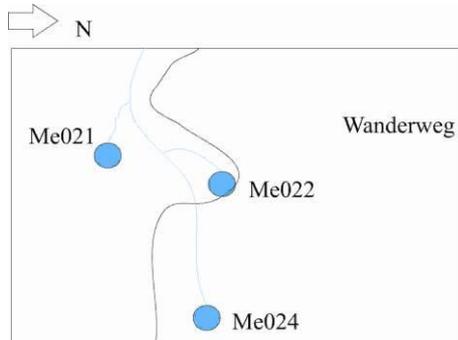
Der Quellaustritt befindet sich beim Wanderweg, Position variiert episodisch.



Quellbezeichnung	Me022		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	15.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	315	X WGS84:	E13 50.656
Wassertemperatur (°C):	8,9	Y WGS84:	N47 28.762
Seehöhe (m ü.A.):	1251		
Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.			

Anmerkung

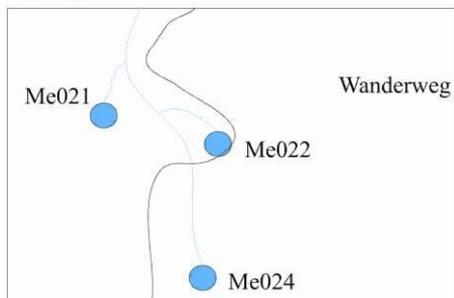
Der Quellaustritt befindet sich beim Wanderweg, Position variiert episodisch.



Quellbezeichnung	Me024		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	15.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	283	X WGS84:	E13 50.767
Wassertemperatur (°C):	5,9	Y WGS84:	N47 28.815
Seehöhe (m ü.A.):	1284		
Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.			

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich beim Wanderweg, Schiene.



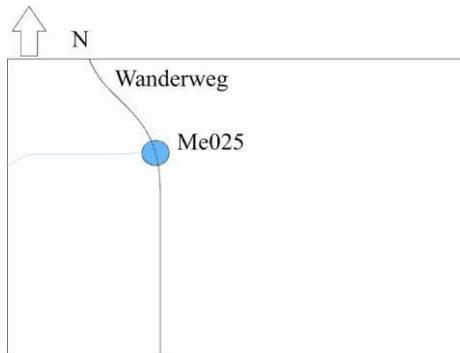
Quellbezeichnung	Me025		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	16.07.2009	Q (l/s):	1
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	328	X WGS84:	E13 50.583
Wassertemperatur (°C):	10	Y WGS84:	N47 28.838
Seehöhe (m ü.A.):	1239		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig 20°C, in der Nacht später Gewitter.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich beim Wanderweg.



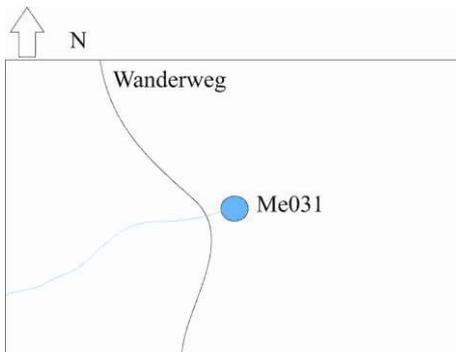
Quellbezeichnung	Me031		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	16.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	330	X WGS84:	E13 50.548
Wassertemperatur (°C):	7,3	Y WGS84:	N47 29.136
Seehöhe (m ü.A.):	1374		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig 20°C, in der Nacht später Gewitter.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Mehrere Quellaustritte befinden sich beim Wanderweg, Position variiert episodisch, Vernässungszone.



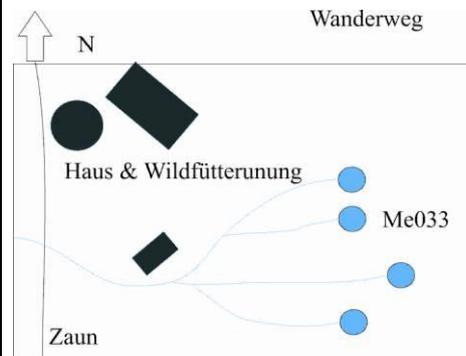
Quellbezeichnung	Me033		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	16.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	302	X WGS84:	E13 50.627
Wassertemperatur (°C):	5,7	Y WGS84:	N47 28.666
Seehöhe (m ü.A.):	1234		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig 20°C, in der Nacht später Gewitter.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Mehrere Quellaustritte befinden sich im Wildgehege, 100m E der Wildfütterung bzw. der Forststraße, Position variiert episodisch, Vernässungszone, Zugang möglich vom N des Geheges.



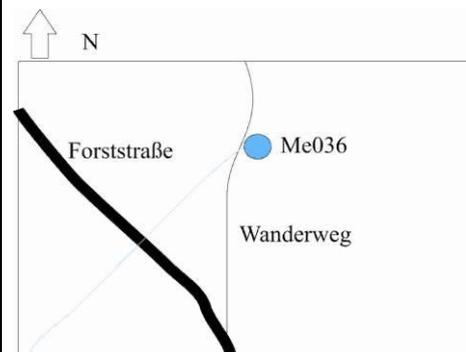
Quellbezeichnung	Me036		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	16.07.2009	Q (l/s):	0,5
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	305	X WGS84:	E13 50.327
Wassertemperatur (°C):	5,8	Y WGS84:	N47 28.925
Seehöhe (m ü.A.):	1218		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig 20°C, in der Nacht später Gewitter.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 150m NW der Forststraße, bei Wanderweg.



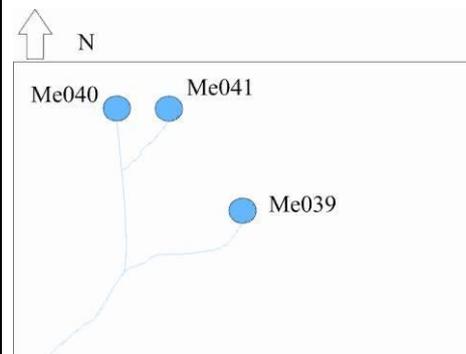
Quellbezeichnung	Me039		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	16.07.2009	Q (l/s):	0,5
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	325	X WGS84:	E13 50.227
Wassertemperatur (°C):	7,7	Y WGS84:	N47 29.070
Seehöhe (m ü.A.):	1213		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig 20°C, in der Nacht später Gewitter.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 150m NE der Forststraße bei „Brandmoos“, Vernässungszone.



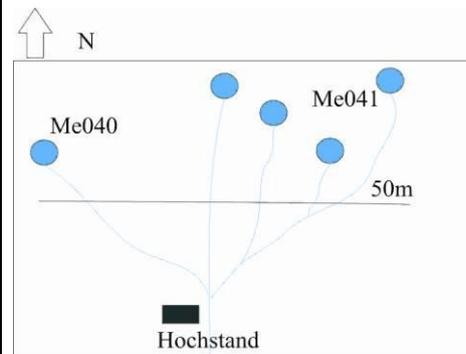
Quellbezeichnung	Me040		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	16.07.2009	Q (l/s):	0,4
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	331	X WGS84:	E13 50.227
Wassertemperatur (°C):	11	Y WGS84:	N47 29.070
Seehöhe (m ü.A.):	1232		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig 20°C, in der Nacht später Gewitter.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 200m N der Forststraße bei „Brandmoos“, 50m im W von Me040, Vernässungszone.



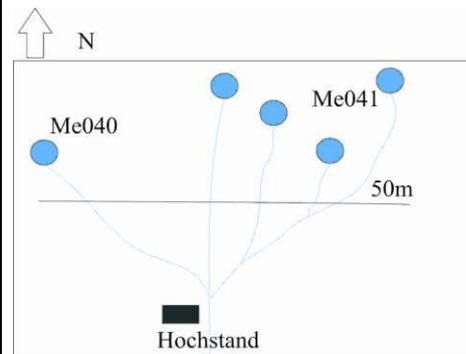
Quellbezeichnung	Me041		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	16.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	334	X WGS84:	E13 50.269
Wassertemperatur (°C):	6,2	Y WGS84:	N47 29.099
Seehöhe (m ü.A.):	1251		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig 20°C, in der Nacht später Gewitter.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Mehrere Quellaustritte befinden sich 200m N der Forststraße bei „Brandmoos“, 50m im E von Me040, Vernässungszone.



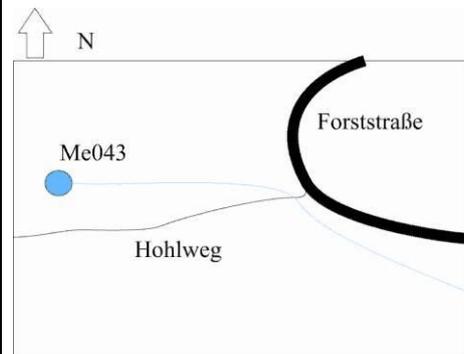
Quellbezeichnung	Me043		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	16.07.2009	Q (l/s):	0,4
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	275	X WGS84:	E13 49.677
Wassertemperatur (°C):	5,6	Y WGS84:	N47 28.971
Seehöhe (m ü.A.):	1239		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig 20°C, in der Nacht später Gewitter.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 200m W vom Wanderweg/Forststraße, Austritt variiert vorallem wegen dem groben Blockschuttmaterial.



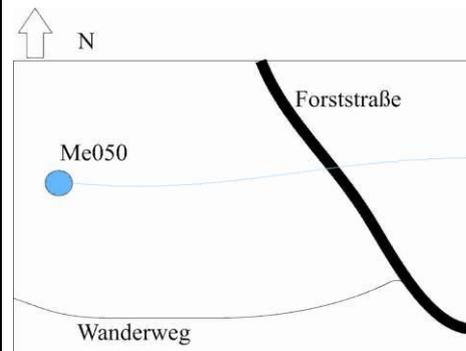
Quellbezeichnung	Me049		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	16.07.2009	Q (l/s):	0,5
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	231	X WGS84:	E13 50.288
Wassertemperatur (°C):	4,7	Y WGS84:	N47 28.508
Seehöhe (m ü.A.):	1149		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig 20°C, in der Nacht später Gewitter.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 200m W vom Wanderweg/Forststraße, Austritt variiert vorallem wegen groben Blockschuttmaterial.



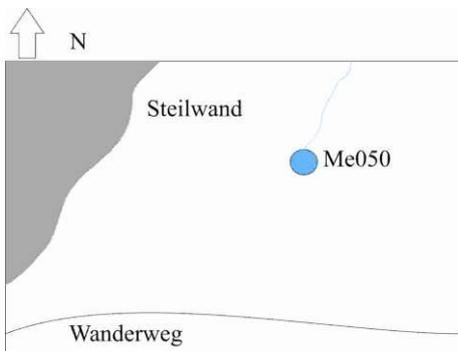
Quellbezeichnung	Me050		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	16.07.2009	Q (l/s):	1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	309	X WGS84:	E13 50.091
Wassertemperatur (°C):	9,3	Y WGS84:	N47 28.530
Seehöhe (m ü.A.):	1259		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig 20°C, in der Nacht später Gewitter.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Folgeaustritt von Me056, 200m NW vom Wanderweg, Vernässungszone.



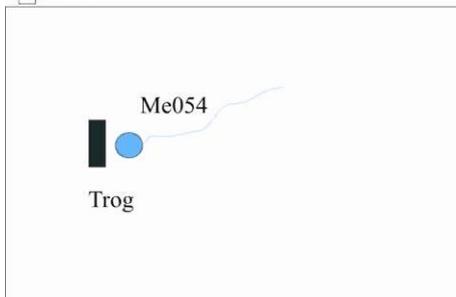
Quellbezeichnung	Me054		
Art der Quelle:	Gefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	17.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	274	X WGS84:	E13 49.201
Wassertemperatur (°C):	9,4	Y WGS84:	N47 28.680
Seehöhe (m ü.A.):	1338		

Witterung am Aufnahmetag: kurze Gewitter während des Tages.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet in einer Senke „Kohlstatt“, versickert nach wenigen Metern wieder,Trog, Vernässungszone episodisch.



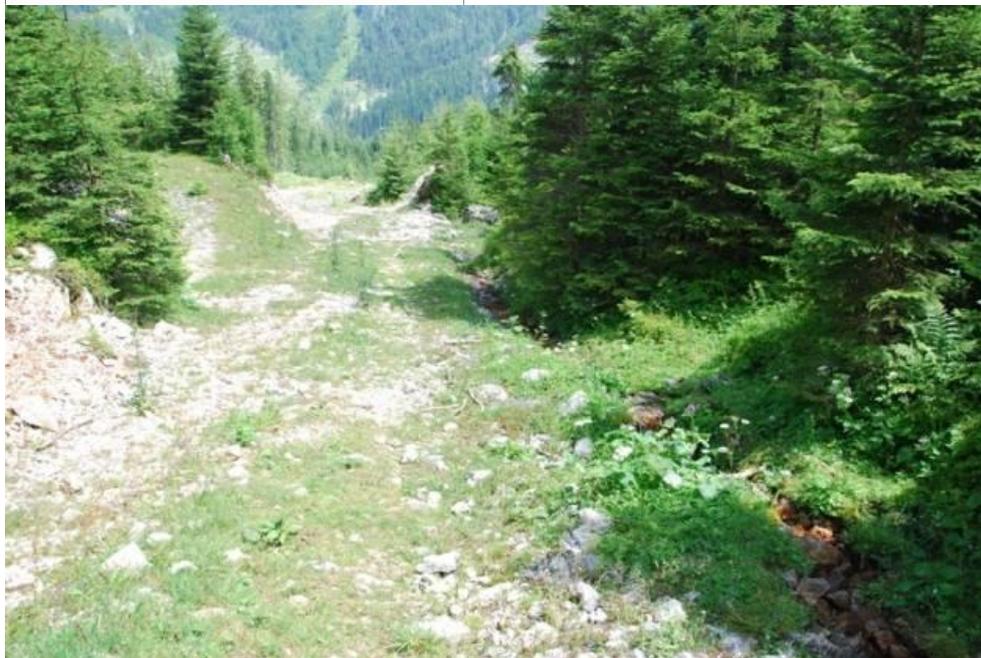
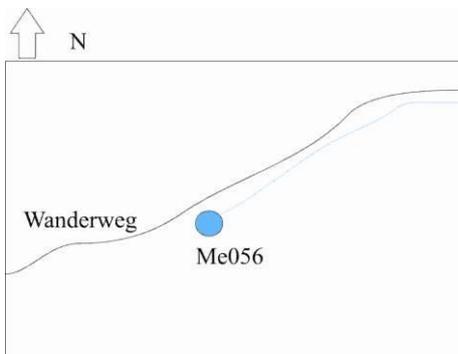
Quellbezeichnung	Me056		
Art der Quelle:	Gefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	17.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	221	X WGS84:	E13 49.846
Wassertemperatur (°C):	5,1	Y WGS84:	N47 28.438
Seehöhe (m ü.A.):	1051		

Witterung am Aufnahmetag: kurze Gewitter während des Tages.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich beim Wanderweg, Austritt wieder bei Me050.



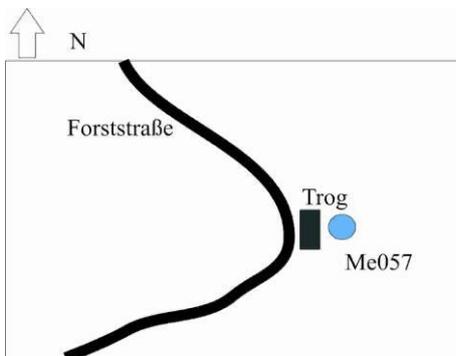
Quellbezeichnung	Me057		
Art der Quelle:	Gefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	17.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	222	X WGS84:	E13 50.907
Wassertemperatur (°C):	8,2	Y WGS84:	N47 28.165
Seehöhe (m ü.A.):	1128		

Witterung am Aufnahmetag: kurze Gewitter während des Tages.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich in den Öfen direkt neben der Forststraße, Trog.



Quellbezeichnung	Me059		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	17.07.2009	Q (l/s):	0,3
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	444	X WGS84:	E13 50.936
Wassertemperatur (°C):	16,4	Y WGS84:	N47 27.370
Seehöhe (m ü.A.):	1085		

Witterung am Aufnahmetag: kurze Gewitter während des Tages.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich an der Nordseite des Feistergrabens, neben der Forststraße, seit Juli 2010 ist die Forststraße aufgrund eines Murenabganges der die Straße beschädigte nur zu Fuß zugänglich.



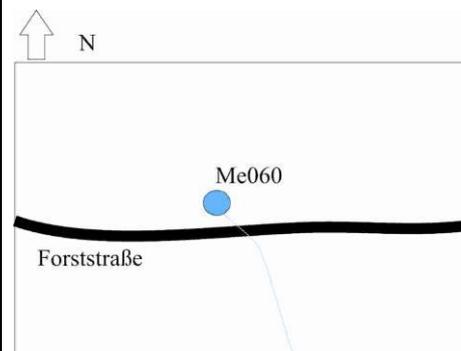
Quellbezeichnung	Me060		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	17.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	417	X WGS84:	E13 50.837
Wassertemperatur (°C):	15	Y WGS84:	N47 27.366
Seehöhe (m ü.A.):	1092		

Witterung am Aufnahmetag: kurze Gewitter während des Tages.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich auf der Nordseite des Feistergrabens, neben Forststraße, seit Juli 2010 ist die Forststraße aufgrund eines Murenabganges der die Straße beschädigte nur zu Fuß zugänglich.



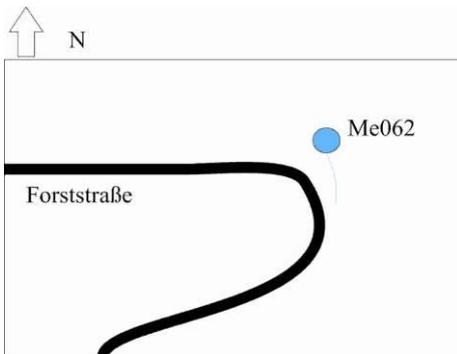
Quellbezeichnung	Me062		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	17.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	447	X WGS84:	E13 50.915
Wassertemperatur (°C):	14,3	Y WGS84:	N47 27.407
Seehöhe (m ü.A.):	1133		

Witterung am Aufnahmetag: kurze Gewitter während des Tages.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 25°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich auf der Nordseite des Feistergrabens, bei der Kehre der Forststraße, seit Juli 2010 ist die Forststraße aufgrund eines Murenabganges der die Straße beschädigte nur zu Fuß zugänglich, Position episodisch abhängig.

