



Universität für Bodenkultur Wien

Department für Bautechnik und Naturgefahren

Institut für Angewandte Geologie (IAG)

Betreuer: o.Univ. Prof. Dipl. Ing. Dr. Jean Friedrich Schneider

## **Hydrogeologische Erkundung der Aquifereigenschaften des Hauptdolomits**

Ein Beitrag zur Erschließung neuer Wasserressourcen am Kalkalpen-nordrand

(240 Seiten, 34 Abbildungen, 134 Diagramme, 68 Tabellen, 2 Anhänge)

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

an der Universität für Bodenkultur Wien

Institut für Angewandte Geologie

Eingereicht von:

Mag. Sylke Hilberg

Wien, Dezember 2007



## Dank

Ich möchte an dieser Stelle all jenen danken, die an der Konzipierung, Durchführung und Fertigstellung dieser Arbeit maßgeblich durch ihre fachliche, tätliche, materielle oder moralische Unterstützung beteiligt waren.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Jean F. Schneider, der mich bei der Konzipierung und Ausführung des Untersuchungsprogramms sowohl fachlich als auch bei der Finanzierung von Untersuchungen unterstützt hat und immer für Diskussionen zur Verfügung stand. Besonders sei ihm für die sehr hilfreiche fachliche und formale Kritik vor allem in der Phase der Fertigstellung dieser Arbeit gedankt.

Ein ganz besonderer Dank gilt Herrn Dr. Lorenz Eichinger von Hydroisotop GmbH, für die zahlreichen kostenlosen Isotopenanalysen in seinem Labor und noch mehr für die Möglichkeit, im Rahmen eines Laboraufenthaltes tieferen Einblick in die Methoden der Isotopenhydrologie nehmen zu dürfen. In diesem Zusammenhang möchte ich auch seinem Mitarbeiter Herrn Dr. Christian Maier danken, der mir während des Laborpraktikums und auch nachher immer wieder für Diskussionen zur Verfügung stand und zahlreiche wertvolle Beiträge zur Bearbeitung und Interpretation der Isotopendaten geliefert hat.

Herrn Prof. Dr. Heinrich Zankl und Herrn Dr. Christian Kassebaum danke ich für die Anregungen, die zur Formulierung der hier untersuchten Fragestellungen geführt haben sowie dafür, dass sie mir alle verfügbaren Daten aus dem Untersuchungsgebieten in Reit im Winkl und Bad Reichenhall zur Verfügung gestellt haben. Herrn Dr. Franz Sengl und der Geo 4 GmbH danke ich für die Inspiration, die Vermittlung an Prof. Zankl und die Zusammenarbeit in Reit im Winkl.

Ein weiterer Dank gilt Herrn Dr. Rainer Braunstingl, der mir bei der Auswahl der Messstellen auf Salzburger Projektgebiet behilflich war und mir hierzu auch umfangreiche Unterlagen zur Verfügung gestellt hat.

Natürlich danke ich allen Betreibern der von mir untersuchten Wassernutzungen dafür, dass sie mir jederzeit den Zugang zu den Messstellen ermöglicht haben und mir alle ihnen vorliegenden Informationen unbürokratisch zur Auswertung überlassen haben. Es haben sich im Laufe der Zeit aus der regelmäßigen Zusammenarbeit Kontakte ergeben, die die Arbeit am gegenständlichen Projekt sicher überdauern werden.

Ich danke der GWU Geologie-Wasser-Umwelt GmbH für die Möglichkeit, die Infrastruktur der Firma (Fahrzeug, Messgeräte, EDV-Einrichtungen) bei der Erstellung dieser Arbeit zu nutzen.

Vor allem und aus tiefstem Herzen dankbar bin ich meinem Lebensmenschen und Ehemann Hans Pum für sein Verständnis und seine Geduld und dafür, dass er bereit war, mich über lange Zeit mit dieser Arbeit zu teilen. Er hat mich jederzeit in meinem Vorhaben sowohl moralisch als auch in Form tätlicher Hilfe unterstützt und mir in jeder Phase geholfen, daran zu glauben, dass ich der Aufgabe gewachsen bin. Ohne ihn wäre die Fertigstellung nicht möglich gewesen.

<b>1</b>	<b>Kurzfassung .....</b>	<b>3</b>
<b>2</b>	<b>Einleitung.....</b>	<b>4</b>
2.1	<i>Geografischer und Geologischer Überblick.....</i>	4
2.2	<i>Erforschungsgeschichte .....</i>	7
2.3	<i>Zielsetzung der Arbeit.....</i>	8
<b>3</b>	<b>Methoden .....</b>	<b>9</b>
3.1	<i>Vorerhebungen.....</i>	9
3.2	<i>Charakterisierung der Messstellen .....</i>	9
3.3	<i>Hydrochemische Untersuchungen.....</i>	9
3.4	<i>Isotopenanalytik.....</i>	16
3.5	<i>Spurenstoffanalytik .....</i>	27
<b>4</b>	<b>Geologische - hydrogeologische Grundlagen .....</b>	<b>30</b>
4.1	<i>Paläogeografie .....</i>	30
4.2	<i>Stratigrafie und deren hydrogeologische Relevanz.....</i>	30
4.3	<i>Tektonik .....</i>	38
4.4	<i>Geochemische und hydrochemische Grundlagen.....</i>	41
4.5	<i>Modellhafte Beschreibung von Kluftgrundwasserkörpern .....</i>	44
<b>5</b>	<b>Bearbeitung der Untersuchungsgebiete.....</b>	<b>51</b>
5.1	<i>Erkundungsbohrungen Reit im Winkl .....</i>	51
5.2	<i>WVA Listsee, Bad Reichenhall.....</i>	69
5.3	<i>Thermalbohrung Saalach Thermal I, St. Martin bei Lofer.....</i>	91
5.4	<i>Thermalbohrung Bad Vigaun.....</i>	95
5.5	<i>WVA Werksschulheim Felbertal, Tiefquelle.....</i>	105
5.6	<i>Nutzwasserbrunnen Steinbruch Baderluck.....</i>	118
5.7	<i>Wimmerbauernquelle Bad Ischl.....</i>	128
5.8	<i>Mudlmoosquelle Grünau im Almtal.....</i>	141
5.9	<i>Eggelbrunnquelle Klaus.....</i>	151
5.10	<i>WVA Waidhofen/Ybbs .....</i>	168