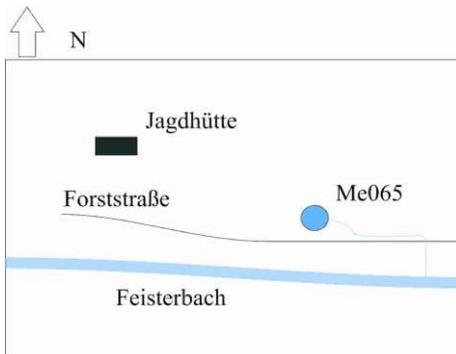


Quellbezeichnung	Me065		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	285	X WGS84:	E13 50.645
Wassertemperatur (°C):	14,4	Y WGS84:	N47 27.353
Seehöhe (m ü.A.):	1154		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich auf der Nordseite des Feistergrabens, neben Forststraße, seit Juli 2010 ist die Forststraße aufgrund eines Murenabganges der die Straße beschädigte nur zu Fuß zugänglich, 150m E vom Ende der Forststraße.

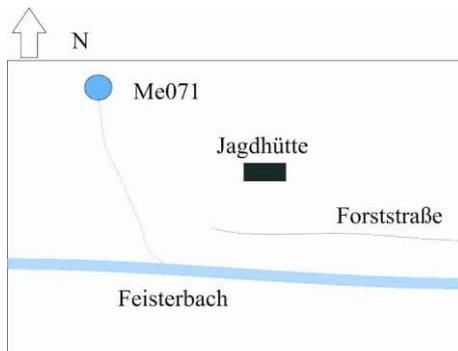


Quellbezeichnung	Me067		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2009	Q (l/s):	0,5
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	202	X WGS84:	E13 50.356
Wassertemperatur (°C):	8,8	Y WGS84:	N47 27.428
Seehöhe (m ü.A.):	1352		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich auf der Nordseite des Feistergrabens, Position episodisch abhängig, sehr schwer zugänglich wegen steilem Gelände, seit Juli 2010 ist die Forststraße aufgrund eines Murenabganges der die Straße beschädigte nur zu Fuß zugänglich, ca. 300m NW vom Ende der Forststraße.

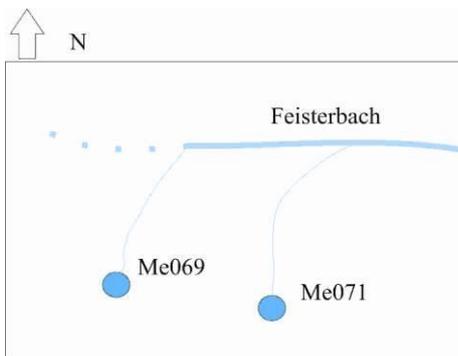


Quellbezeichnung	Me069		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2009	Q (l/s):	0,4
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	288	X WGS84:	E13 50.366
Wassertemperatur (°C):	6	Y WGS84:	N47 27.295
Seehöhe (m ü.A.):	1231		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich auf der Südseite des Feistergrabens, Position variiert episodisch, Hangrutschungen, seit Juli 2010 ist die Forststraße aufgrund eines Murenabganges der die Straße beschädigte nur zu Fuß zugänglich.

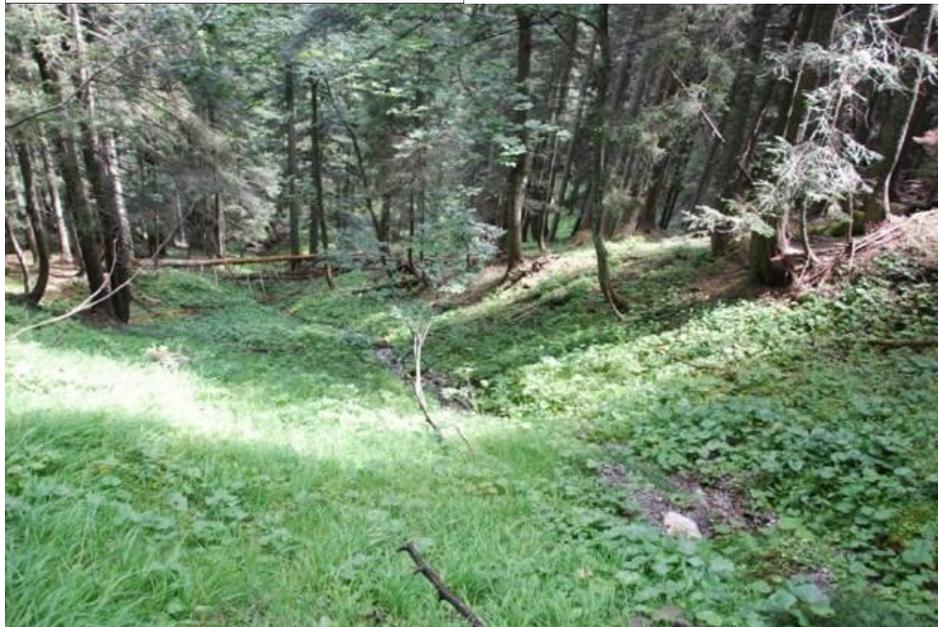
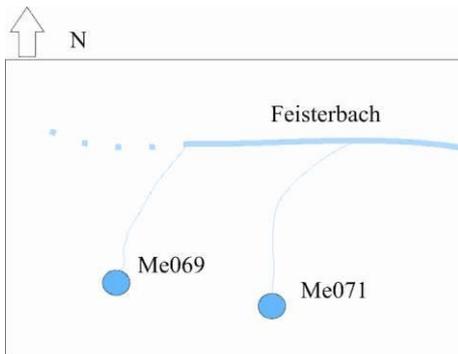


Quellbezeichnung	Me071		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	265	X WGS84:	E13 50.396
Wassertemperatur (°C):	8,1	Y WGS84:	N47 27.269
Seehöhe (m ü.A.):	1221		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich auf der Südseite des Feistergrabens, Genaue Position episodisch abhängig, Hangrutschungen, seit Juli 2010 ist die Forststraße aufgrund eines Murenabganges der die Straße beschädigte nur zu Fuß zugänglich.

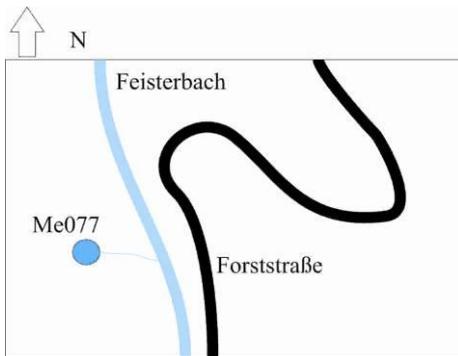


Quellbezeichnung	Me077		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2009	Q (l/s):	0,5
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	468	X WGS84:	E13 48.754
Wassertemperatur (°C):	9,6	Y WGS84:	N47 45.559
Seehöhe (m ü.A.):	1105		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich auf der Südseite des Feistergrabens, Genaue Position variiert episodisch, Hangrutschungen, seit Juli 2010 ist die Forststraße aufgrund eines Murenabganges der die Straße beschädigte nur zu Fuß zugänglich.

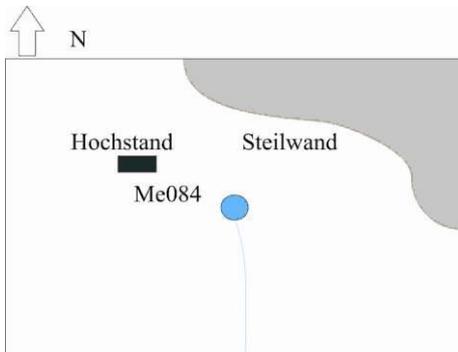


Quellbezeichnung	Me083		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	303	X WGS84:	E13 49.919
Wassertemperatur (°C):	12,0	Y WGS84:	N47 27.324
Seehöhe (m ü.A.):	1504		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich ca .300m E von Me084, im N befindet sich der anstehende Fels der Stoderzinken Südflanke, Vernässungszone.

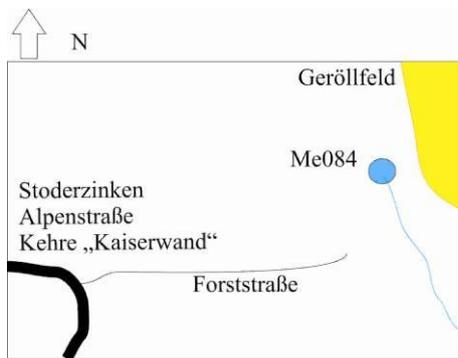


Quellbezeichnung	Me084		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	214	X WGS84:	E13 49.718
Wassertemperatur (°C):	6,6	Y WGS84:	N47 27.294
Seehöhe (m ü.A.):	1726		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 300m E der Kehre „Kaiserwand“, über die Stoderzinken Alpenstraße bzw. über eine Forststraße die von der Kehre nach E abzweigt erreichbar, im E befindet sich ein Geröllfeld.

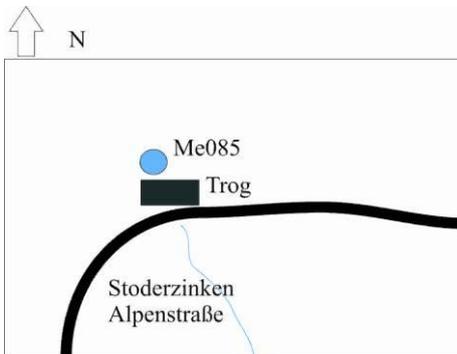


Quellbezeichnung	Me085		
Art der Quelle:	Gefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	246	X WGS84:	E13 49.323
Wassertemperatur (°C):	6,2	Y WGS84:	N47 27.193
Seehöhe (m ü.A.):	1595		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt „Stoderbrünnl“ befindet sich direkt an der Stoderzinken Alpenstraße, Trog.

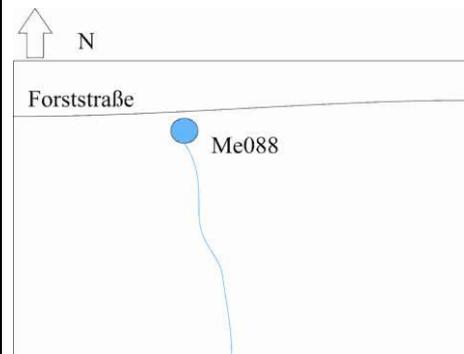


Quellbezeichnung	Me088		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	373	X WGS84:	E13 50.165
Wassertemperatur (°C):	8,8	Y WGS84:	N47 27.111
Seehöhe (m ü.A.):	1296		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich nahe der Forststraße.

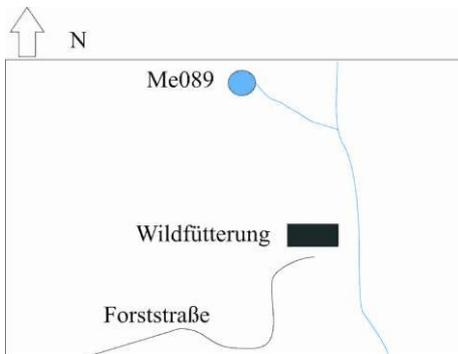


Quellbezeichnung	Me089		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	327	X WGS84:	E13 50.204
Wassertemperatur (°C):	10,2	Y WGS84:	N47 27.149
Seehöhe (m ü.A.):	1328		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich ca. 200m NW der Wildfütterungsstelle von Me090, Vernässungszone.

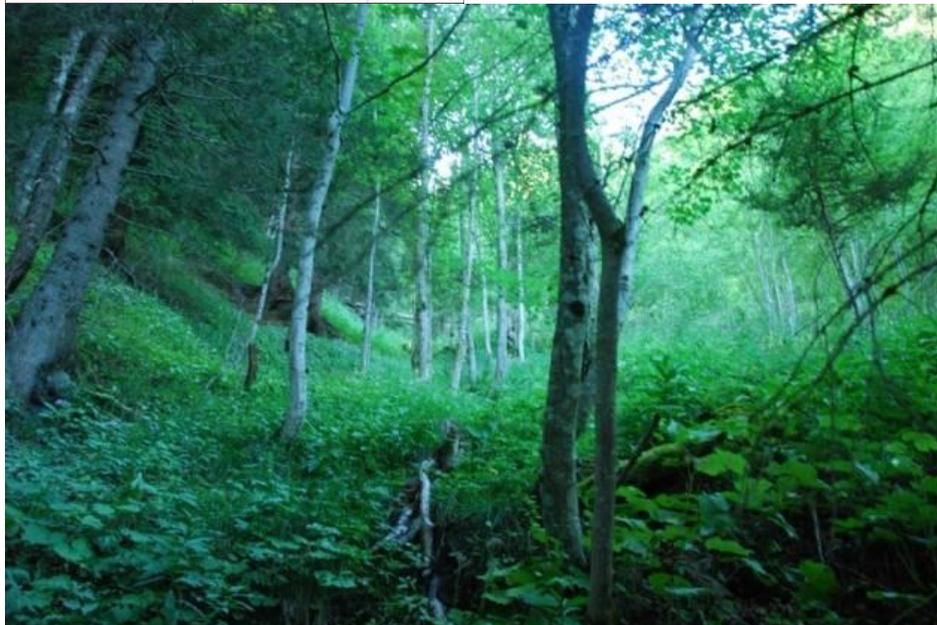
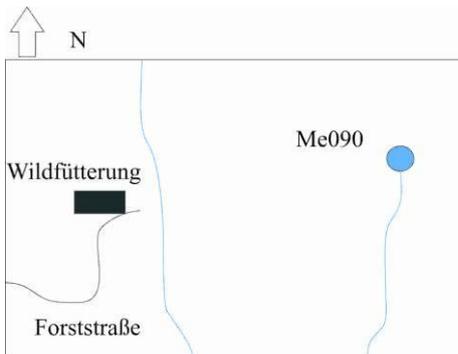


Quellbezeichnung	Me090		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	591	X WGS84:	E13 50.435
Wassertemperatur (°C):	10,1	Y WGS84:	N47 27.126
Seehöhe (m ü.A.):	1295		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich ca. 200m E der Wildfütterungsstelle, die Position des Austritts variiert episodisch. Aufgrund von Murenabgängen hat sich das Gebiet stark verändert und die Vegetation ist 2010 fast vollständig verschwunden.



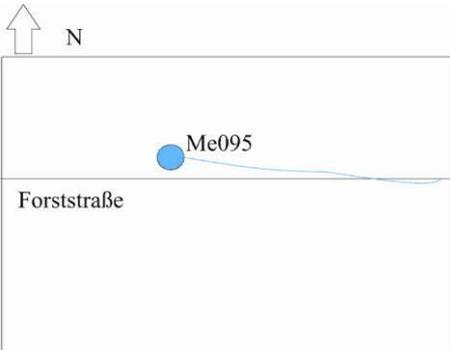
Quellbezeichnung	Me095		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	389	X WGS84:	E13 50.203
Wassertemperatur (°C):	6	Y WGS84:	N47 26.894
Seehöhe (m ü.A.):	1178		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich an der selben Forststraße wie Me102.



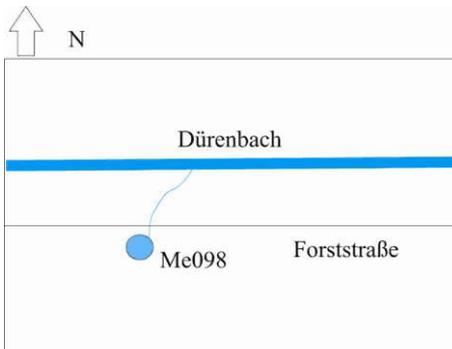
Quellbezeichnung	Me098		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	339	X WGS84:	E13 83.901
Wassertemperatur (°C):	8,6	Y WGS84:	N47 44,853
Seehöhe (m ü.A.):	1167		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet neben der Forststraße die entlang des Dürenbach führt.



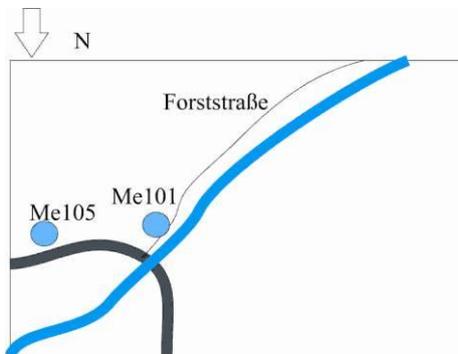
Quellbezeichnung	Me101		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	347	X WGS84:	E13 84.123
Wassertemperatur (°C):	7,1	Y WGS84:	N47 44.917
Seehöhe (m ü.A.):	1137		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich SW bei der Kehre der Stoderzinken Alpenstraße.



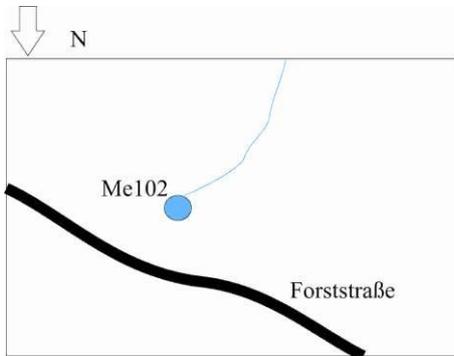
Quellbezeichnung	Me102		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	368	X WGS84:	E13 50.265
Wassertemperatur (°C):	8	Y WGS84:	N47 26.799
Seehöhe (m ü.A.):	1216		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 50m NE der Forststraße.



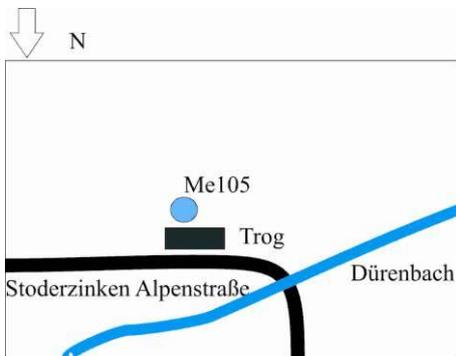
Quellbezeichnung	Me105		
Art der Quelle:	Gefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,3
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	364	X WGS84:	E13 50.426
Wassertemperatur (°C):	8,2	Y WGS84:	N47 26.928
Seehöhe (m ü.A.):	1141		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet direkt neben der Stoderzinken Alpenstraße vor der Kehre, Trog.



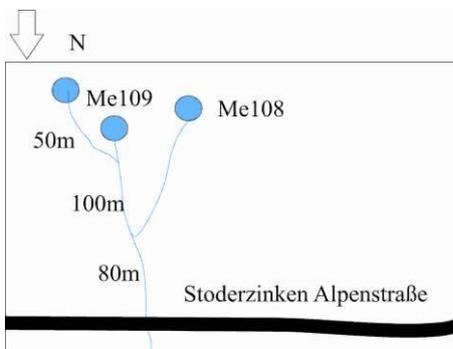
Quellbezeichnung	Me108		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	365	X WGS84:	E13 50.540
Wassertemperatur (°C):	9,2	Y WGS84:	N47 26.887
Seehöhe (m ü.A.):	1175		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich ca 200m südlich der Stoderzinken Alpenstraße und 50m NW von Me109, Vernässungszone, es sind Hangrutschungen mit Abrißkanten sichtbar.