<b>6 Vergleichende Zusammenfassung der Ergebnisse .....</b>	<b>189</b>
6.1 <i>Struktur- und Hydrogeologie</i> .....	189
6.2 <i>Hydrochemie</i> .....	193
6.3 <i>Isotopenhydrologie</i> .....	212
6.4 <i>Abschätzung des Wasserdargebots aus Hauptdolomit</i> .....	218
<b>7 Zusammenfassende Bewertung .....</b>	<b>224</b>
<b>8 Literaturverzeichnis .....</b>	<b>227</b>
<b>9 Verzeichnisse .....</b>	<b>233</b>
9.1 <i>Abbildungsverzeichnis</i> .....	233
9.2 <i>Diagrammverzeichnis</i> .....	234
9.3 <i>Tabellenverzeichnis</i> .....	237
<b>10 Anhang.....</b>	<b>240</b>

# 1 Kurzfassung

Am Kalkalpennordrand zeigen sich gebietsweise erhebliche Probleme hinsichtlich der Schaffung von stabilen und effizienten Trinkwasserversorgungen, da die derzeitigen Nutzungen entweder auf Karstquellen beschränkt sind, die Wässer mit vergleichsweise geringen Verweilzeiten aufschließen und große Schüttungsschwankungen zeigen, oder auf sehr seicht liegende Porengrundwasserkörper zurückgreifen, die aufgrund intensiver landwirtschaftlicher Nutzung erheblichen Schadstoffbelastungen unterliegen bzw. nur durch die Ausweisung großer Schutzgebiete mit den entsprechenden Nutzungseinschränkungen schützbar sind.

Zur Erkundung der Eignung einer flächig auftretenden Formation am Kalkalpennordrand als zuverlässige, gut geschützte und nachhaltig nutzbare Trinkwasserressource wurden die Aquifereigenschaften des Hauptdolomits untersucht. In zehn Untersuchungsgebieten zwischen Reit im Winkl in Bayern und Waidhofen an der Ybbs in Niederösterreich wurden dazu insgesamt 16 Grundwasseraufschlüsse strukturgeologisch, hydrogeologisch, hydrochemisch und isotopenhydrologisch untersucht und bewertet. Ziel der Arbeiten war es, regionalisierbare Aussagen über die hydrogeologische Charakteristik dieses speziellen Aquifertyps zu treffen und damit ein allgemein anwendbares Konzept für die gezielte Exploration auf Hauptdolomitwässer zu entwerfen.

Der reine Hauptdolomit mit geringem Anteil an Kalzitkomponenten und der resultierenden charakteristischen Groß- bis Mikroklüftung erweist sich demnach als gut geeignet für eine nachhaltige Trinkwassernutzung, da er sowohl das nötige Retentionsvermögen über Mikrokluftsysteme als auch die für die Wasserwegigkeit notwendigen Hohlraumstrukturen in Form von Großklüften aufweist. Das System lässt sich durch ein Zwei-Porositätsmodell beschreiben, in dem Großklüfte die Kluftporosität, Klein- und Mikroklüfte die Matrixporosität bilden. Nur wenn beide Strukturkomponenten nebeneinander auftreten sind nutzbare Wasservorkommen zu verzeichnen.

Ein derartiger Aquifer lässt sich mittels weniger hydrochemischer Parameter identifizieren. Dabei sind vor allem das Calcium-Magnesium-Verhältnis sowie das Fehlen von formationsfremden Ionen wie Sulfat, Natrium und Chlorid von Bedeutung. In einem reifen Dolomitwasser sind dabei sowohl Kalzit als auch Dolomit im Sättigungsgleichgewicht mit der Lösung. Liegt ein zu Gunsten des Calciums verschobenes Verhältnis vor, wird eine Dolomituntersättigung in der Lösung festgestellt oder treten formationsfremde Ionen in verstärktem Ausmaß auf, so wird kein reiner Hauptdolomitaquifer erschlossen und es stellen sich entsprechend ungünstigere Abflussverhältnisse ein.

Durchschnittliche mittlere Verweilzeiten von einigen Jahren bis ca. zwei Jahrzehnten werden dabei von einer Altersverteilung begleitet, die in geringem Maße sowohl sehr junge (einjährige) als auch über 50-jährige Komponenten aufweist. Die Altersverteilung der reinen Hauptdolomitwässer zeigt dabei keine charakteristischen Unterschiede zu jener der untersuchten Kalzit-Dolomit-Mischwässer.