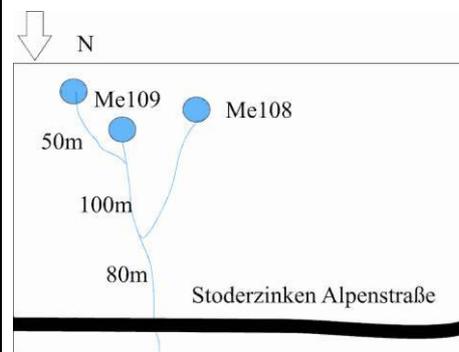
Quellbezeichnung	Me109		
Art der Quelle:	Ungefaste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,3
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	365	X WGS84:	E13 50.562
Wassertemperatur (°C):	9,4	Y WGS84:	N47 26.870
Seehöhe (m ü.A.):	1199		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Zwei Quellaustritte befinden sich ca 200m südlich der Stoderzinken Alpenstraße, Vernässungszone.



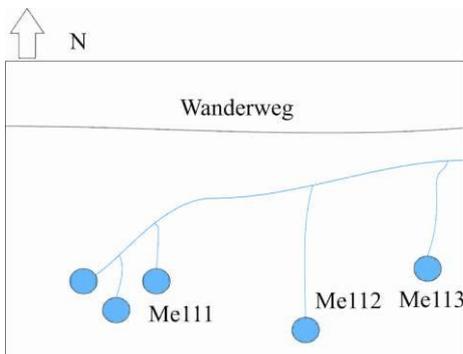
Quellbezeichnung	Me111		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,3
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	319	X WGS84:	E13 50.904
Wassertemperatur (°C):	7,2	Y WGS84:	N47 26.651
Seehöhe (m ü.A.):	1023		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Mehrere kleine Quellaustritte befinden sich 200m W von Me113 in einer Vernässungszone.



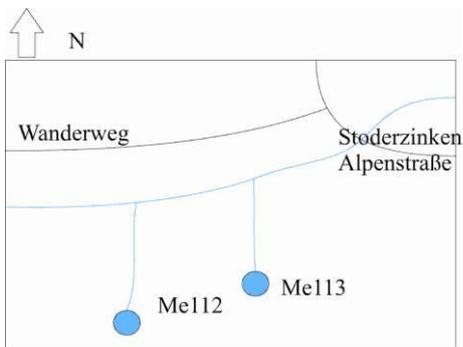
Quellbezeichnung	Me112		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	332	X WGS84:	E13 50.945
Wassertemperatur (°C):	10,8	Y WGS84:	N47 26.638
Seehöhe (m ü.A.):	1020		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 150m W von Me113 in einer Vernässungszone.



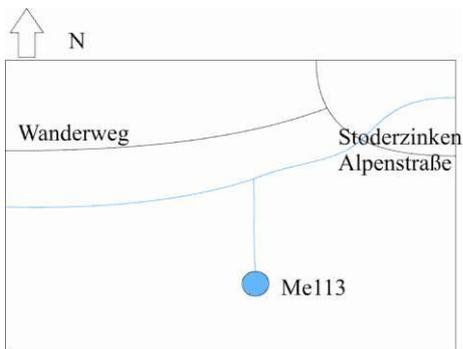
Quellbezeichnung	Me113		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,5
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	338	X WGS84:	E13 50.951
Wassertemperatur (°C):	6,3	Y WGS84:	N47 26.653
Seehöhe (m ü.A.):	995		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 200m SW der Kehre der Stoderzinken Alpenstraße, Vernässungszone.



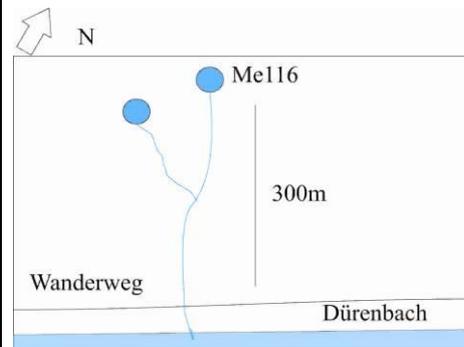
Quellbezeichnung	Me116		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	432	X WGS84:	E13 84.965
Wassertemperatur (°C):	8,9	Y WGS84:	N47 45.294
Seehöhe (m ü.A.):	1129		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 300m NE von dem Wanderweg welcher E des Dürenbaches entlang führt, sehr schwer erreichbar wegen steilem Gelände.



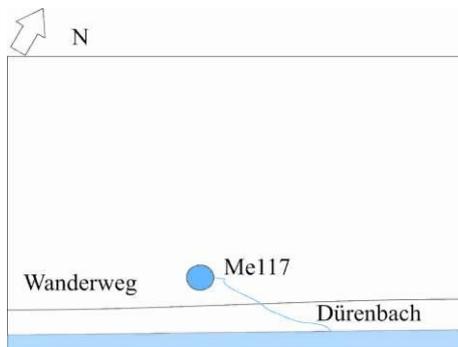
Quellbezeichnung	Me117		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	417	X WGS84:	E13 50.472
Wassertemperatur (°C):	10	Y WGS84:	N47 26.957
Seehöhe (m ü.A.):	1107		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 50N der Stoderzinken Alpenstraße, im S befindet sich der Dürenbach.



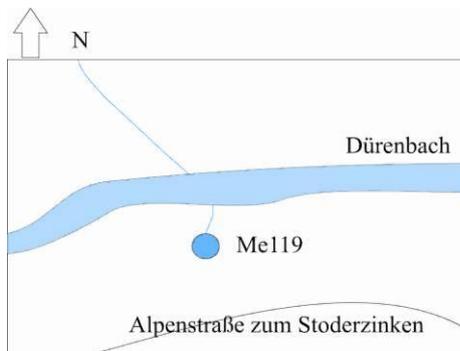
Quellbezeichnung	Me119		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	27.07.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	400	X WGS84:	E13 50.589
Wassertemperatur (°C):	9,8	Y WGS84:	N47 26.988
Seehöhe (m ü.A.):	1087		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich 50m NW der Alpenstraße zum Stoderzinken, Zufluß eines Oberflächengerinne zum Dürenbach im NW des Quellaustrittes.

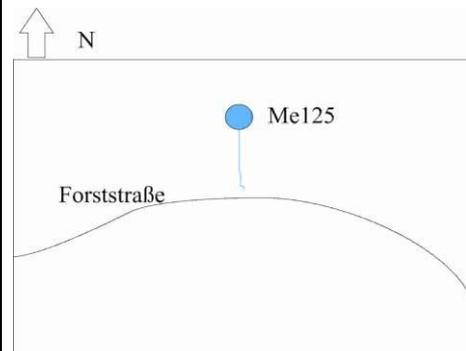


Quellbezeichnung	Me124		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	12.08.2009	Q (l/s):	0,2
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	336	X WGS84:	E13 49.318
Wassertemperatur (°C):	8	Y WGS84:	N47 26.755
Seehöhe (m ü.A.):	1425		

Witterung am Aufnahmetag: klar, 22°C, keine Gewitter.

Anmerkung

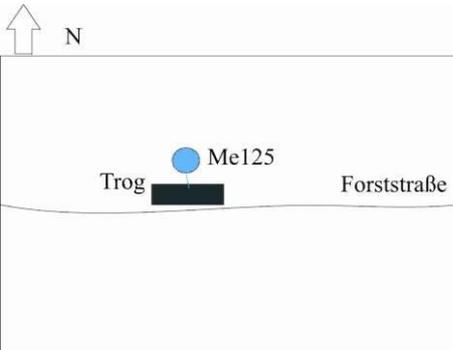
Der Quellaustritt befindet sich 15m N der Kurve der Forststraße, Quellwasser versickert noch vor dem Erreichen der Forststraße.



Quellbezeichnung	Me125		
Art der Quelle:	Gefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	12.08.2009	Q (l/s):	0,1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	326	X WGS84:	E13 49.760
Wassertemperatur (°C):	9,8	Y WGS84:	N47 26.760
Seehöhe (m ü.A.):	1421		
Witterung am Aufnahmetag: klar, 22°C, keine Gewitter			

Anmerkung

Der Quellaustritt befindet sich direkt neben der Forststraße, gefasst mit einem Trog.

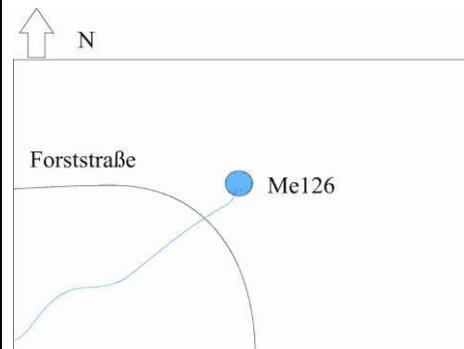


Quellbezeichnung	Me126		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	26.07.2010	Q (l/s):	5
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	275	X WGS84:	E13 80.762
Wassertemperatur (°C):	12,2	Y WGS84:	N47 44.694
Seehöhe (m ü.A.):	1105		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, bewölkt, 15°C.

Anmerkung

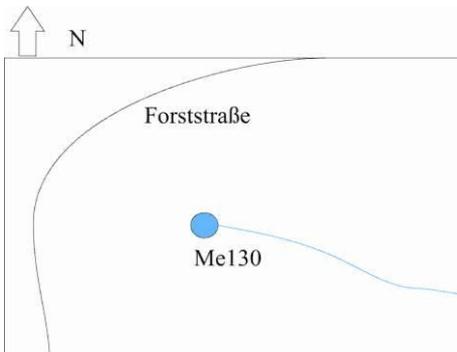
Die Position des Quellaustrittes variiert, da er sich in einem episodischen Gerinne befindet, Anhaltspunkt ist die Kehre der Forststraße.



Quellbezeichnung	Me130		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	12.08.2009	Q (l/s):	0,5
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	375	X WGS84:	E13 49.026
Wassertemperatur (°C):	6,9	Y WGS84:	N47 26.467
Seehöhe (m ü.A.):	1217		
Witterung am Aufnahmetag: klar, 22°C, keine Gewitter			

Anmerkung

Quellaustritt 50m SE der Forststraße.



Quellbezeichnung Me131

Art der Quelle: Ungefasste Quelle

Aufnahmedatum: 13.08.2009 Q (l/s): 1

el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]: 264 X WGS84: E13 47.860

Wassertemperatur (°C): 9,6 Y WGS84: N47 27.015

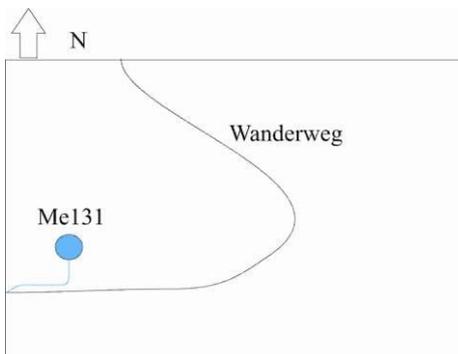
Seehöhe (m ü.A.): 1145

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Quellaustritt direkt beim Wanderweg.



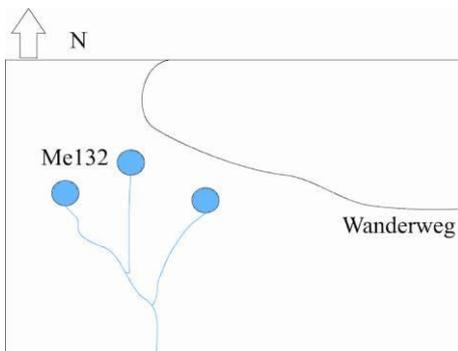
Quellbezeichnung	Me132		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	13.08.2009	Q (l/s):	0,8
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	247	X WGS84:	E13 47.897
Wassertemperatur (°C):	7,5	Y WGS84:	N47 27.070
Seehöhe (m ü.A.):	1307		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Drei Quellaustritte 10m S des Wanderwegs.



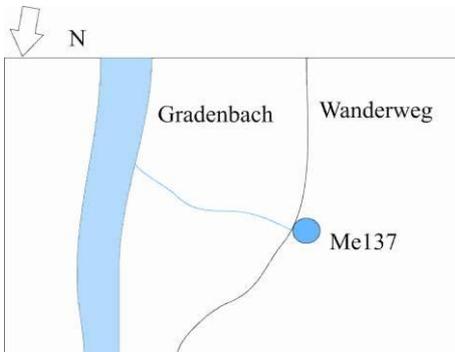
Quellbezeichnung	Me136		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	13.08.2009	Q (l/s):	1,5
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	259	X WGS84:	E13 78.878
Wassertemperatur (°C):	5,6	Y WGS84:	N47 46.204
Seehöhe (m ü.A.):	1427		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Quellaustritt direkt beim Wanderweg, Gradenbach 10m im E.



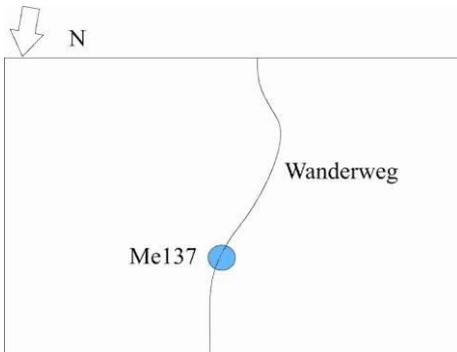
Quellbezeichnung	Me137		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	13.08.2009	Q (l/s):	0,3
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	315	X WGS84:	E13 47.223
Wassertemperatur (°C):	6,8	Y WGS84:	N47 27.743
Seehöhe (m ü.A.):	1455		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Quellaustritt direkt am Weg.



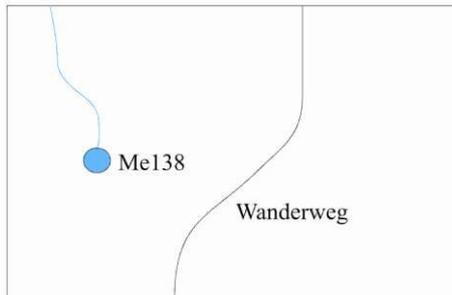
Quellbezeichnung	Me138		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	13.08.2009	Q (l/s):	2
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	251	X WGS84:	E13 47.150
Wassertemperatur (°C):	5,5	Y WGS84:	N47 27.783
Seehöhe (m ü.A.):	1465		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Quellaustritt befindet sich 10m NE vom Wanderweg,



Quellbezeichnung	Me139		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	13.08.2009	Q (l/s):	2
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	231	X WGS84:	E13 47.088
Wassertemperatur (°C):	6,7	Y WGS84:	N47 27.914
Seehöhe (m ü.A.):	1503		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Folgeaustritt des Ahornsees, Oberflächengerinne mündet in Teich 50m im SE,



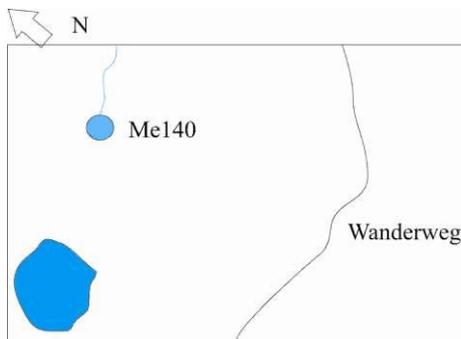
Quellbezeichnung	Me140		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	13.08.2009	Q (l/s):	8
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	233	X WGS84:	E13 47.156
Wassertemperatur (°C):	7,7	Y WGS84:	N47 27.845
Seehöhe (m ü.A.):	1486		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Folgeaustritt vom Ahornsee, Beginn des Gradenbachs, Wanderweg 150m im SW, Teich 50m im NW,



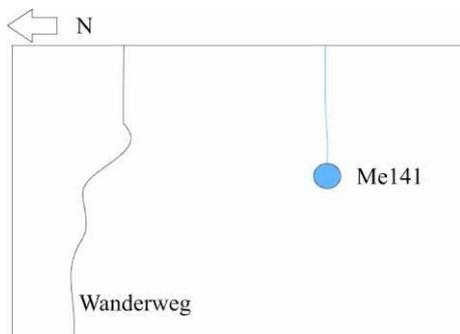
Quellbezeichnung	Me141		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	13.08.2009	Q (l/s):	1
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	292	X WGS84:	E13 46.278
Wassertemperatur (°C):	5,5	Y WGS84:	N47 28.066
Seehöhe (m ü.A.):	1611		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Folgeaustritt vom Grafenbergsee, Quelle befindet sich 50m S des Wanderwegs, Oberflächengerinne mündet in den Ahornsee,



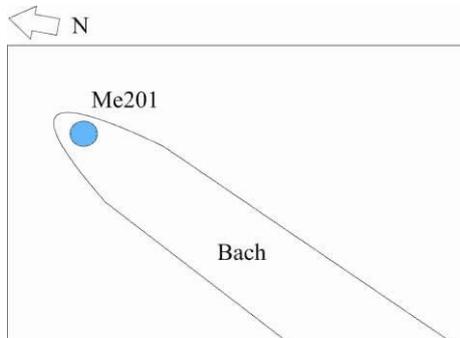
Quellbezeichnung	Me201		
Art der Quelle:	Gefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	13.08.2009	Q (l/s):	15
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	330	X WGS84:	E13 79.038
Wassertemperatur (°C):	7,4	Y WGS84:	N47 43.964
Seehöhe (m ü.A.):	836		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Die Probenahme erfolgte direkt beim Überlauf der Siebenbrunnquelle, Erreichbar über die Brücke bei Me202



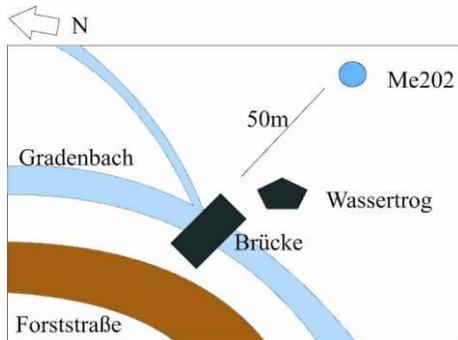
Quellbezeichnung	Me202		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	13.08.2009	Q (l/s):	0,3
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	359	X WGS84:	E13 78.923
Wassertemperatur (°C):	14	Y WGS84:	N47 43.813
Seehöhe (m ü.A.):	942		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Kleine Quellaustritte auf Hangseite, Sinterbildungen, Vernässungszone am Fuß der Quelle, 50m NW des Wassertrogs welcher sich gleich nach der Brücke befindet,



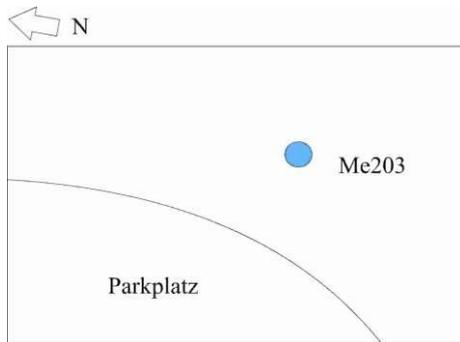
Quellbezeichnung	Me203		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	13.08.2009	Q (l/s):	0,4
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	381	X WGS84:	E13 78.906
Wassertemperatur (°C):	12,4	Y WGS84:	N47 43.445
Seehöhe (m ü.A.):	840		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Die Quelle befindet sich direkt NW des Parkplatzes. Aufgrund des steilen Hanges ist es schwer direkt zum Ursprung zu gelangen. Bei der weiterführenden Forststraße in das Gradental befindet sich ein Schranken



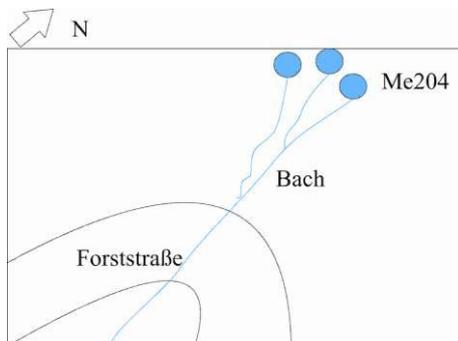
Quellbezeichnung	Me204		
Art der Quelle:	Gefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	13.08.2009	Q (l/s):	5:
el. Leitfähigkeit [(μ S/cm),korr. 25°]:	330	X WGS84:	E13 79.415
Wassertemperatur (°C):	7,4	Y WGS84:	N47 44.864
Seehöhe (m ü.A.):	946		

Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Witterung an dem Tag vor der Aufnahme: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.

Anmerkung

Die Quelle befindet sich im Wildgehege, 50m N der Kehre der Forststraße befinden sich die Quellaustritte, es wurde der östlichste Quellaustritt für die hydrochemische Analyse beprobt.



Quellbezeichnung	Me300		
Art der Quelle:	Ungefasste Quelle		
Aufnahmedatum:	12.08.2009	Q (l/s):	1,5
el. Leitfähigkeit [($\mu\text{S}/\text{cm}$),korr. 25°]:	298	X WGS84:	E13 79.415
Wassertemperatur (°C):	9,3	Y WGS84:	N47 44.864
Seehöhe (m ü.A.):			
Witterung am Aufnahmetag: kein Niederschlag, sonnig, 22°C.			
Anmerkung			
Variert episodisch, schwer zu erreichen.			

1.9.2 Einzelne Messkampagnen der hydrochemischen Untersuchungen.

1. Probennahme, Gumpenstein, A

Messstelle	Cl- equi mmol/l	NO3- equi mmol/l	SO4-- equi mmol/l	HCO3- equi mmol/l	Na+ equi mmol/l	K+ equi mmol/l	Mg++ equi mmol/l	Ca++ equi mmol/l	Ionenbilanzfehler %	Lf (µS/cm)	pH	Wassertemp. (°C)	Sc Calcit	PCO2 (atm)	Ca/Mg (mmol (eq)/l)
59	0,014	0,023	0,830	3,438	0,280	0,030	2,138	1,857	0,0	458	8,4	14,9	4,4	0,0007	0,9
69	0,010	0,065	0,083	2,921	0,034	0,007	0,950	2,089	0,0	282	8,1	5,8	1,8	0,0011	2,2
77	0,012	0,015	1,053	3,520	0,148	0,042	2,113	2,297	0,0	462	8,6	9,5	6,8	0,0005	1,1
85	0,010	0,075	0,033	2,313	0,021	0,006	0,345	2,061	0,0	228	8,0	4,4	1,1	0,0011	6,0
90	0,016	0,030	1,130	3,681	0,095	0,047	3,072	1,643	0,0	635	8,4	10,2	3,9	0,0007	0,5
105	0,009	0,068	0,034	3,973	0,016	0,007	1,815	2,246	0,0	368	8,2	6,1	3,3	0,0012	1,2
136	0,007	0,040	0,015	2,719	0,012	0,003	1,030	1,738	0,0	256	8,0	4,6	1,0	0,0014	1,7
138	0,010	0,047	0,016	2,869	0,005	0,003	1,018	1,918	0,0	257	7,8	5,1	0,8	0,0022	1,9
140	0,007	0,032	0,015	2,699	0,008	0,003	0,950	1,792	0,0	241	8,1	6,9	1,4	0,0011	1,9
201	0,015	0,047	0,087	2,925	0,018	0,008	1,362	1,687	0,0	359	8,3	14,0	2,5	0,0009	1,2

Anmerkung: Das Hydrogenkarbonat wurde hier nicht berechnet, daher über die Ionenbilanz rückberechnet.

1. Probennahme Gumpenstein, B

Messstelle	Cl- equi mmol/l	NO3- equi mmol/l	SO4-- equi mmol/l	HCO3- equi mmol/l	Na+ equi mmol/l	K+ equi mmol/l	Mg++ equi mmol/l	Ca++ equi mmol/l	Ionenbilanzfehler %	Lf (µS/cm)	pH	Wassertemp. (°C)	Sc Calcit	PCO2 (atm)	Ca/Mg (mmol (eq)/l)
59	0,014	0,023	0,833	3,292	0,282	0,025	2,029	1,826	0,0	458	8,4	14,9	4,1	0,0007	0,9
69	0,010	0,066	0,087	2,888	0,038	0,007	0,917	2,089	0,0	282	8,1	5,8	1,8	0,0011	2,3
77	0,012	0,015	1,056	3,417	0,144	0,041	2,106	2,210	0,0	462	8,6	9,5	6,4	0,0005	1,0
85	0,011	0,076	0,033	2,328	0,028	0,005	0,336	2,078	0,0	228	8,0	4,4	1,2	0,0011	6,2
90	0,015	0,028	1,133	3,676	0,105	0,053	3,063	1,632	0,0	635	8,4	10,2	3,9	0,0007	0,5
105	0,009	0,068	0,034	3,971	0,012	0,007	1,818	2,244	0,0	368	8,2	6,1	3,2	0,0012	1,2
136	0,007	0,041	0,016	2,717	0,011	0,003	1,038	1,728	0,0	256	8,0	4,6	1,0	0,0014	1,7
138	0,006	0,047	0,015	2,923	0,008	0,002	1,034	1,946	0,0	257	7,8	5,1	0,8	0,0022	1,9
140	0,006	0,030	0,014	2,646	0,008	0,004	0,969	1,715	0,0	241	8,1	6,9	1,3	0,0011	1,8
201	0,015	0,048	0,088	2,932	0,018	0,007	1,362	1,694	0,0	359	8,3	14,0	2,6	0,0009	1,2

Anmerkung: Das Hydrogenkarbonat wurde hier nicht berechnet, daher über die Ionenbilanz rückberechnet.

2. Probennahme, Gumpenstein

Messstelle	Cl- equi mmol/l	NO3- equi mmol/l	SO4-- equi mmol/l	HCO3- equi mmol/l	Na+ equi mmol/l	K+ equi mmol/l	Mg++ equi mmol/l	Ca++ equi mmol/l	Ionenbilanzfehler %	Lf (µS/cm)	pH	Wassertemp. (°C)	Sc Calcit	PCO2 (atm)	Ca/Mg (mmol (eq)/l)
13	0,005	0,031	0,017	3,046	0,010	0,008	0,177	2,489	-7,2	260	8,0	6,4	1,7	0,0016	14,1
25	0,002	0,016	0,019	3,772	0,014	0,003	0,244	2,899	-9,3	316	7,8	9,2	1,7	0,0031	11,9
41	0,007	0,055	0,030	3,579	0,015	0,005	0,126	3,062	-6,7	326	7,9	10,3	2,0	0,0025	24,3
43	0,006	0,052	0,021	3,224	0,010	0,005	0,079	2,789	-6,8	288	7,4	5,6	0,5	0,0071	35,1
49	0,009	0,049	0,026	2,730	0,015	0,002	0,145	2,098	-10,9	223	8,4	7,7	3,8	0,0005	14,5
59	0,014	0,036	0,743	4,411	0,238	0,023	1,843	2,610	-5,0	441	8,2	12,2	5,0	0,0013	1,4
67	0,006	0,031	0,097	2,464	0,020	0,007	0,946	1,568	-1,2	225	8,2	9,1	1,5	0,0008	1,7
69	0,007	0,046	0,054	3,182	0,025	0,005	0,874	2,071	-5,1	291	8,0	6,5	1,5	0,0016	2,4
77	0,011	0,018	1,130	3,953	0,122	0,034	1,986	2,572	-4,1	452	8,5	10,2	6,9	0,0007	1,3
84	0,004	0,036	0,016	2,384	0,013	0,004	0,202	1,958	-5,7	201	8,2	7,2	1,8	0,0008	9,7
85	0,010	0,061	0,032	2,731	0,023	0,003	0,279	2,131	-7,6	242	8,1	5,1	1,6	0,0012	7,6
90	0,021	0,068	0,531	5,522	0,058	0,036	2,344	3,014	-6,0	568	8,2	13,1	7,0	0,0017	1,3
105	0,007	0,055	0,026	4,082	0,015	0,002	1,642	2,189	-4,0	361	8,2	7,8	3,7	0,0012	1,3
126	0,010	0,060	0,029	2,843	0,018	0,005	0,808	2,136	0,4	272	7,8	7,0	0,9	0,0022	2,6
136	0,007	0,034	0,013	2,790	0,014	0,001	0,969	1,676	-3,4	251	7,8	5,6	0,7	0,0021	1,7
138	0,005	0,035	0,013	2,972	0,011	0,004	0,966	1,672	-6,6	249	7,8	5,6	0,7	0,0024	1,7
140	0,005	0,025	0,011	2,675	0,009	0,002	0,855	1,566	-5,6	228	7,9	7,0	0,8	0,0016	1,8
201	0,010	0,065	0,037	3,885	0,024	0,006	1,310	2,204	-6,0	338	7,5	7,5	0,6	0,0065	1,7
202	0,011	0,030	0,078	3,982	0,016	0,002	1,308	2,455	-4,1	358	8,1	14,4	3,5	0,0016	1,9
204	0,016	0,055	0,040	3,183	0,021	0,005	0,368	2,344	-9,3	268	7,8	7,9	1,1	0,0026	6,4

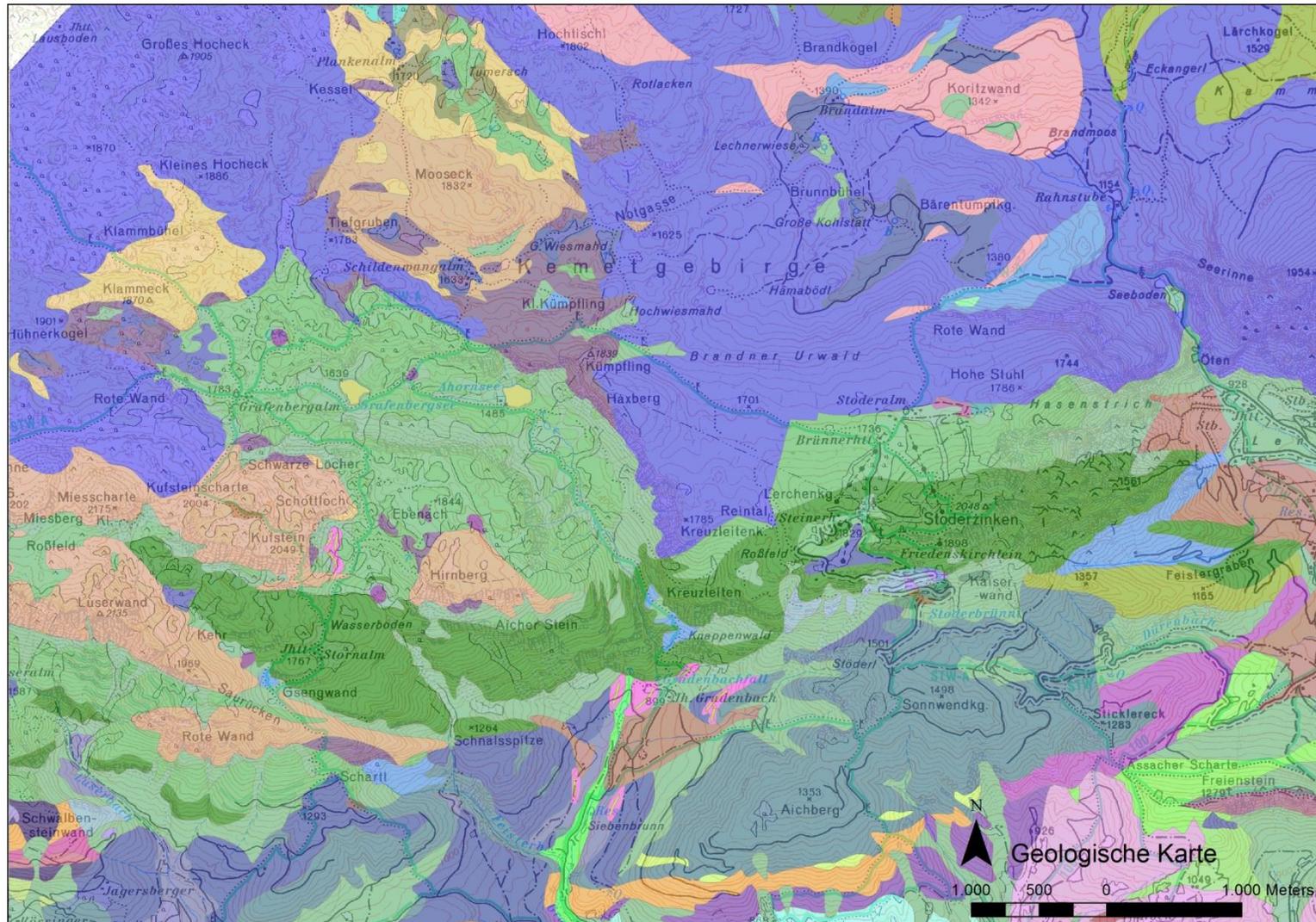
2. Probennahme, TU Graz

Messstelle	Cl- equi mmol/l	NO3- equi mmol/l	SO4-- equi mmol/l	HCO3- equi mmol/l	Na+ equi mmol/l	K+ equi mmol/l	Mg++ equi mmol/l	Ca++ equi mmol/l	Ionenbilanzfehler %	Lf (µS/cm)	pH	Wassertemp. (°C)	Sc Calcit	PCO2 (atm)	Ca/Mg (mmol (eq)/l)
13	0,005	0,029	0,017	3,046	0,009	0,005	0,139	2,676	-4,6	260	8,0	6,4	1,8	0,0016	19,3
25	0,004	0,015	0,019	3,772	0,014	0,006	0,239	3,191	-5,0	316	7,8	9,2	1,8	0,0031	13,4
41	0,009	0,054	0,030	3,579	0,016	0,006	0,111	3,375	-2,3	326	7,9	10,3	2,2	0,0025	30,4
43	0,008	0,052	0,021	3,224	0,009	0,006	0,083	2,953	-4,0	288	7,4	5,6	0,5	0,0071	35,6
49	0,008	0,045	0,026	2,730	0,008	0,004	0,147	2,215	-8,4	223	8,4	7,7	4,0	0,0005	15,1
59	0,016	0,027	0,743	4,411	0,240	0,029	1,867	2,829	-2,3	441	8,2	12,2	5,3	0,0013	1,5
67	0,006	0,029	0,097	2,464	0,010	0,014	0,885	1,528	-3,2	225	8,2	9,1	1,4	0,0009	1,7
69	0,010	0,044	0,054	3,182	0,023	0,009	0,869	2,211	-2,8	291	8,0	6,5	1,6	0,0016	2,5
77	0,013	0,015	1,130	3,953	0,129	0,047	2,062	2,803	-0,7	452	8,5	10,2	7,5	0,0007	1,4
84	0,006	0,034	0,016	2,384	0,012	0,004	0,082	2,025	-7,0	201	8,2	7,2	1,9	0,0008	24,7
85	0,011	0,059	0,032	2,731	0,023	0,007	0,291	2,262	-4,6	242	8,1	5,1	1,7	0,0012	7,8
90	0,028	0,059	0,531	5,522	0,061	0,079	2,450	3,108	-3,8	568	8,2	13,1	7,2	0,0017	1,3
105	0,007	0,050	0,026	4,082	0,009	0,006	1,720	2,298	-1,6	361	8,2	7,8	3,8	0,0012	1,3
126	0,009	0,058	0,029	2,843	0,012	0,006	0,725	2,199	0,0	272	7,8	7,0	1,0	0,0022	3,0
136	0,006	0,027	0,013	2,790	0,008	0,005	0,965	1,739	-2,2	251	7,8	5,6	0,7	0,0021	1,8
138	0,007	0,033	0,013	2,972	0,009	0,005	0,960	1,698	-6,2	249	7,8	5,6	0,7	0,0024	1,8
140	0,006	0,025	0,011	2,675	0,008	0,005	0,864	1,605	-4,6	228	7,9	7,0	0,9	0,0016	1,9
201	0,011	0,066	0,037	3,885	0,012	0,010	1,327	2,347	-4,0	338	7,5	7,5	0,6	0,0065	1,8
202	0,013	0,027	0,078	3,982	0,015	0,008	1,328	2,614	-1,7	358	8,1	14,4	3,7	0,0016	2,0
204	0,018	0,053	0,040	3,183	0,020	0,007	0,313	2,506	-7,4	268	7,8	7,9	1,2	0,0026	8,0