Da die strukturgeologischen und faziellen Gegebenheiten innerhalb des Hauptdolomits regional stark variieren können, sind quantitative regional gültige Aussagen über den Hauptdolomit als Aquifer nur überschlägig möglich. Die Berechnungen zeigen aber, dass das Wasserdargebot aus Hauptdolomit deutlich über dem prognostizierten zukünftigen Bedarf der untersuchten Region am Kalkalpennordrand hinausgeht.

## 2 Einleitung

### 2.1 Geografischer und Geologischer Überblick

Im Rahmen dieser Arbeit sollen Quell- und Grundwasseraufschlüsse im Bereich zwischen Reit im Winkl (Bayern) und Waidhofen/Ybbs (NÖ) hinsichtlich ihrer hydrochemischen und isotopenhydrologischen Eigenschaften untersucht und verglichen werden. Der Vergleich soll außerdem soweit verfügbar die hydrogeologisch relevanten Strukturen in den einzelnen Einzugsgebieten umfassen.

Die ausgewählten Quellen liegen entlang des Kalkalpennordrandes jeweils innerhalb der mächtigen sich in West-Ostrichtung erstreckenden Hauptdolomiteinheit.

Bei der Auswahl der Messstellen wurde grundsätzlich darauf geachtet, dass möglichst wenige Einflüsse anderer Gesteinseinheiten innerhalb der jeweiligen Einzugsgebiete zu erwarten sind. Ausnahme bilden dabei die Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet Listsee, Bad Reichenhall, für die bereits im Rahmen früherer Arbeiten (s. Kap. 2.2) Mischeinzugsgebiete definiert wurden und die bei der Auswertung der Ergebnisse dieser Arbeit als Referenzaufschlüsse dienen können.

Die Untersuchungsgebiete liegen alle innerhalb des Tirolikums und hierbei großteils innerhalb der Staufen-Höllengebirgsdecke, welche als die am weitesten verbreitete Deckeneinheit den größten Teil des Tirolikums bildet. Lediglich die Egglbrunnquelle in Klaus, welche innerhalb der Reichrammiger Decke entspringt sowie die Mitterlug- und die Steinbruchquelle in Waidhofen, welche aus dem Lunzer-Frankenfelser Deckenkomplex hervorgehen, liegen außerhalb dieser bedeutenden tektonischen Großeinheit der Nördlichen Kalkalpen.