3. Probennahme, Gumpenstein

Messstelle	Cl- equi mmol/l	NO3- equi mmol/l	SO4-- equi mmol/l	HCO3- equi mmol/l	Na+ equi mmol/l	K+ equi mmol/l	Mg++ equi mmol/l	Ca++ equi mmol/l	Ionenbilanzfehler %	Lf (µS/cm)	pH	Wassertemp. (°C)	Sc Calcit	PCO2 (atm)	Ca/Mg (mmol (eq)/l)
13	0,008	0,022	0,018	2,680	0,014	0,003	0,073	2,689	0,9	273	7,8	7,8	1,1	0,0022	36,6
25	0,003	0,010	0,016	3,080	0,010	0,006	0,168	3,051	2,0	316	7,7	7,7	1,2	0,0030	18,2
41	0,008	0,050	0,023	3,000	0,012	0,003	0,237	3,564	10,7	326	7,8	7,8	1,4	0,0026	15,0
43	0,008	0,047	0,019	2,610	0,010	0,006	0,092	2,275	-5,9	281	7,6	7,6	0,6	0,0032	24,7
49	0,007	0,033	0,020	2,240	0,007	0,002	0,129	2,730	11,0	242	7,6	5,8	0,5	0,0029	21,2
59	0,018	0,051	0,563	3,990	0,266	0,025	1,986	2,211	-1,5	456	8,2	11,4	3,8	0,0012	1,1
67	0,012	0,034	1,002	2,240	0,018	0,009	1,115	1,707	-7,2	364	8,2	10,0	1,5	0,0007	1,5
69	0,022	0,044	0,095	2,690	0,035	0,007	0,965	1,996	2,6	291	7,7	6,0	0,7	0,0024	2,1
77	0,025	0,022	0,858	3,510	0,183	0,036	2,006	2,598	4,4	462	8,4	10,1	5,9	0,0007	1,3
84	0,013	0,052	0,091	2,300	0,022	0,004	0,085	2,121	-4,8	251	8,0	5,2	1,1	0,0012	24,9
85	0,008	0,038	0,019	1,970	0,023	0,003	0,264	1,922	4,2	210	8,2	5,9	1,5	0,0006	7,3
90	0,049	0,048	0,949	7,440	0,084	0,050	2,211	2,349	-28,8	789	8,1	10,3	5,6	0,0027	1,1
105	0,015	0,052	0,106	3,430	0,015	0,008	1,734	2,049	2,7	362	8,0	8,4	1,7	0,0017	1,2
136	0,006	0,030	0,661	2,740	0,012	0,003	1,023	1,657	-12,1	275	8,5	12,2	4,1	0,0004	1,6
138	0,005	0,034	0,012	2,400	0,007	0,003	1,089	1,945	10,8	252	7,9	5,7	0,8	0,0017	1,8
140	0,005	0,026	0,012	2,250	0,007	0,002	0,917	1,771	8,1	231	8,0	7,6	1,0	0,0011	1,9
201	0,010	0,064	0,033	3,100	0,020	0,007	1,377	1,928	1,9	330	7,5	7,4	0,5	0,0047	1,4
202	0,011	0,034	0,065	3,350	0,009	0,003	1,419	2,129	1,4	355	8,2	16,0	3,7	0,0010	1,5
204	0,016	0,058	0,037	2,460	0,015	0,005	0,499	2,013	-0,8	269	8,0	7,8	1,1	0,0014	4,0

1.9.3 Geologische Karte



Legende

Geologie

			Gutensteiner Dolomit		Reiflinger Kalk s.l. (gebankter Hornsteinkalk, lokal dolomitisiert)
	Anthropogene Ablagerungen (Mülldeponien, Bergwerkshalden, Klärteiche)		Gutensteiner Kalk und Dolomit, Reichenhaller Rauhwacke		Riff- und Riffschuttkalk
	Arkose, Sandstein, Ton, Glanzkohle (Stoderalm),		Hallstätter Kalk		Sand mit Augensteingeröllen
	Auzonen, Kolluvien, Wildbachschutt		Halobianschiefer (Stoderbrünnl)		Schwarze Kalke und graue Schiefer, dünnbankige Wechsellagerung,
	Basischer Metavulkanit oder Metapyroklastit, Grünschiefer		Hangschutt, Schutthalden (teilweise Würm)		Schwemmfächer, Schwemmkegel, Murenkegel (z.T. spät- postglazial)
	Bergsturzmassen, Blockwerk		Hangschutt-Brekzie, Burgstall-Brekzie		Staukörper am Eisrand, Eisrandterrassen
	Dachsteinkalk		Hell- bis dunkelgrauer, wechselnd gebankter allodapischer Kalk		Steinalmkalk
	Dachsteinkalk dolomitisiert, mit Loferit "Plattenkalk" (Kalk - Dolomit Rhythmite)		Kalk/Dolomit-Wechselfolgen		Tertiär des Ennstales i.a.: Konglomerat, Sandstein, Mergelschiefer, Ton, Kohle
	Dachsteinkalk, gebankte Lagunen-Fazies, vorwiegend Kalkzyklen		Kalkige Einschaltung in Wettersteindolomit		Wallförmige Ufermoränen (End- und Seitenmoränen)
	Dachsteinkalk, massige Fazies, Onkoid-führender Kalk der riffnahen Lagune		Kies und Konglomerat der Ramsau		Waxeneckdolomit mit Spaltenfüllung aus Hallstätterkalk
	Dolomit des Knallbachtals		Lunzer Schichten: Kalkschiefer ("Trachycerasschichten"), Lunzer Sandstein, Schiefertongkomplex,		Waxeneckkalk
	Gehängelehm, Schleppenhang		Moor, Torf, Sumpf, Vernässung		Werfener Kalk
	Gips-/Ton-/Sandsteinfolge		Mylonitischer Grünschiefer		Werfener Schichten: Quarzite, Schiefer, Kalke
	Grauer Schiefer, Phyllit		Mylonitzone (nur im Bereich der Ennstaler Phyllite)		Werfener Schiefer
	Grundmoräne, Moränen i.a., tlw. verschwemmt		Pedatakalk (dunkler allodapischer Bankkalk)		Werfener Schiefer (quarzitisch)
	Grünschiefer (+/- Hornblende)		Pelagisch beeinflusste Schlammkalkfazies mit Crinoiden		Wettersteindolomit
			Phyllit		Wettersteinkalk (Riffkalk)
			Ramsaudolomit (weißer Dolomitmylonit, lokal Riffdolomit)		Wettersteinkalk, Wetterstein- und Ramsaudolomit

2 INVESTIGATION OF THE HYDROGEOLOGICAL ENVIRONMENT OF LOFA COUNTY, LIBERIA, TO INFORM BOREHOLE SITING.

2.1 INTRODUCTION

Liberia is recovering from a 14 year civil war and is currently turning from a state of emergency to one of development. Only 51% of the rural population has access to improved drinking water sources according to the WHO (2008). The proportion of people without sustainable access to safe drinking water and basic sanitation should be halved by 2015 (MDG 7c). This can be only achieved by the construction of new sustainable water points besides maintenance of existing ones. Finding water requires appropriate site selection to increase success rates and enhance water point performance based on deeper understanding of the hydrogeological environment. Little knowledge is available in Liberia, that leads to high failure rates up to 40% or higher among groundwater project implementers according to work experience of ACF (e.g. ACF, 2006).

This research was conducted in cooperation with ACF, member of an INGO WaSH consortium¹. Their programme aims to improve access to safe water, sanitation facilities and hygiene standards in Liberia. ACF and implementing partner GWEI are realising groundwater development projects in rural communities. Equipped with an Afridev hand pump, each new borehole supplies up to 500 people based on Sphere guidelines (SPHERE, 2011). Success criteria are to achieve a minimum borehole yield of 1000 l/h throughout the year and find a suitable location closer than 500m to the community. Drilling technique is truck mounted mud rotary drilling for the unconsolidated zone and DTH hammer drilling for hard rocks. Borehole depths commonly range from 20 to 40m with an installed screen of 150mm in diameter.

Overall, the aim was to characterise the local hydrogeological environment of Lofa County and develop a successful borehole siting strategy. Objectives were to develop a conceptual hydrogeological model of groundwater occurrence and trial a promising siting strategy based on the model with emphasis on 2D electrical imaging in particular (validate accuracy of model predictions). Data collection took place

¹ The WaSH consortium was formed in 2007 by 5 INGOs: Action Contre La Faim, Concern Worldwide, Oxfam GB, Solidarités and Tearfund after consultation with the Government of Liberia and DFID.

within the scope of a drilling campaign in 7 rural communities in the districts of Voinjama, Kolahun and Foya (Figure 1).

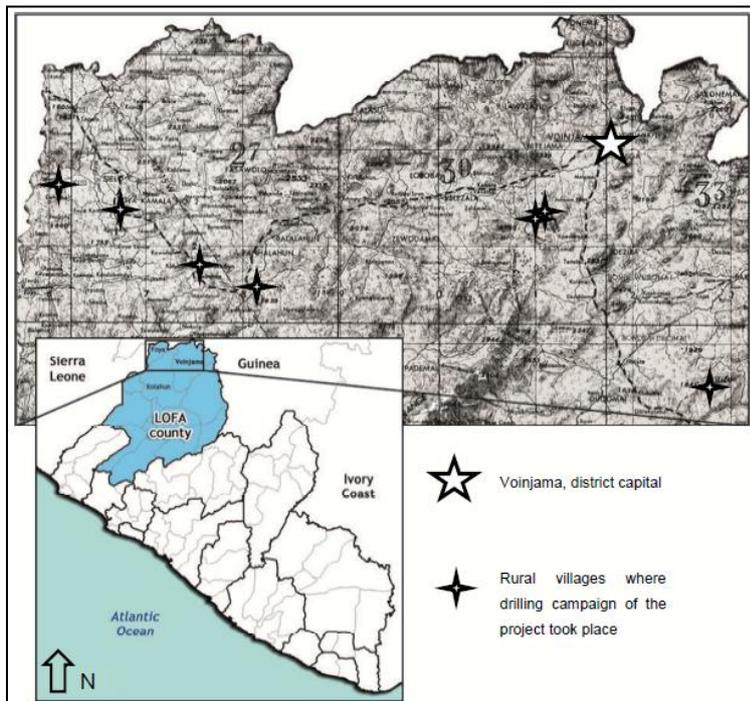


Figure 1: Map of Liberia (topographic map: WAHL (2007)).

Lofa County is located in the northwest of Liberia bordering Guinea (north east) and Sierra Leone (west) and counts approximately 270,000 inhabitants with 27.7 people/km² (GOVERNMENT OF THE REPUBLIC OF LIBERIA, 2008). Most people live in rural villages and small towns close to a sparse network of roads. Large areas of dense and inaccessible rainforest remain uninhabited although deforestation progressively continues. Safe water supply depends on boreholes and hand dug wells even in the county capital Voinjama (26,594 inhabitants) since the communal pipe network got destroyed during the war.

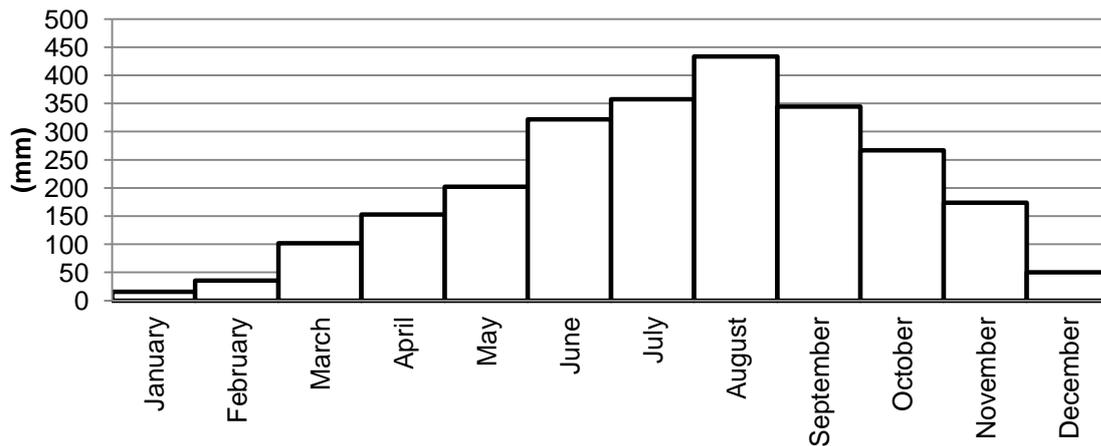
2.2 LITERATURE REVIEW

2.2.1 Years of conflict

Little hydrogeological research and data collection is available because of political and economic instability with two civil wars in between 1980 and 2003. This research contributes to fill this gap of missing knowledge. Most existing work dates back to pre-war times (especially the 1970's and 1980's). Existing geological maps and surveys were produced by the USGS and LGS (WAHL, 2007; SEITZ, 1974; BEHERENT AND WOTORSON, 1974). Individual consultants cooperated with the LHS to assess potential water supplies for larger settlements e.g. "Preliminary study for the water supply of Kolba City, Lofa County" by DE BOER ET AL. (1982). Post war data collection and research is still limited, but good approaches like a water point mapping database initiated by the UN involving various NGOs including ACF show a promising way to gain knowledge and share experience.

2.2.2 Hydrogeological environment

A hilly topography with rounded and elongated tops up to 300m above the surrounding terrain and dense rainforest except when cleared characterise the landscape of Lofa (SEITZ, 1974). The average terrain lies on approximately 400m above sea level and only the Wologizi mountain range rises up to 1400m. Annual precipitation ranges between 2000-3000mm, much less than at the coastline of Liberia (5000mm) (Figure 2) (DE BOER ET AL., 1982). Still, rainfall is high compared to most other areas of sub-Saharan Africa (MACDONALD ET AL., 2005). The rainy season lasts from May to October with peak values in July and August. A period from December to April is the driest and it is important to notice that a mid-dry phenomena is absent. The temperature remains relatively stable around 26°C throughout the year with extreme values between 10- 37°C (REED, 1951).



Mean monthly rainfall at Voinjama (1953-73 and 1978-80)

Figure 2: Mean precipitation data of Voinjama, capital of Lofa County from 1953-73 and 1978-80 (DE BOER ET AL. 1982).

Liberia is part of the West African Craton (Leo or Man terrane) and crystalline rocks are dominant except at the coastline where unconsolidated sediments are found (SCHLÜTER, 2008). Lofa lies upon the Precambrian Guinean Shield (SEITZ, 1974). Granitic gneiss and granite (gradual transition) make up 85% of the dominant rock types besides ultramafic rocks, amphibolite, dolerite dikes, schists and iron formations (BEHERENT AND WOTORSON, 1974). Intensive weathering of rocks causes outcrops of bedrocks only to be exposed at road cuts, stream channels and rounded Inselbergs (granitic domes) with steep flanks (SEITZ, 1974). Thermotectonic activity taking place 2.7 billion years ago (Liberian Age Province) was responsible for major folding, faulting and shearing with an general structural north east trend (WHITE, 1970). Dolerite dikes are estimated to be 1.2-2.8 billion years old in Lofa. That is much older than in other parts of Liberia where Jurassic Age was determined with radioactivity methods (GROMMÉ AND DALRYMPLE, 1972). Lateritic soil is usually the top sequence of the weathering profile (REED, 1951).

2.2.3 Groundwater occurrence in crystalline bedrock

Approximately 40% of sub-Saharan Africa is underlain by Precambrian crystalline bedrock (MACDONALD ET AL., 2005). Groundwater occurrence has been well described by various authors and a well-established conceptual hydrogeological model for groundwater occurrence exists. Aquifers can develop within the weathered overburden and fractured bedrock but groundwater found in the fresh bedrock is negligible (Figure 3) (ACWORTH, 1987; WRIGHT AND BURGESS, 1992; CHILTON AND FOSTER, 1995; TAYLOR AND HOWARD, 2000; MACDONALD ET AL., 2005).

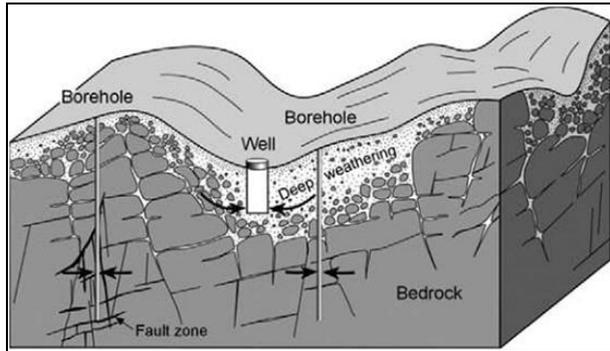


Figure 3: Groundwater occurrence in crystalline bedrock (MacDonald et al., 2005).

The development of the weathering profile is controlled by chemical degradation of fresh bedrock (ACWORTH, 1987). Weathering processes depend on presence of water, oxygen and carbon dioxide. Amount of precipitation, groundwater flow (permeability of material and hydraulic gradient) and vegetation cover (hydrolysis reactions) are therefore drivers for the rate of weathering. Evolutionary cycles of weathering and stripping (fluvial and colluvial erosion) over geological time caused heterogeneities in vertical and horizontal extent of the weathering profile (TAYLOR AND HOWARD, 2000). Deeper fractures within the bedrock are of tectonic origin (ACWORTH, 1987).

The BGS classification of the weathering profile describes three main lithological sequences that can be further considered as framework of the conceptual hydrogeological model for groundwater occurrence (Figure 4) (WRIGHT AND BURGESS, 1992): Chemical weathering starts in the saprock which is bedrock with fractures caused from decompression. Saprolite overlies the saprock with a sharp boundary and is disaggregated in situ weathered material with smaller grain size and more clay minerals towards the surface. The collapsed zone is more variable but generally dominated by secondary clay minerals since dissolution and leaching of the saprolite has further progressed. The term regolith comprises both saprolite and the collapsed zone. Depth to bedrock, thickness of sequences and additional lithological specifications (e.g. soil type) are variable parameters depending on local conditions.

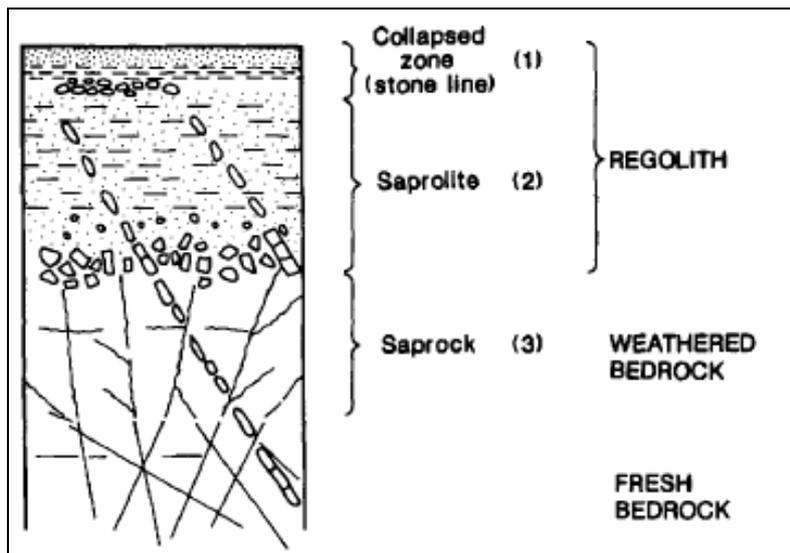


Figure 4: Weathering profile of a crystalline basement (WRIGHT AND BURGESS, 1992).