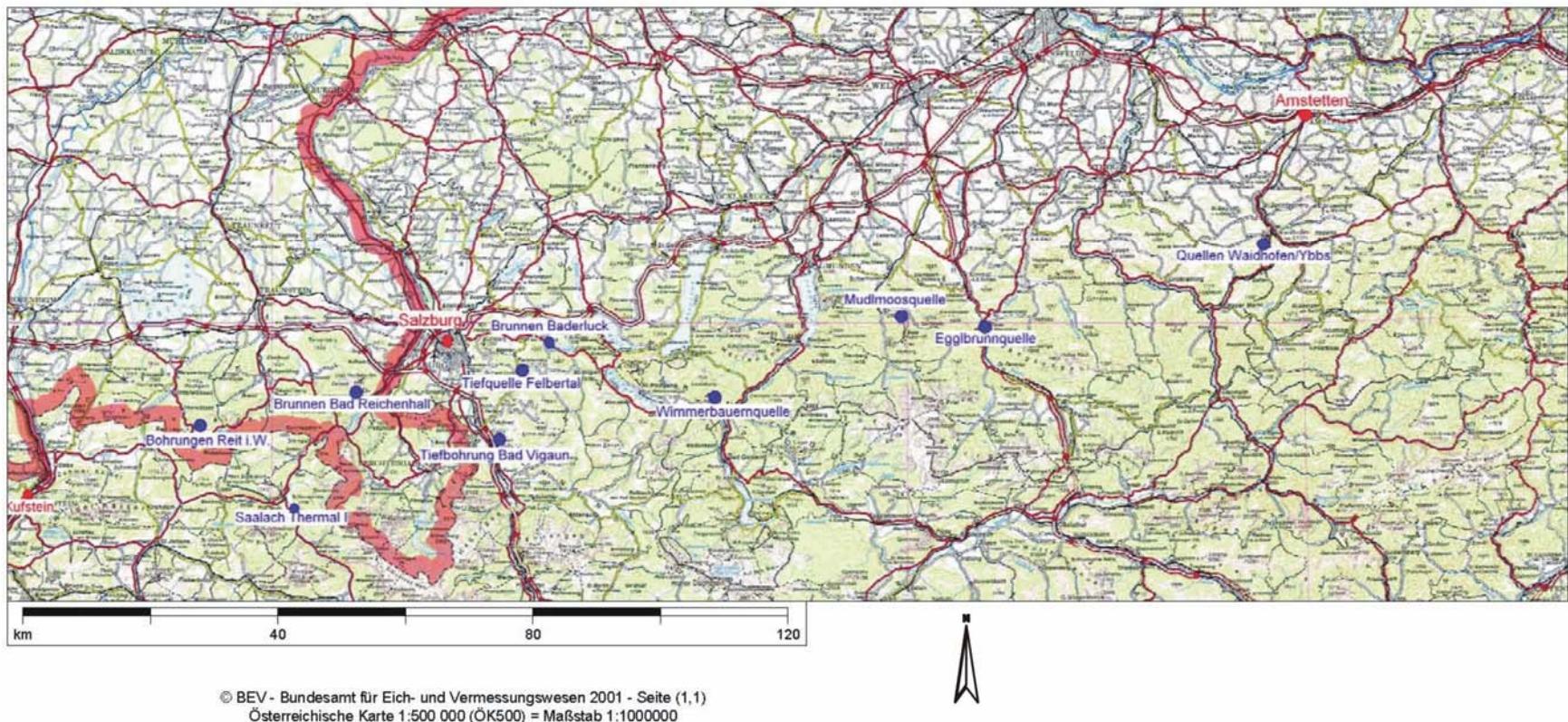


Abbildung 2.1-1: Überblick über die Lage der ausgewählten Untersuchungsgebiete

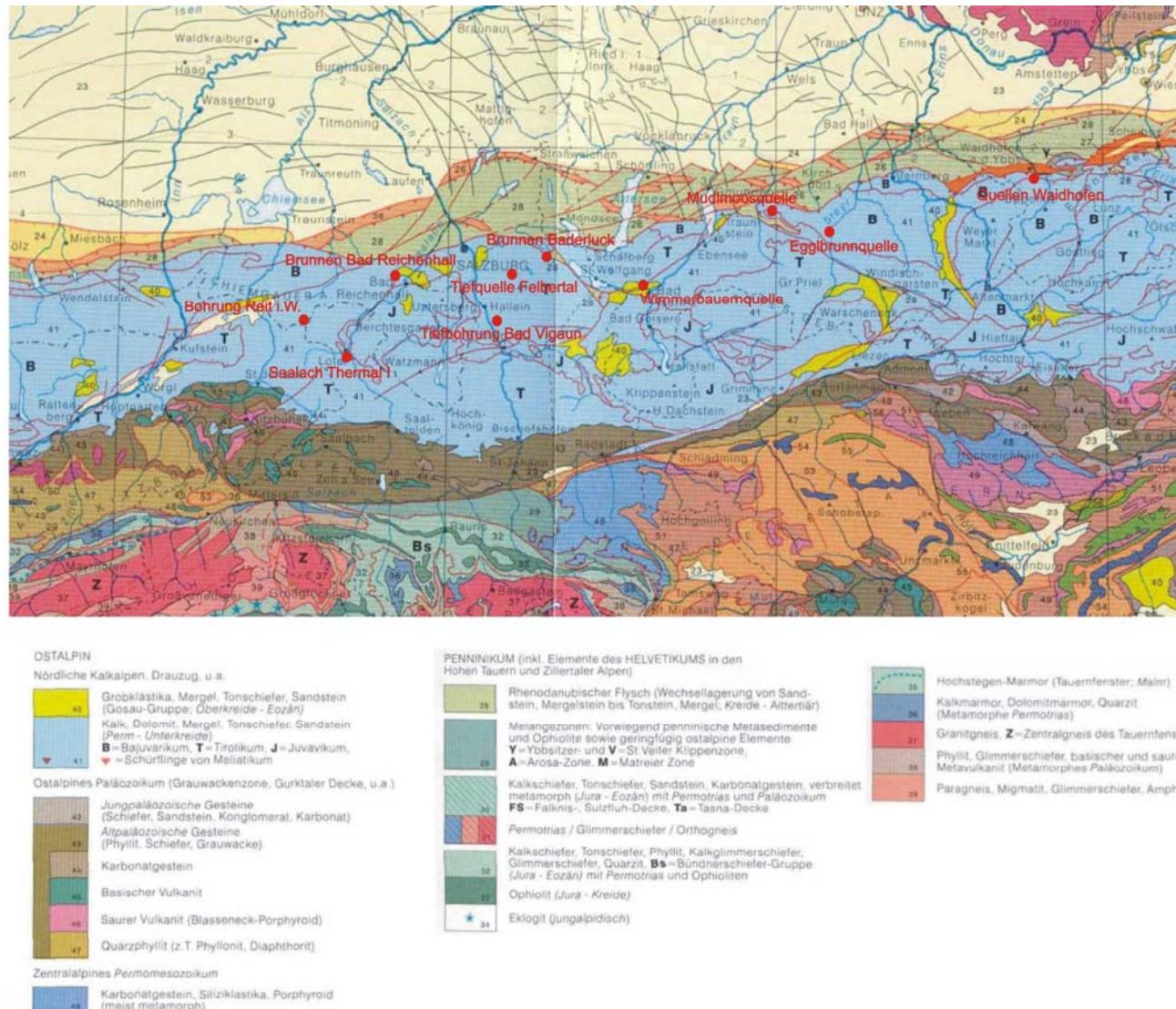


Abbildung 2.1-2: Lage der ausgewählten Untersuchungsgebiete mit geologischer Übersicht über den Untersuchungsraum (Quelle Geologische Bundesanstalt, 1999: Geologische Übersichtskarte Österreich 1: 1.500.000 (ohne Quartär)

## 2.2 Erforschungsgeschichte

Die Untersuchung speziell auf den Hauptdolomit gezielter hydrogeologischer Fragen ist bisher nur auf kleinräumige lokale Kluftgrundwasserkörper beschränkt durchgeführt worden. Da oft im Nahbereich von Hauptdolomitaquiferen immer auch Karstaquifere auftauchen, deren Quellen meist wesentlich größere Schüttungsmengen liefern, ergab sich aus der Nutzungssituation heraus bisher keine Notwendigkeit für die Erforschung des benachbarten in Bezug auf einzelne Quellaustritte meist weniger ergiebigen Wasserspeichers. Es zeigt sich jedoch immer mehr, dass die Nutzung großer Karstquellen zumindest bereichsweise mit Problemen behaftet ist. Die kurzen Verweilzeiten der Wässer, verbunden mit meist starken Schüttungsschwankungen und einer hohen Vulnerabilität des Karstquifers führen dazu, dass immer mehr Kalkalpennordrandgemeinden eine Versorgung aus Hauptdolomitquellen in Betracht ziehen, welche aufgrund der im Vergleich zum Kalk geringen Löslichkeit des Dolomits nur wenig zur Verkarstung neigen und daher längere Verweilzeiten der Wässer erwarten lassen.