The base of the saprolite is promising for groundwater development because of less clay minerals and coarser grain size fractions (even rock fragments). Moderate to low yields between 0.1-1 l/s can be expected if an extensive saprolite zone is present (MACDONALD ET AL., 2005). It is questionable if higher borehole yields correlate with thicker water saturated saprolite (WURZEL, 2001). For instance, WRIGHT AND BURGESS (1992) didn't observe a correlation from analysing 929 borehole logs in Zimbabwe but AGYEKUM AND DAPAAH-SIAKWAN (2008) examined 2458 borehole logs in north-eastern Ghana and found a strong tendency of higher yield versus deeper weathering. Many factors of uncertainty like the hydraulic gradient and technical borehole aspects might make analysis difficult. Advocacy for targeting specifically the saprock for siting varies with the author. TAYLOR AND HOWARD (2000) suggest based on pumping test results to target only the regolith extent ($T = 5-20 \text{ m}^2/\text{day}$), since transmissivities of the saprock ($T = \text{approximately } 1 \text{ m}^2/\text{day}$) are much lower. Most other authors including MACDONALD ET AL. (2005) recommend targeting the saprock too. Identifying deeper tectonic fractures is undoubtedly required for successful siting in areas of poor weathering.

2.3 APPROPRIATE SITING STRATEGIES

Appropriate siting increases drilling success rates and improves borehole yield performance. A wide range of methods are used in Africa from unscientific diving to expensive exploratory drilling (MACDONALD ET AL., 2005). The UNDP guideline for site selection subdivides specific methods in the following categories: geophysical investigations, remote sensing interpretation, hydrogeological fieldwork,

reconnaissance of existing hydrogeological data, local knowledge and exploratory drilling (van Dongen and Woodhouse, 1994). However, all methods are only suited to answer specific questions and a promising prospection strategy should involve an integrated method approach to meet the challenges of siting (MACDONALD ET AL., 2005).

2.4 2D ELECTRICAL IMAGING

All methods of geophysics are indirect (except MRS) for detecting groundwater and require geological interpretations of measurements (MACDONALD ET AL., 2005). 2D electrical imaging, like other methods of geo-electrics, is based on measuring the electrical resistance of the ground using Ohm's law (MILSON, 2003). Advantages of 1D profiling and sounding are combined and lateral and vertical geological structures along a defined profile can be investigated (JANIK AND KRUMMEL, 2010). Many electrodes that are used for current injection and measurement of the potential difference in turns are placed along this profile (ERNSTON AND KIRSCH, 2010a). They are connected with a multicore cable to a measurement device controlled with a laptop that is responsible for transmitting, receiving and switching.

Hydrogeological assumptions must be made in advance to select an appropriate electrode array and inversion logarithm for the given problem (LOKE, 2011). Characterising specifically the weathering profile of crystalline bedrock for groundwater development with 2D imaging has been successful in Senegal, Malawi and southern India (KELLETT AND BAUMAN, 2004; BEAUVAIS ET AL., 1999; CHANDRA ET AL., 2010).

A dipole-dipole array is described as the best overall choice for 2D imaging by JANIK AND KRUMMEL (2010) since it has the best resolution for single horizontal and vertical structures. Its main disadvantage is a low signal/ noise ratio (FRIEDEL, 2000). The widely used Wenner array is less sensitive to horizontal changes in the subsurface but has stronger signal strength which is of advantage to the Dipole-Dipole array (JANIK AND KRUMMEL, 2010). A Schlumberger- Wenner array seems to be a good compromise of both array types being relatively sensitive to both vertical and horizontal structures and therefore suitable for examining weathering zones as well as fractures (LOKE, 2011). CHANDRA ET AL. (2010) chose this configuration with success to investigate vertical structures (dikes and quartz reefs) in the weathering profile of a crystalline basement in India but KELLETT AND BAUMANN (2004) achieved also useful results using a Wenner configuration in Malawi for a similar geological

setting to Lofa. Overall, accuracy of interpretations from 2D models can only be assessed with lithological logs from drilling (JANIK AND KRUMMEL, 2010).

Apparent resistivity data of a 2D imaging survey is converted via inversion (modelling process) into a true resistivity cross section of the underground along the profile (JANIK AND KRUMMEL, 2010). Results of inversion can be very different depending on the logarithm used (LOKE, 2011). Assuming that lithological boundaries e.g. regolith to saprock and tectonic fractures are sharp, a blocky inversion method seems most appropriate for the expected conditions (LOKE ET AL., 2003).

The true resistivity cross section is the starting point for hydrogeological interpretations since lithology and presence of groundwater are associated with specific ranges of true resistivity. Table 1 shows a comparison of true resistivity ranges associated with lithological sequences produced by different authors. Findings vary tremendously. KELLETT AND BAUMAN (2004) also associated 20-100 Ohm m and BEAUVAIS ET AL. (1999) <477 Ohm m potentially with saprolite. A common problem of geo-electrical investigations also remains: Both groundwater and wet clay-loam rich sections both have low true resistivity values, especially fracture zones might be blocked or water bearing (ERNSTON AND KIRSCH, 2010b).

Table 1: Associated ranges of true resistivity values with lithological sequences.

Ranges of true resistivity values associated with lithological sequences (Ohm m)		
	Crystalline bedrock (granite)	Weathered granite (saturated)
ACF (2005)	1000-10 ⁴	100-300
MacDonald et al. (2005)	500- 10 ⁶	50-800
Kellett and Bauman (2004)	1000+	20-100
Olayinka (1997)	300-6000	<300
Beauvais et al. (1999)	3140+	710-1700

2.5 REMOTE SENSING

Satellite images and DEMs gain importance in absence of accurate geological and topographic maps. GIS technique capabilities have improved e.g. to map fractures zones via lineament analysis from LANDSAT7 and SPOT5 images (KRISHNAMURTHY ET AL., 2000; GANAPURAM ET AL., 2009). This fuels a debate if remote sensing can compensate (or to what degree) geophysical and hydrogeological fieldwork for direct siting. They are excellent to obtain a general overview of geomorphology and topography but shouldn't be used for direct siting (VAN DONGEN AND WOODHOUSE, 1994). SAMI (2009) questions hydrogeological significance of lineament analysis considering the method as "anomaly hunting" in many cases. BOUTALEB ET AL. (2008)

concluded that mapping of lineament features from SPOT5 images alone is unlikely to bring good siting results.

2.6 HYDROGEOLOGICAL FIELDWORK

Hydrogeological fieldwork has the objective to examine on-site presence of groundwater in the subsurface (VAN DONGEN AND WOODHOUSE, 1994). Main elements of investigations are observations of geomorphology, water availability and structural geology.

As simple as it is, groundwater flow usually follows the topography from hill tops to valley bottoms. Smooth to flat topography can be associated with a thicker weathering profile since weathering material covers the underlying bedrock like a mask (GRAHAM, 2008). Valleys might follow fault lines and valley bottoms are commonly rich in clay (MACDONALD ET AL., 2005). Allochthon unconsolidated sediments (mainly gravels) might accumulate at the base of granitic domes (inselbergs) (DAVIS AND LAMBERT, 2002). Long narrow ridges that rise up to 15m above the surrounding terrain and continue up to 25km in Lofa are likely to be dolerite dikes (SEITZ, 1974). Dikes are likely to block groundwater or narrow zones of deeper weathering are found between their flanks and surrounding bedrock (KELLETT AND BAUMAN, 2004; DAVIS AND LAMBERT, 2002). Certain vegetation cover can in addition indicate presence of shallow groundwater (VAN DONGEN AND WOODHOUSE, 1994).

MACDONALD ET AL. (2005) suggest thoroughly tapping local knowledge of available water in communities for valuable insights like seasonal variations of springs or supplying performance of past and current wells. Investigating natural water sources (springs, surface water and wet zones) requires verifying discharge, electrical conductivity ($\mu\text{S}/\text{cm}$) and temperature ($^{\circ}\text{C}$) as basic hydrological field parameters (HÖLTING AND COLDEWAY, 1996). To examine location and elevation of those sources helps for rough estimations of depth to the water table in the surrounding area. Spring outlets where groundwater flow meets the surface can be a diffuse (seepage) area or a point source and either classified in gravity springs (location varies with wet/dry season) or more complex types where confining beds and tectonic features have an impact (DAVIS AND LAMBERT, 2002). Yield, water quality and water level in existing wells as well as reasons for failed wells should be analysed (VAN DONGEN AND WOODHOUSE, 1994) to assess water availability.

SAMI (2009) suggests that success in borehole siting depends highly on identifying faults, shears, dikes, geological contacts and fracture zones. This might overlap with observations of the geomorphology mentioned before but methods of structure geology go further in detail by investigating tectonic processes on an outcrop scale. This approach certainly gains importance when the weathering zone is thin and the bedrock is exposed at the surface.

2.7 METHODOLOGY

The research strategy involved the development of a conceptual hydrogeological model for groundwater occurrence based on an evaluation of borehole logs and literature review, trialling an integrated method strategy for borehole siting (qualitative approach) with a particular focus on assessing suitability of 2D electrical imaging models for groundwater occurrence (qualitative approach).

2.7.1 Conceptual hydrogeological model

A conceptual hydrogeological model for groundwater occurrence in crystalline bedrock was derived from the literature review (Chapter 2.2.3) and boreholes drilled by ACF between 2007 and 2011 in Lofa County. Lithological logs of 5 borehole drilled during the thesis project were used for confirmation of the model. Considered parameters were depth to the water table, depth to the bedrock, thicknesses of lithological sequences (laterite, saprolite, fractured bedrock comprising saprock and deeper fractures) and borehole yield (l/h). A guideline for examining rock chip samples produced by MACDONALD (2005) was used during the current drilling campaign. Lithological descriptions were derived from colour, grain size and occurring minerals of samples collected every 2m of drilling progress.

2.7.2 Siting strategy for borehole selection

The siting strategy was implemented in a borehole drilling campaign that aimed to have the highest success rate as possible also because only two drilling attempts were financeable for each village. Thus, assessing suitability of considered single methods (comparison) by accepting failure was not feasible within the scope of this project. An integrated method siting strategy that seemed most promising was developed from the literature review in consequence. Overall success was measurable and single methods as elements of the strategy were discussable. Underlying conditions were on-hand technical equipment e.g. only 2D imaging out of a pool of potential useful geophysical methods and limited spending capacity e.g. SPOT5 satellite images and exploratory drilling were unavailable.

Based on the literature review with emphasis on guidelines of MACDONALD (2005) and VAN DONGEN AND WOODHOUSE (1994), a 4 step siting strategy with multiple methods was developed (Figure 5). Personal hydrogeological experience played a

key role for realisation. The strategy was replicated in 7 communities previously chosen by ACF (Figure 5).



Figure 5: Four step integrated method siting strategy

Reconnaissance information was analysed before field investigations. Geological maps, topographic maps and DEM information (SRTM 90m and ASTER 30m) as well as UN water point data (if existing water points were close by) was available to get an overview of geology, major fault lines and topography of an area².

The second step involved hydrogeological fieldwork. Results were mapped with geological compass and GPS and further visualised on scale in ArcGIS. Investigated hydrogeological features are summarised in Table 2.

² The USGS released in 2007 a digital compilation of 1: 250 000 geological and topographic maps produced during the 1970's in addition to processed SRTM 90m data (Wahl, 2007). The UN released in 2010 a water point collection (collaboration with NGOs including ACF and the Liberian government).

Table 2: Investigated hydrogeological features

Hydrogeological feature	Investigation
Geomorphology	General shape of landscape, presence of valleys with steep slopes or smooth valley bottoms, estimation of groundwater flow, distribution of outcropping rocks, soil type, drainage pattern, fracture zones (extent, direction, nature).
Outcropping rocks	lithology, nature, structural trends of joints,
Spring and surface water	Elevation, discharge, temperature (°C), electrical conductivity ($\mu\text{S}/\text{cm}$), nature of spring,
Existing water points	Type, condition, depth, depth to groundwater table, seasonal variations of water availability by tapping local knowledge,
Sources of contamination	E.g. latrines, open defecation fields, dambos, waste disposal sites,
Vegetation cover	Certain trees associated with shallow groundwater based on traditional knowledge,

Tapping existing knowledge of communities was considered as very important, especially to investigate existing water points and overall availability of groundwater (e.g. finding sources). On site, hydrogeological investigations started with a reconnaissance walk together with knowledgeable communal members.

Locations that seemed promising from hydrogeological fieldwork were analysed with 2D imaging in the following step. Manuals produced by HOAREAU (2010) and LOCKE (2011) were used for instrument operation. An IRIS SYSCAL R1 SW72 with 4m electrode spacing, Schlumberger-Wenner array and robust inversion was commonly used. A Dipole-Dipole array was tried but rejected. The software package for operating the instrument comprised ELECTRE II and PROSYSII (IRIS, 2011a; IRIS, 2011b). RES2DINV was used for inversion of the pseudosection (GEOTOMO SOFTWARE, 2004).

Final site selection involved two steps. First, at least two locations for drilling were chosen from perspectives of hydrogeological suitability and minimising fetching time for the villagers. Second, final site selection depended on their acceptance and preferences.

2.7.3 Accuracy of 2D electrical imaging models

Aims were to associate ranges of true resistivity with occurring geological sequences. Accuracy of 2D electrical imaging models was assessed by comparing predictions with lithological logs of boreholes drilled on geo-electrical profiles. Fracture zones

were preferentially aimed to be intersected at the midpoint of profiles and in perpendicular direction.

2.8 RESULTS AND DISCUSSION

2.8.1 Conceptual hydrogeological model

A modification of the conceptual hydrogeological model derived from the literature review was developed to describe groundwater occurrence (see chapter 2.2.3.).

To avoid confusion in terminology (laterite – lateritic soil debate) “laterite” was used to describe the following: Lateritic tropical soil as first geological sequence from the surface defined by a general reddish, yellowish to brownish colour from iron oxides and rich in clay minerals. It was especially in forest area often topped with a thin darker top soil (humus layer). Hard ferruginous crusts were often found in open deforested areas where leaching had progressed faster. White clays caused from bleaching were commonly observed at road cuts in a depth of approximately 2m and below causing a mottled colour.

Saprolite is basically a stage of earlier in situ weathering of laterite (ACWORTH, 1987). Especially more resistant quartz, micas (biotite) and less feldspar were present. There was an increasing trend of grain size from loam/medium sand (0.004-0.5mm) to coarse sand/ gravel (0.5-4mm) towards the base of the sequence. Rock fragments (pebble size) and occasionally basal breccia were observed close to the sharp transition to fractured bedrock.

The used term “fractured bedrock” comprises saprock and deeper fractured bedrock (tectonic) in this paper as differentiating them in analysis of past borehole logs (no statements for targeting fracture zones) wasn’t possible. Furthermore, results for thicknesses of the fractured bedrock and subsequently depth to bedrock have to be critically analysed since drilling might stopped in a hard rock zone considered as bedrock with still fractures underneath, or present fractures were just missed.

Hydraulic properties of the zones were adapted from MACDONALD ET AL. (2005). The base of the saprolite and fractured bedrock are the most permeable zones and must be targeted to achieve a sufficient borehole yield. The upper zone of the saprolite may contribute as storage (higher clay content) if water saturated. A model taking account of those findings is found in figure 6.

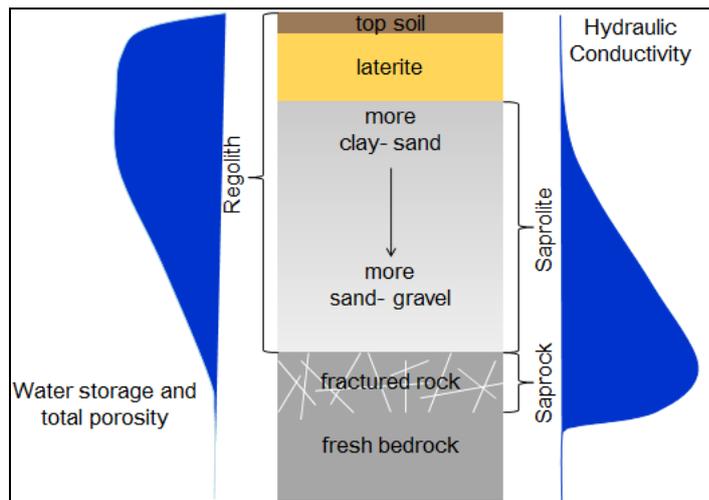


Figure 6: Hydrogeological model for groundwater occurrence (modified after: MACDONALD ET AL. (2005); WRIGHT AND BURGESS (1992); CHILTON AND FOSTER (1995))

Laterite, saprolite and fractured bedrock thicknesses as well as depth to the static water table, depth to bedrock and borehole yield (l/h) were the variables to describe the model for local conditions. Table 3 and figure 7 summarise a statistical analysis of those parameters for positive boreholes except of borehole yield. Only laterite thickness and depth to the water table were considered as relatively uniform. Thicknesses of saprolite and fractured bedrock varied widely what reflected in consequence on variations of regolith thickness and depth to the bedrock. Uncertainties remained due to the fact that 30.8 % drilled boreholes didn't reach the bedrock and 19.2% not even the fractured bedrock. Thus regolith thickness and depth to the bedrock were expected to reach higher values in reality. Occurring regolith thicknesses of 10-20m are relatively low compared to many sub- Sahara African areas since a range of 20 to 30m regolith thickness is mostly common (MACDONALD ET AL., 2005). With respect to the tropical climate, high precipitation and prolonging colluvial and fluvial erosion that kept the regolith relatively thin, it can be assumed that in situ weathering rates are very high.

A common static water level between 5-9m makes groundwater development from the regolith possible as saturated saprolite thicknesses vary between 3-13m. The hypothesis that seasonal variations of the water table would likely cause dry wells wasn't confirmed by borehole analysis since the static water table of 26 boreholes drilled during dry season (mean depth of 7.2m from surface) and 27 during the wet season (mean depth of 7.0m from surface) was similar. On the other hand RUDGE AND BOSCH (2009) reported that 40% of unused improved water points fall dry during the dry season (568 improved water points).

Confined aquifer conditions can occur if the water table reaches laterite and potentially the upper zone of the saprolite that is rich in clay. Since the water table is often at the boundary of laterite/ saprolite the term “semi-confined aquifer conditions” is appropriate to use.

Based on saturated geological sequences captured by the well screens, 56.6% of all positive boreholes obtained their yield from the saprolite, 26.4% from fractured rock and the rest from a combination of both. On average, only 56% of the aquifer potential was captured by installed screens. Missing water bearing sections is risky, especially in areas of thin regolith.

Only 4 out of 19 boreholes that failed because of insufficient yield (<1000l/h) had a saprolite sequence thicker than 4m and just 3 a fractured bedrock thicker than 2m. A laterite layer of 5m on average, similar for successful boreholes, was present. This indicates that fresh bedrock can appear beneath the laterite basically skipping the other sequences.

Table 3: Average and population standard deviation of lithological sequence thicknesses and depth to water table and bedrock of positive boreholes.

Average and population standard deviation (m)	
laterite thickness ¹	5.9± 2.9
saprolite thickness ²	7.7± 5.4
water saturated saprolite thickness ²	6.2± 5.0
regolith thickness ²	13.5± 5.8
fractured bedrock thickness ³	4.8± 3.8
depth to the bedrock ³	18.2± 5.4
depth to watertable ¹	7.1± 2.4

¹data from all 55 successful boreholes that penetrated through the laterite.²data from 42 successful boreholes that reached the fractured bedrock. ³data from 36 successful boreholes that reached the bedrock.

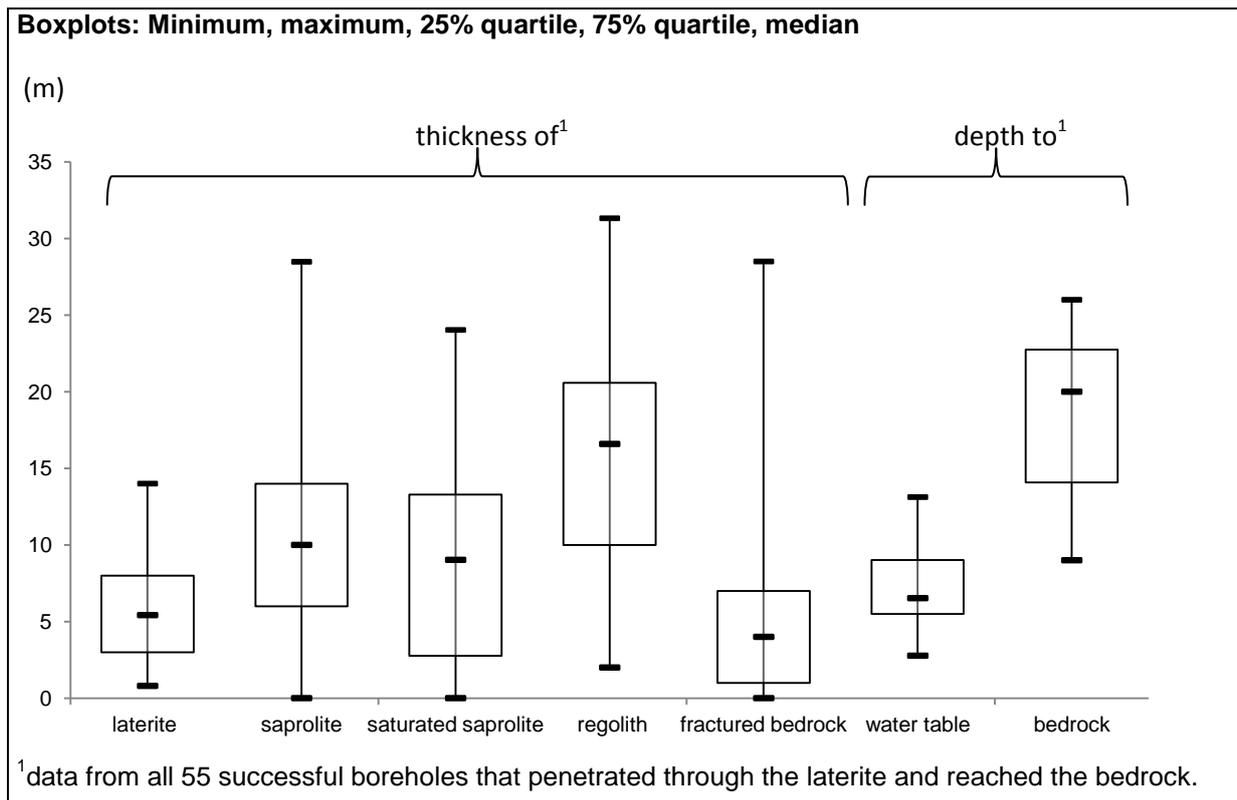


Figure 7: Boxplots (average, minimum, maximum, 25% quartile, 75% quartile, median) of lithological sequence thicknesses and depth to water table and bedrock of positive boreholes.

Assessing yields of boreholes and correlations with lithological sequences must be approached critically. Low tech equipment for yield testing, measurement inaccuracies, technical aspects of borehole installation or the hydraulic gradient cause uncertainties. Findings show that yield for every metre of screened saturated saprolite is 244.1 ± 123.0 l/h (mean \pm population standard deviation) and 332.6 ± 161.6 l/h for every metre of screened fractured bedrock³. The linear relationship between borehole yield (l/h) versus screened saturated saprolite length (m) is with a 5% coefficient of determination (R^2) very low (Figure 8). The R^2 is almost 0% for borehole yield (l/h) versus length of screened fractured bedrock⁴. Those results would support the findings of WRIGHT AND BURGESS (1992) that there isn't a direct correlation between yield and thickness of lithological sequences.

³ Data of 27 boreholes that achieve yield from saturated saprolite.

⁴ Data of 14 boreholes that achieve yield from fractured bedrock.

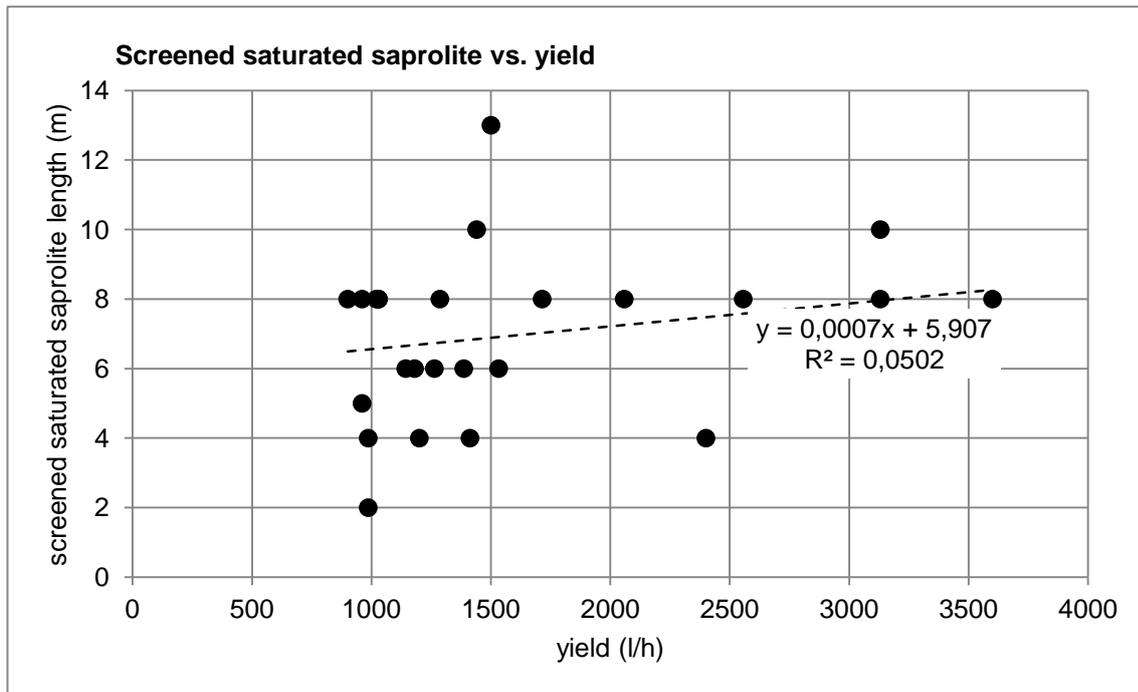


Figure 8: Screened saturated saprolite vs. borehole yield

2.9 SITING STRATEGY FOR BOREHOLE SELECTION

The success rate of drilled boreholes based on borehole log analysis between 2007 and 2011 was 74.6%⁵. Borehole site selection based on the trialled strategy was in 5 out of 6 times (83.3%) successful. One unsuccessful borehole collapsed overnight because of a potential cavity and an alternative site was selected closer to a valley bottom but with greater distance to the village.

Local methods for siting are based on traditional knowledge that overlaps with hydrogeological investigations when it comes to observe the geomorphology. Locations within or at the head of fracture zones and certain types of vegetation, especially large cotton trees (e.g. *Ceiba pentandra*), real bamboo and “locally named bamboo trees” (remind of palm trees but with spines on the petiole) are positive indicators. However, geo-electrical profiles going past trees didn’t confirm groundwater presence and site visits to negatively sited boreholes showed an occasional location next to trees. This indicates that areas where groundwater accumulates, usually valleys and fracture zones, are often highlighted with those tree types but siting based on single trees in geomorphological unpromising locations should be avoided.

⁵ Drilling success during this project is excluded from this percentage. Failed boreholes due to technical issues (not siting) were neglected. Positive boreholes out of total drilled: 24 of 32 in 2007, 9 of 12 in 2008, 12 of 13 in 2009, 5 of 8 in 2010 and 0 out of 2 in 2011.

Observing the geomorphology is most suitable for site selection. Deeper pockets of regolith can be identified in the hilly landscape by looking for valley fillings with a smoother topography. Areas of steep slopes can be associated with thin weathering layers and should be avoided. Most valleys follow tectonic fault structures that define drainage direction as of the Kelba River (one of the major streams in Lofa). Dambos defined by VON DER HEYDEN (2004) as shallow, seasonally waterlogged wetlands that are rich in clay are commonly found in valley floors. The groundwater table seems to reflect surface topography as drilling results show. A relatively uniform laterite layer covers usually even areas of thin saprolite and fractured bedrock. Well exposed outcrops are scarce in consequence making structural investigations of joints, fractures and shears difficult. Bedrock is mainly exposed at granitic domes (inselbergs) and in bottom of valleys where unconsolidated material got fluvial eroded as described by SEITZ (1974). Boulders of granitic rock are occasionally found.

During investigations of surface water and spring outlets, it is important to assess the local drainage pattern of the area and estimate elevation of the water table. Springs are usually point sources with seasonal variations in fractured zones but seepage zones can occur closer to valley bottoms. Discharge values of springs never exceeded 0.5l/s during investigations. Low electrical conductivities ranging between 20- 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ were associated with groundwater from crystalline areas. Presence of other lithologies e.g. graphite schists may be well identifiable from higher electrical conductivity values.

Available remote sensing data and geological maps couldn't replace fieldwork. Accuracy of processed satellite data must be questioned because of the dense rainforest. Major tectonic faults are easily discernable on DEMs and are of greater benefit for implementing large scale groundwater development projects.

Communities are often located on hill tops. This tactic helped them to have an advantage in historically defending their village against potential attackers. Because of elevation, siting can become challenging, especially to find a suitable location for drilling closer than 500m. Drilling was not attempted in one village because it seemed not feasible because of that reason.

Common sources of potential contamination are graves besides latrines, open defecation fields and disposal sites. Dead bodies are commonly scattered and buried within the village limits and boreholes have to be sited at the edge of villages in consequence. It was observed during fieldwork and also mentioned in an ACF water

point survey that water points that are too close to dambos have often unacceptable water quality (ACF, 2008).

Finally, borehole site selection wasn't only a hydrogeological and social compromise (acceptance and distance to water point), but depended highly on accessibility of the drilling truck to a potential site. Due to the truck's size and rough terrain, siting was often limited close to the access road of a village.

2.10 2D ELECTRICAL IMAGING

The following findings are based on 26 geoelectrical profiles with 6 of them drilled at: It is possible to distinguish between bedrock and regolith with keeping in mind that fractured bedrock can be associated with a wider range of true electrical resistivity causing uncertainty. Accuracy for predicting depth to bedrock lies within approximately 2 metres. This number is based on 3 sites where drilling penetrated through the regolith along the profile. Lithologies associated with true electrical resistivity values are found in table 4. High resistivity zones in the upper regolith can be either dry material, hard ferruginous crusts in the laterite or granitic boulders. Depth to the water table is likely to be determinable if measurements took place after days of no rainfall. Current investigations were conducted at the beginning of the wet season and laterite and saturated saprolite were often indistinguishable. Vertical and horizontal extent of fracture zones is recognisable but uncertainties should be kept in mind, especially if the fractured zone isn't intersected at the midpoint of the profile (inversion of a more complex geological setting is probably the reason for errors). A Schlumberger- Wenner Array with an electrode spacing of 4m appeared to be a good choice to obtain useful information on vertical and lateral structures. Measurements using a Dipole- Dipole were tried twice but were considered as failed since results seemed wrong (pseudosections showed crossing sections of lower and higher apparent resistivity values and inversion was not operable with RES2INV). Subsequently, a too large dipole separation factor (n) may have been the reason or the contact between electrodes and ground was not good enough (although always below 20kOhm). Due to abrupt transitions between geological sequences (regolith to bedrock), a robust inversion was used instead of the common least squares inversion that would have caused a "smearing out" effect.

Table 4: Lithologies associated with true electrical resistivities

Lithology	True resistivity (Ohm m)
Dry Saprolite & Laterite	700 - 1600
Saturated Saprolite & Laterite	40-700
Saturated fractured bedrock	800 - 1600
Dry fractured bedrock, Fresh bedrock, Granitic boulders and Ferruginous crust	>1600

2D electrical imaging is very useful as long as open space is available to set up profiles. To find straight lines is sometimes challenging because of steep topographies, houses, outcrops/boulders, dambos, surface water and dense vegetation. Field experience showed that profiles much longer than 200m are hardly possible. Clearing profiles from dense vegetation needs time and workforce but results are worth the efforts.

2.10.1 Examples of interpreted 2D imaging profile

26 geoelectrical profiles were collected with drilling being carried out at 6 of them. Examples of selected interpreted profiles are given below to illustrate typical subsurface structures.

Figure 9a shows a profile in a flat area near a dambo. The borehole was subsequently sited at 80m along the profile. The profile shows an increase in conductivity at 21m which drilling confirmed corresponded to the regolith saprolite boundary. The water table was expected to be below the zone of resistivities above 700 Ohm m and was encountered at 8m during drilling. High resistivity zones (1000-3000 Ohm m) close to the surface indicating the underground extent of a surface granite boulder at about 64m along the profile and dry, more consolidated ferruginous crust between 20 and 64m along the profile.

Figure 9b shows a profile that intersected valley with approximately 5m change in elevation between 84 and 164m along the profile. The upper horizontal high resistivity zone (600- 2500 Ohm m) was associated with dry laterite and saprolite and potentially ferruginous crust. The aquifer is identifiable below resistivity zones of 700 Ohm m with the water table encountered at 9.2m depth during drilling at 104 m along the profile. A larger crystalline boulder exposed at the surface is detected at around

170 m along the profile. Bedrock was encountered at 20m which correlates very well with the prediction. The promising zone of greater saturated thickness at around 50m was not selected for drilling due to its greater distance from the village.

Comparison of borehole log versus 2d imaging prediction are illustrated in figure 9c and 9d. 9c is associated 9a and 9d with 9b.

The vertical and horizontal extent of a fractured zone situated in a depression is shown in Figure 9c. The village was located on a hill with a thin regolith sequence and common granitic outcrops (resistivity values above 3000 Ohm m). Drilling did not take place at this profile due to the uncertainty of whether the low resistivity area within the fracture zone was water bearing or rich in clay.

Figure 9d shows a vertical dolerite dike intrusion from around 70m along the profile. A thin ferruginous crust and laterite layer covered the area but the dike was confirmed by a number of small outcrops. Lower resistivity areas (900-1500 Ohm m) within the dike and also at approximately 50m along the profile are interpreted as being possibly water bearing fractures. The latter fractured zone may be associated with the dike intrusion. Regolith is found in between and on the left side of the profile.

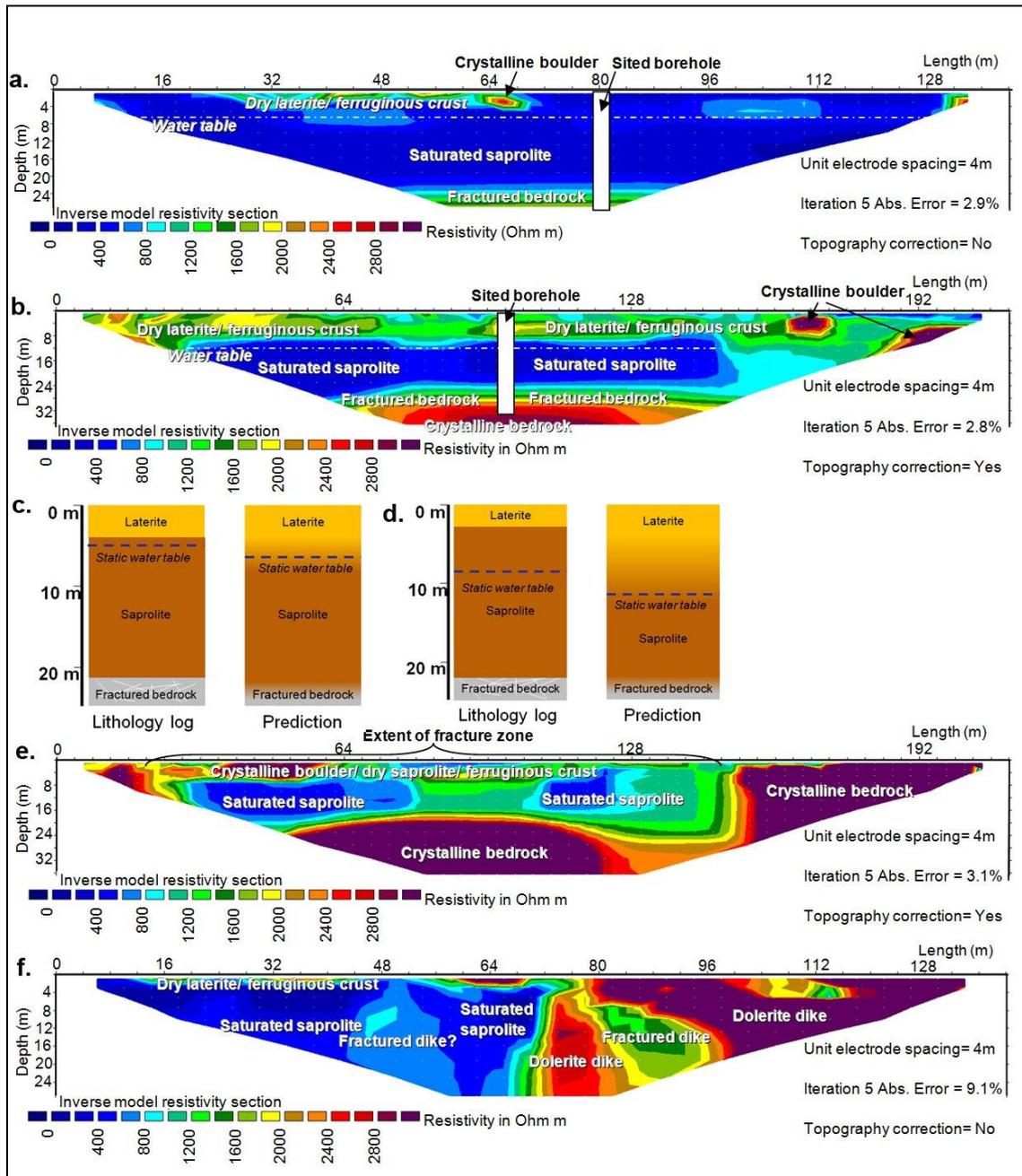


Figure 9: Examples of 2D electrical resistivity imaging pseudo sections.