Ein Beispiel hierfür ist die Stadtgemeinde Bad Reichenhall, welche bis zur Mitte der 90er Jahre ihre Wasserversorgung aus dem Porenaquifer des Saalachtales bzw. aus einigen innerhalb von Moränen austretenden oberflächennahen Quellen bestritt. Hier werden nach ausgiebiger fünfzehnjähriger Erschließungsarbeit seit etwa 1995 jährlich 2,2 Mio. m<sup>3</sup> oder rund 70 l/s gut geschütztes Trinkwasser aus den Klüften des Hauptdolomits gefördert. Im Zusammenhang mit dieser Erschließung wurden erstmals im Bayrischen Raum umfangreiche Untersuchungen des Hauptdolomits als Aquifer durch FELLEHNER (2003) durchgeführt, der das hydrogeologische System des Listseegebietes in Bad Reichenhall mittels strukturgeologischer Geländeaufnahme, Luftbildinterpretation sowie der Auswertung hydrochemischer und isotopenhydrologischer Daten untersuchte. Im Zuge dieser Arbeit konnte jedoch die Frage nach der Verweilzeit der erschlossenen Wässer nicht in befriedigender Weise geklärt werden.

Im Rahmen des Forschungsprojektes „Grundwasser in Bayern 2002/2003, Kalkalpine Randzone (KAR)“ wurden von KASSEBAUM, ZANKL (2004) Erkundungsbohrungen im Bereich Reit im Winkl durchgeführt und diese hydrogeologisch ausgewertet. Tiefergehende Untersuchungen hinsichtlich der hydrochemischen Klassifikation der Wässer sowie der strukturgeologischen Voraussetzungen für eine erfolgreiche Trinkwassererschließung innerhalb des Hauptdolomits wurden von KASSEBAUM (2006) durchgeführt. Auf eine Altersdatierung der geförderten Wässer wurde in diesem Zusammenhang verzichtet.

Die Gemeinde Waidhofen an der Ybbs in Niederösterreich bezieht derzeit ihre gesamte Wasserversorgung aus vier Quellen, deren Einzugsgebiet zur Gänze innerhalb des Hauptdolomits liegt. Im Zuge einer Schutzgebietsuntersuchung für die wichtigste, weil stärkste dieser vier Quellen, die Kerschbaumer Quelle im Talboden des Waidhofenbachtales wurden von ARC Seibersdorf Research GmbH, Doz. Dr. HACKER im Zeitraum 2003 bis 2004 hydrologisch-hydrogeologische Untersuchungen durchgeführt (HACKER, 2003). Neben der flächendeckenden hydrogeologischen Kartierung des Glashüttenberges und der qualitativen und quantitativen Dauerbeobachtung über ein Jahr wurde außerdem eine Erkundungsbohrung im Talboden, östlich des Glashüttenberges niedergebracht, die Aufschluss über die Kluftwasserführung erbringen sollte. Neben der hydrochemischen Charakterisierung der Wässer erfolgte hier auch bereits eine Datierung der Quellwässer.

Die hier aufgeführten Arbeiten und deren Ergebnisse, die im Kapitel 5 detailliert dargestellt werden, bildeten die Grundlage für die Untersuchungen im Rahmen des gegenständlichen Projekts.

## 2.3 Zielsetzung der Arbeit

Am Kalkalpennordrand zeigen sich gebietsweise erhebliche Probleme hinsichtlich der Schaffung von stabilen und effizienten Trinkwasserversorgungen. Die Problematik taucht auf, da die derzeitigen Nutzungen entweder auf Karstquellen beschränkt sind, die Wässer mit vergleichsweise geringen Verweilzeiten aufschließen, (die vor allem bei Starkregen oft mit Trübungen reagieren) und daher regelmäßig vom Netz genommen werden müssen oder auf sehr seicht liegende Porengrundwasserkörper zurückgreifen, die aufgrund intensiver landwirtschaftlicher Nutzung erheblichen Schadstoffbelastungen unterliegen bzw. nur durch die Ausweisung großer Schutzgebiete mit den entsprechenden Nutzungseinschränkungen schützbar sind.

Zur Lösung dieser Problematik wurde im deutschen Bundesland Bayern inzwischen in zwei Gemeinden die Eignung des am Kalkalpennordrand weit verbreiteten aber bisher als Aquifer eher gering beachteten Hauptdolomits als Trink- und Nutzwasserlieferant untersucht. Anhand einiger speziell zu Erkundungszwecken abgeteufter Tiefbohrungen sowie der bis dato einzigen Wasserversorgung der Region aus Festgesteinbohrungen im Hauptdolomit wurde der Hauptdolomit struktur- und hydrogeologisch erkundet und seine Aquifereigenschaften mittels Pumpversuchen und Bohrlochgeophysik systematisch analysiert.

Im Rahmen der durchgeführten Arbeiten konnte bisher die Frage der mittleren Verweilzeiten bzw. der Altersverteilung der aufgeschlossenen Wässer nicht ausreichend geklärt werden. Um die Schutzmöglichkeiten vor allem in Hinblick auf zukünftige Trinkwassernutzungen zu klären, ist die Frage nach der Altersverteilung der Wässer jedoch von größter Bedeutung.