2.11 CASE STUDY OF BOREHOLE SITE SELECTION IN A VILLAGE

The village with approximately 900 inhabitants stretched from the bottom of a valley (470m above sea level) up to the top of a granitic dome (515m above sea level) distributed over an area of approximately 70 000m². Exposed granitic bedrock was frequently found closer to the top with at least one preferred joint direction (strike 315°/ dip 52°). Five 2D electrical imaging profiles were conducted to describe thickness of regolith and extent of fracture zones at their heads. Results showed that regolith increases closer to valleys with sharp boundaries to the bedrock. Dambos were located in valley bottoms. Spring discharges of less than 0.2l/s and ranges of electrical conductivity between 28.5-103.5 µS/cm were characteristic according to field measurements. Seasonal varying spring outlets occurred in fracture zones. The major Kelba River is found to the east but potential site selection in the river side alluvium was not preferred by villagers because of a distance too great from their community. Current water supply for the village was a working hand dug well with an Afridev handpump. However, it was sited too close to the dambo and villagers reported contamination. Another protected hand dug well was broken. Additional sources were unprotected shallow hand dug wells. 8 latrines were mapped as potential sources of contamination. The finally chosen site had a distance of approximately 40m uphill from the dambo (Figure 10). Depth of investigation with 2D electrical imaging was limited to approximately 15m, since the site was selected closer to the edge of the profile (dambo close to the left).

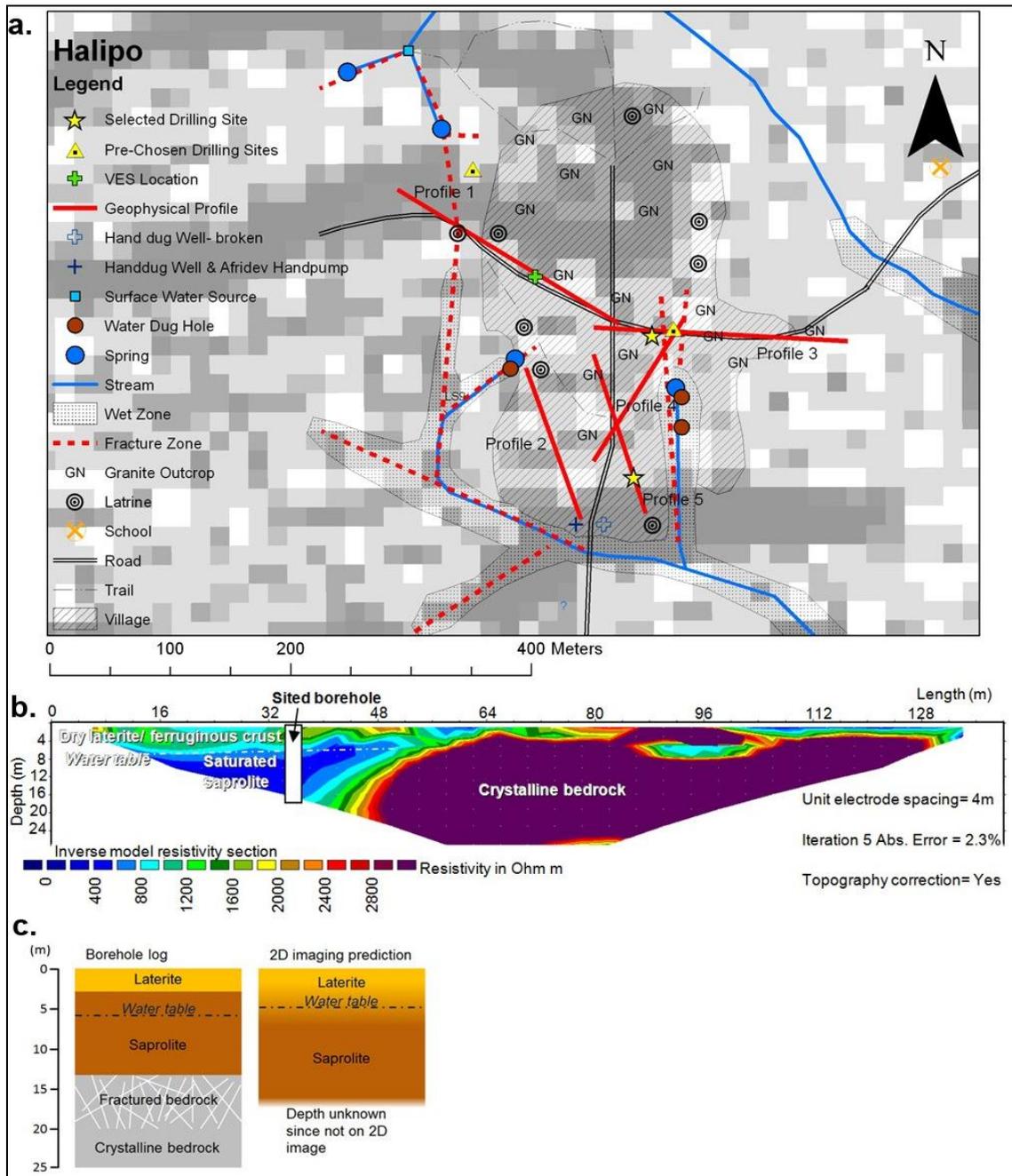


Figure 10: Case study of borehole site selection in a village

2.12 CONCLUSIONS

This study demonstrates that occurrence of groundwater in Lofa County depends mainly on thickness of weathered crystalline rock and potentially deeper fractures of tectonic origin in the fresh bedrock underneath. The conceptual hydrogeological model previously developed and discussed by various authors (e.g. Acworth, 1987; Wright and Burgess, 1992; Taylor and Howard, 2000; Chilton and Foster, 1995; MacDonald, 2005) is applicable for local conditions. While the lithology (granite and gneiss) can be considered as relatively uniform within Lofa, thicknesses of geological sequences that compose the weathering profile are highly variable. The vulnerability of boreholes falling dry during the height of the dry season results also from a generally low depth to fresh bedrock that hardly exceeds 25m. Keeping in mind that the water table is usually found at a depth of approximately 7m, deeper pockets of weathering with a regolith thickness of at least 15-20m should be identified during the process of borehole site selection. In areas of investigation where those conditions are absent, fracture zones are the only option. This appears to be more risky since hydrogeological conditions are less predictable and chance of successful siting subsequently lower.

Achieving sustainability of new boreholes in terms of water availability throughout the year should consider borehole siting and drilling only during the drier months of the year (December- April). Efforts should be also given to capture the entire water aquifer potential by a proper screen installation since thin aquifer thickness is a common problem.

Key aspect for successful borehole site selection is proper analysis of the geomorphology drawn on scientific training and experience with emphasis on potential presence of deeper weathering and fracture zones. This conclusion is based on the author's gained experience during hydrogeological fieldwork. 2D imaging has approved to be highly suitable to describe important parameters as depth to the bedrock and extent of fracture zones. However, cheaper geophysical devices are likely to be sufficient to quantify those parameters as well. 1D sounding could be used as confirmation or refusal of site selection based on hydrogeological fieldwork. Since 1D profiling is very work and time intense, frequency electromagnetic methods (FEM) would be probably appropriate to investigate the extent of fracture zones and also depth to the bedrock (MACDONALD ET AL., 2005; SIEMON, 2010).

ACF success rates of borehole siting in Lofa from recent years are with over 74% very high. This positive development is on one side pleasant, but also creates a debate if local expertise is sufficient or if a more sophisticated siting strategy like the one trialed is needed. Cost and benefit are the main criteria for this decision. Groundwater is often easy accessible in villages of Lofa and borehole siting doesn't require use of geophysical equipment but siting in more complex hydrogeological conditions caused by elevated locations of villages and/or absence of deeper weathering will benefit from it. Finally, it must be also kept in mind that drilling of boreholes might not always be feasible, no matter what site selection strategy is applied.

2.13 REFERENCES

- ACF. (2005). *Water sanitation hygiene for populations at risk*, Hermann, Paris.
- ACF. (2006). *Evaluation of the choice of hand dug well/borehole case study of Nimba county*. (unpublished report).
- ACF. (2008). *Improved water point survey Lofa County Liberia*. (unpublished report).
- ACWORTH, R. I. (1987). *The development of crystalline aquifers in a tropical environment*. Quarterly Journal of Engineering Geology, 20, p.265-272.
- AGYEKUM, W. A. AND DAPAAH-SIAKWAN, S. (2008). *The occurrence of groundwater in northeastern Ghana*. Cited In: *Applied groundwater studies in Africa*, edited by ADELANA, M. A., MACDONALD, A. M., ABIYE, T. A. AND TINDIMUGAYA, C. Taylor and Francis group, London, p.215-231.
- BEAUVAIS, A., RITZ, M., PARISOT, J., DUKHAN, M. AND BANTSIMBA C. (1999). *Analysis of poorly stratified lateritic terrains overlying a granitic bedrock in West Africa, using 2-D electrical resistivity tomography*. Earth and Planetary Letters, 173, p.413-424.
- BEHERENT. J. C. AND WOTORSON C. S. (1974). *Geophysical Surveys of Liberia with tectonic and geological interpretations*, U. S. Geological Survey, Washington.
- BOUTALEB, S., BOUALOUL, M., BOUCHAOU, L. AND OUDRA, M. (2008). *Application of remote-sensing and surface geophysics for groundwater prospecting in a hard rock terrain, Morocco*. In: *Applied groundwater studies in Africa*, edited by Adelana, M. A., MACDONALD, A. M., ABIYE, T. A. AND TINDIMUGAYA, C. Taylor Francis group, London, p.215-231.
- CHANDRA, S., DEWANDEL, B., DUTTA, S. AND AHMED S. (2010). *Geophysical model of geological discontinuities in a granitic aquifer: Analysing small scale variability of electrical resistivity for groundwater occurrences*. Journal of Applied Geophysics, 71, p.137-148.
- CHILTON, P. J. AND FOSTER, S. S. D. (1995). *Hydrogeological investigation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa*. Hydrogeology Journal, 3(1), p.36-49.
- DAVIS, J. AND LAMBERT, R. (2002). *Engineering in emergencies: A practical guide for relief workers*, 2nd ed. RedR, London.

DE BOER, E., GLAY, E. AND HALL C. JR. (1982). *Preliminary study for the water supply of Kolba city (Kolahun), Lofa County, Monrovia.*

ERNSTON, K. AND KIRSCH, R. (2010A). *Geoelectrical methods.* Cited in: KIRSCH, R. (2010). *Groundwater geophysics: A tool for hydrogeology.* 2nd ed., Springer, Berlin Heidelberg, p. 85-117.

ERNSTON, K. AND KIRSCH, R. (2010b). *Aquifer structures: fracture zones and caves.* Cited in: KIRSCH, R. (2010). *Groundwater geophysics: A tool for hydrogeology.* 2nd ed., Springer, Berlin Heidelberg, p.447-474.

FRIEDEL, S. (2000). *Über die Abbildungseigenschaften der geoelektrischen Impedanztomographie unter Berücksichtigung von endlicher Anzahl und endlicher Genauigkeit von Messdaten.* PhD thesis, Universität Leipzig.

GANAPURAM, S., KUMAR, G. T. V., KRISHNA, I. V. M., KAHYA, E. AND DEMIREL M. C. (2009). *Mapping of groundwater potential zones in the Musi basin using remote sensing data and GIS, Advances in Engineering Software,* 40, p.506-518.

GEOTOMO SOFTWARE. (2004). *Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using least squares-method.*

GOVERNMENT OF THE REPUBLIC OF LIBERIA. (2008). *National Population and housing census: Preliminary results,* Liberia Institute of statistics and geo-information services, Monrovia.

GRAHAM, M. T. (2008). *The hydrogeology of northern Agago County in Pader District, Uganda,* British Geological Survey, Keyworth.

GROMME, S., DALRYMPLE, G. B. (1972). *K-Ar ages and paleomagnetism of dikes in Liberia.* American Geophysical Union, 53 (10), p. 1130. Cited in: SEITZ, J. F. (1974). *Geology of the Voinjama Quadrangle, Liberia,* U. S. Geological Survey.

HOAREAU, J. (2011). *Utilisation du SYSCAL dans le cadre de missions de prospection géophysique,* Action Contre La Faim, Paris.

HÖLTING, B. AND COLDEWAY, W. G. (1996). *Hydrogeologie: Einführung in die allgemeine und Angewandte Hydrogeologie,* 5th ed. Ferdinand Enke, Stuttgart.

IRIS. (2011a). *Electre II: User manual.* Iris Instruments, Paris.

IRIS. (2011b). *Prosys II. User manual.* Iris Instruments, Paris.

- JANIK, M. AND KRUMMEL, H. (2010). *2D measurements*. Cited in: KIRSCH, R. (2010). *Groundwater geophysics: A tool for hydrogeology*. 2nd ed., Springer, Berlin Heidelberg, p.109-117.
- KELLETT, R. AND BAUMAN P. (2004). *Mapping groundwater in regolith and fractured bedrock using ground geophysics: A case study from Malawi, SE Africa*. *Canadian Society of Exploration Geophysicists*, p. 24-33.
- KRISHNAMURTHY, J., MANI, A., JAYARAMAN, V. AND MANIVEL, M. (2000). *Groundwater resources development in hard rock terrains- an approach using remote sensing and GIS techniques*, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2(3-4), p.204-215.
- LOKE, M. H. (2011). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*.
- LOKE, M. H., ACWORTH, I. AND DAHLIN, T. (2003). *A comparison of smooth and blocky inversion methods in resistivity imaging surveys*, *Exploration Geophysics*, 34, p.182-187.
- MACDONALD, A., DAVIES, J., CALOW, R. AND CHILTON, J. (2005). *Developing Groundwater: A guide for rural water supply*, Practical Action Publishing Ltd, Warwickshire.
- MILSOM, J. (2003). *Field Geophysics*. 3rd edition, John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- OLAYINKA, A. I. AND WELLER, A. (1997). *The inversion of geoelectrical data for hydrogeological applications in crystalline basement areas of Nigeria*, *Journal of Applied Geophysics*, 37, p.103-115.
- REED, W. E. (1951). *Reconnaissance: Soil Survey of Liberia*. *Agriculture Information Bulletin*, 66, p. 1-29.
- RUDGE, L. AND BOSCH, E. (2009). *Sustainability factors for water points in Liberia*. In: 34th WEDC International Conference, Addis Ababa, p.1-9.
- SAMI, K. (2009). *Groundwater exploration and development*. Cited in: TITUS, R., BEEKMAN, H., ADAMS, S. AND STRACHAN L. (2009). *The basement aquifers of Southern Africa*, *Water Research Commission*, Gezina, p.19-31.
- SCHLÜTER, T. (2008). *Geological Atlas of Africa*, 2nd ed., Springer, Berlin Heidelberg.
- SEITZ, J. F. (1974). *Geology of the Voinjama Quadrangle, Liberia*, U. S. Geological Survey.

SIEMON, P. (2010). *Electromagnetic methods- frequency domain*. Cited in: KIRSCH, R. (2010). *Groundwater geophysics: A tool for hydrogeology*. 2nd ed., Springer, Berlin Heidelberg, p.155-178.

SPHERE. (2011). *The Sphere Project: Humanitarian Charter and Minimum Standards in Humanitarian Response*. 3rd edition, Practical Action Publishing, Northampton.

TAYLOR, R. AND HOWARD, K. (2000). *A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda*. *Hydrogeology Journal*, 8, p.279-294.

WAHL, R. R. (2007). *Geological, geophysical and mineral localities map of Liberia- A digital compilation*. USGS.

VAN DONGEN, P. AND WOODHOUSE, M. (1994). *Finding groundwater: A project manager's guide to techniques and how to use them*, UNDP-World bank water and sanitation program, Washington.

VON DER HEYDEN, C. (2004). *The hydrology and hydrogeology of dambos: a review*. *Progress in Physical Geography*, 28(4), p.544-564.

WHITE, R. W. (1970). *Reconnaissance mapping of weathered crystalline rocks in Liberia*, *Mining and Metallurgy Society Liberia Bulletin*, 4, p. 96-102. Cited in: BEHERENT. J. C. AND WOTORSON C. S. (1974). *Geophysical Surveys of Liberia with tectonic and geological interpretations*, U. S. Geological Survey, Washington.

WHO (2008). Citing Internet resources (*Global Health Observatory Data Repository*). <http://apps.who.int/ghodata/?vid=590#>. (accessed 13th August 2011).

WRIGHT, E. P. AND BURGESS, W. G. (1992). *The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa*. Geological Society Special Publication, 66, p.1-27.

WURZEL, P. (2001). *Drilling boreholes for handpumps*, 1st ed., Swiss Center for Development Cooperation in Technology and Management, St. Gallen.

2.14 LIST OF FIGURES

Figure 1: Map of Liberia (topographic map: WAHL (2007)).....	136
Figure 2: Mean precipitation data of Voinjama, capital of Lofa County from 1953-73 and 1978-80 (DE BOER ET AL. 1982).....	138
Figure 3: Groundwater occurrence in crystalline bedrock (MacDonald et al., 2005).	139
Figure 4: Weathering profile of a crystalline basement (WRIGHT AND BURGESS, 1992).	140
Figure 5: Four step integrated method siting strategy	146
Figure 6: Hydrogeological model for groundwater occurrence (modified after: MACDONALD ET AL. (2005); WRIGHT AND BURGESS (1992); CHILTON AND FOSTER (1995))	149
Figure 7: Boxplots (average, minimum, maximum, 25% quartile, 75% quartile, median) of lithological sequence thicknesses and depth to water table and bedrock of positive boreholes.....	151
Figure 8: Screened saturated saprolite vs. borehole yield.....	152
Figure 9: Examples of 2D electrical resistivity imaging pseudo sections.	157
Figure 10: Case study of borehole site selection in a village	159

2.15 LIST OF TABLES

Table 1: Associated ranges of true resistivity values with lithological sequences...	142
Table 2: Investigated hydrogeological features	147
Table 3: Average and population standard deviation of lithological sequence thicknesses and depth to water table and bedrock of positive boreholes.	150
Table 4: Lithologies associated with true electrical resistivities	155

2.16 ANNEX

2.16.1 Selected photographs of Lofa county



Picture 1: Voinjama, district capital of Lofa County



Picture 2: Operating the 2D geoelectrical imaging device.



Picture 3: Typical setting of a rural village (photo shooting from helicopter)



Picture 4: Operating the drilling rig.



Picture 4: Afridev handpump/ handdug well. Sited too close to a dambo.



Picture 5: Hand dug water hole for water use (no well available)