Da auch in der östlichen Fortsetzung des Kalkalpennordrandes bisher keine vergleichbaren Untersuchungen durchgeführt worden sind, jedoch eine ähnliche Trinkwasserproblematik besteht, soll anhand von bestehenden Grund- und Quellwasseraufschlüssen versucht werden, einige für den Hauptdolomit charakteristische Kenngrößen herauszuarbeiten bzw. im Rahmen der oben erwähnten lokal begrenzten Arbeiten bereits erarbeiteten Ergebnisse auf den Regionalraum des österreichischen Kalkalpennordrandes zu übertragen und so detaillierte allgemein gültige Informationen über strukturelle Voraussetzungen für die Wasserführung, mittlere Verweilzeiten oder hydrochemische Zusammensetzungen von Hauptdolomitwässern am Kalkalpennordrand zu erlangen. Dazu wurden insgesamt 10 entsprechende Grund- und Quellwasseraufschließungsgebiete im Raum zwischen Reit im Winkl (Bayern) und Waidhofen an der Ybbs (Niederösterreich) in die Untersuchungen miteinbezogen.

Die Arbeit kann einen wesentlichen Beitrag zu zukünftigen Trinkwasserexplorationen in vergleichbarem geologischem Umfeld leisten.

## 3 Methoden

### 3.1 Vorerhebungen

Im Rahmen der Vorarbeiten wurden neben den oben beschriebenen Grundwasseraufschlüssen in Bayern sowie der Quellwassererschließung in Waidhofen/Ybbs weitere Aufschlüsse innerhalb der Hauptdolomiteinheit auf Salzburger Gebiet sowie in Oberösterreich am Kalkpennordrand gesucht. Dazu wurden die jeweiligen Landesgeologen, die Wasserbuchführer der Länder sowie die Geologische Bundesanstalt befragt.

Als für die Fragestellung geeignete Messstellen gelten hierbei kommunale oder genossenschaftliche Wasserversorgungen, die Hauptdolomitwässer erschließen, Thermalbohrungen oder im Rahmen von Forschungsprojekten errichtete Grundwasseraufschlüsse. Bei den Betreibern von Wasserversorgungsanlagen sowie den landesgeologischen Diensten wurden weiters vorhandene Untersuchungen, wie zum Beispiel Bohrkernaufnahmen, Kartierungsberichte, Grundwasseranalysen etc. erhoben.

Im Anschluss an die Recherche, welche in Summe 10 geeignete Untersuchungsgebiete mit insgesamt 16 Grundwasseraufschlüssen erbracht hat, erfolgte die Auswertung der erhobenen Daten unter Berücksichtigung der geplanten eigenen Untersuchungen sowie die Ausarbeitung des weiteren Untersuchungsprogramms.

### 3.2 Charakterisierung der Messstellen

Dieser Arbeitsschritt umfasste die geologisch-hydrogeologische Übersichtskartierung der orografischen Einzugsgebiete der ausgewählten Quellen und Bohrungen soweit dies nicht bereits im Rahmen der berücksichtigten Voruntersuchungen durchgeführt worden war. Dazu wurden die anhand der Topografie abgegrenzten Gebiete begangen und geologische Aufschlüsse sowie Quellaustritte, Versickerungen und Oberflächengerinne innerhalb des Einzugsgebietes aufgenommen.

Im Zuge der Geländeaufnahme erfolgte auch die Aufnahme von strukturgeologischen Daten sowie hydrogeologischen Vor-Ort-Parametern (Schüttung, elektrische Leitfähigkeit, Temperatur, pH-Wert, Sauerstoffgehalt). Eine erste Probennahme für die Untersuchung auf die stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff 18 erfolgte im Rahmen der Geländeaufnahmen an den ausgewählten Messstellen. Die Ergebnisse der Charakterisierung der Messstellen wurden in Form eines Messstellenkatasters erfasst und liegen im Anhang 1 bei.

### 3.3 Hydrochemische Untersuchungen

Die Betrachtung und Auswertung der hydrochemischen Eigenschaften der untersuchten Wässer stellt neben der Isotopenanalytik einen Hauptschwerpunkt der gegenständlichen Arbeit dar. Mit Hilfe hydrochemischer Analysen der Hauptelemente sowie chemisch-physikalischer Kenngrößen wie elektrischer Leitfähigkeit, Temperatur und pH-Wert der Wässer sollen zum einen charakteristische Eigenschaften von Hauptdolomitwässern herausgearbeitet, zum anderen Anhaltspunkte zur Rekonstruktion der Grundwassergenese gefunden werden.

Die Auswertung von hydrochemischen Analysen im Zuge der Untersuchung von Hauptdolomitwässern basiert auf der grundsätzlichen Annahme, dass Niederslagswässern auf ihrem Weg zwischen Versickerung und Wiederaustritt ein für den jeweiligen Aquifer charakteristi-

scher Satz an gelösten Stoffen zugeführt wird. Wässer aus reinen Hauptdolomiteinzugsgebieten sollten daher miteinander vergleichbare chemische Zusammensetzungen aufweisen. Von der charakteristischen Zusammensetzung abweichende hydrochemische Verhältnisse sollten demnach durch die geologisch-hydrogeologische Situation im jeweiligen Einzugsgebiet erklärbar sein.

Bei der Betrachtung der hydrochemischen Charakteristika werden neben den Vor-Ort-Parametern Temperatur, elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert und Sauerstoffgehalt vor allem die Anionen-Kationen-Verhältnisse der jeweiligen Wässer dargestellt und bewertet.

Von großer Bedeutung ist dabei das Calcium-Magnesium-Verhältnis (Ca:Mg), welches in reinen Hauptdolomitwässern idealer Weise 1:1 betragen sollte. Ein davon abweichendes Verhältnis lässt sich durch die vorherrschende Geologie (Auftreten von kalzitischen Gesteinen im Einzugsgebiet) oder die Beschaffenheit des vorliegenden Aquifers (z.B. kalzitische Kluftfüllungen innerhalb des Hauptdolomits) erklären. Innerhalb karbonatischer Grundwasserkörper ist außerdem das Anion Hydrogenkarbonat ( $\text{HCO}_3^-$ ) von besonderer Bedeutung. In einem rein karbonatischen Grundwasserleiter sollte Hydrogenkarbonat im Ladungsausgleich mit Calcium und Magnesium stehen.

Zusätzliche Einflüsse, die innerhalb der Hauptdolomifazies denkbar wären, schlagen sich z.B. in Natrium-Chlorid-Gehalten oder Sulfatgehalten nieder, die beispielsweise auf den Einfluss von Haselgebirge oder Raibler Schichten im Einzugsgebiet hinweisen würden.

Die gewonnenen Erkenntnisse werden mit der von KASSEBAUM (2006) hergeleiteten Klassifikation, welche auf Basis der Calcium-, Magnesium- und Sulfatgehalte dolomitische, kalzitische, sulfatische und oberflächlich beeinflusste (Moränen, fluviatile Sedimente) Wässer unterscheidet, verglichen und deren Anwendbarkeit auf Einzugsgebiete außerhalb des von KASSEBAUM (2006) untersuchten Bereiches geprüft.

Aussagen und Auswertungen zur hydrochemischen Beschaffenheit der untersuchten Wässer stützen sich im Wesentlichen auf bereits von Betreibern bzw. im Rahmen von früheren Untersuchungen ermittelten Ergebnissen. Diese wurden im Zuge des Projektes dort ergänzt, wo die vorliegenden Daten für eine Charakterisierung der Wässer nicht ausreichten. Im Rahmen eines einmaligen Beprobungsdurchgangs wurde an sechs der ausgewählten Messstellen eine Untersuchung auf den Parameterblock I nach Wassergüteerhebungs-verordnung (WGEV, BGBI Nr.338/91) durchgeführt, um die vorliegenden Ergebnisse zu überprüfen bzw. zu ergänzen. Die chemische Analytik erfolgte durch das Labor görtler analytical services in Vaterstetten.

Bei den Messstellen Brunnen Baderluck sowie für die Steinbruchquelle in Waidhofen/Ybbs, lagen vor Untersuchungsbeginn keine hydrochemischen Analysen vor. Bei einigen anderen Messstellen wurde der Untersuchungsumfang ergänzt. Für die Messstellen Reit im Winkl, Bad Reichenhall, sowie Bad Vigaun lag ausreichend Datenmaterial vor, um entsprechende Auswertungen durchführen zu können. Die Bohrung Saalach Thermal I in St. Martin war für Beprobungen nicht zugänglich, so dass auch hier ausschließlich auf Daten aus vorangegangenen Untersuchungen zurückgegriffen werden musste.

Mit Hilfe der Analytik wurden zunächst die charakteristischen hydrochemischen Eigenschaften der untersuchten Wässer herausgearbeitet. Ein Vergleich der Gesamtmineralisation, der Ionenkonzentrationen und der Ionenverhältnisse der untersuchten Wässer erfolgt mit Hilfe des Programms Aquachem 4.0 (WATERLOO HYDROGEOLOGIC INC., 2003) sowie mittels Excel-Diagrammen. Dazu werden zunächst im Rahmen der Detailbearbeitung der einzelnen

Messstellen die Einzelwerte dargestellt und beurteilt und eine Klassifizierung der Wässer vorgenommen. Es werden dazu folgende Diagramm-Darstellungen gewählt:

### 1. Schoeller-Diagramm

Hierbei handelt es sich um eine grafische Auswertung von Ionenkonzentrationen in einem Vertikaldiagramm. Die Werteskala (Y-Achse) kann sowohl logarithmisch als auch linear dargestellt werden, wobei sich bei der Betrachtung mehrerer Parameter mit stark unterschiedlicher Konzentration die logarithmische Darstellung als die geeignete erweist. Das Diagramm ermöglicht damit die gemeinsame Darstellung sehr unterschiedlich ausgeprägter Parameterwerte aus mehreren Messstellen und zeigt gleichzeitig ansatzweise die Ionenverhältnisse auf.

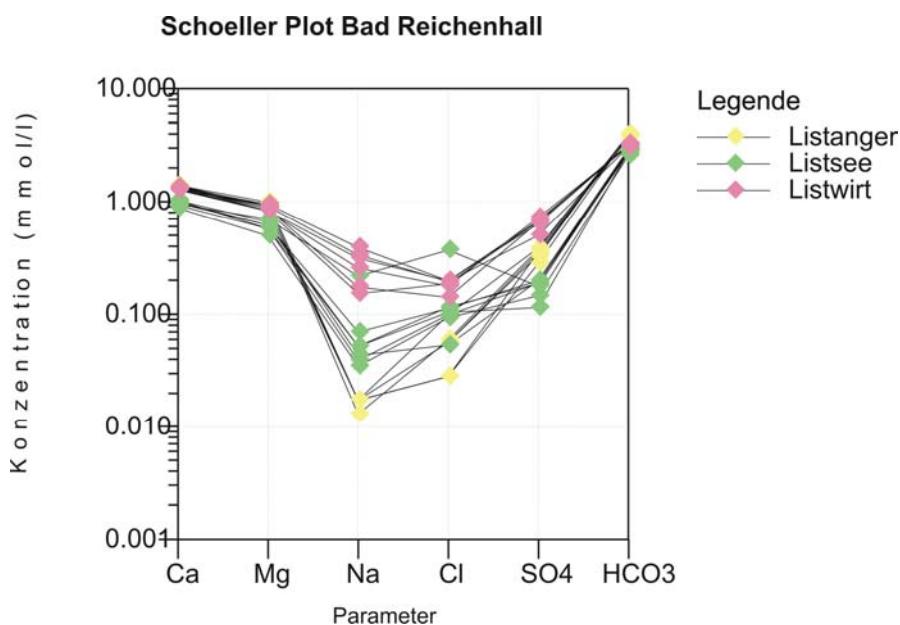


Abbildung 3.3-1: Beispiel für Auswertung von hydrochemischen Daten über einen Schoeller-Plot mit logarithmischer Darstellung. Im Diagramm zeigt sich deutlich eine Gruppierung der Wässer. Während Brunnen Listsee und Brunnen Listanger ähnliche Konzentrationen aufweisen, liegen die Ionenkonzentrationen im Brunnen Listwirt generell höher, vor allem zeigen sich die Unterschiede in der Natrium-, Chlorid- und Sulfatkonzentration.

## 2. Piper-Plot

Im Piper-Diagramm werden ein ternärer Kationen- und Anionen-Plot in einem Vier-ecksdiagramm kombiniert, um die Verhältnisse der Ionenkonzentrationen zueinander darzustellen. Das Diagramm ermöglicht damit eine Gruppierung von Messungen charakteristischer Zusammensetzung und erlaubt eine schnelle Identifizierung abweichender Ergebnisse.

Piper Plot Bad Reichenhall

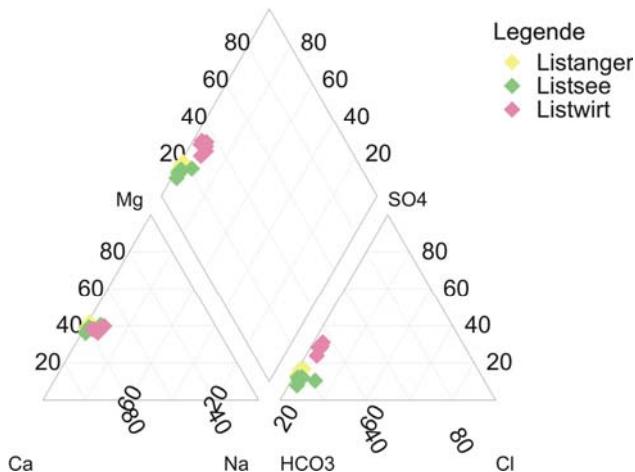


Abbildung 3.3-2: Beispiel einer Darstellung hydrochemischer Daten in einem Piper-Plot. Die Betrachtung der Ionenverhältnisse zeigt, dass auf Anionenseite der Schwerpunkt deutlich beim Hydrogenkarbonat liegt, wobei der Sulfatgehalt der Wässer Brunnen Listwirt signifikant höher liegt als in den beiden anderen Brunnen.

## 3. Scatter-Plot

Hierbei handelt es sich um ein Beziehungsdiagramm in dem Messwertpaare für zwei ausgewählte Parameter auf x- und y-Achse aufgetragen werden. Auf diese Weise lässt sich eine gesetzmäßige Beziehung der beiden Parameter zueinander herausarbeiten. Die Darstellung wird für die Bewertung des Calcium-Magnesium-Verhältnisses der untersuchten Proben gewählt.

Beispiel Scatter Plot

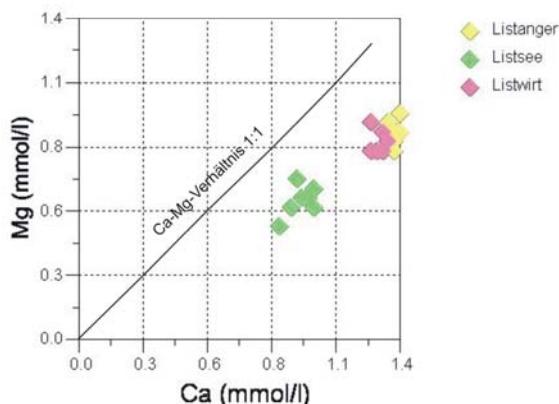


Abbildung 3.3-3: Beispiel der Darstellung des Calcium-Magnesium-Verhältnisses in einem Scatter-Plot. Das Diagramm zeigt, dass die hier dargestellten Wässer ein zu Gunsten des Calciums verschobenes Ca-Mg-Verhältnis haben, wobei im Brunnen Listsee beide Parameter in geringster Konzentration auftreten.

#### 4. Säulen- und Linien-Diagramme

In Säulen- und Linien-Diagrammen werden Zeitreihen und damit die Entwicklung bestimmter Parameter über den Beobachtungszeitraum dargestellt. Auf der X-Achse wird dazu die Zeit aufgetragen, die Y-Achse stellt die Werteskala dar. Über eine sekundäre Y-Achse können zwei in ihrer Dimension voneinander abweichende Parameter dargestellt werden, dazu steht die Darstellung als Linien oder in Form von Säulen zur Verfügung.

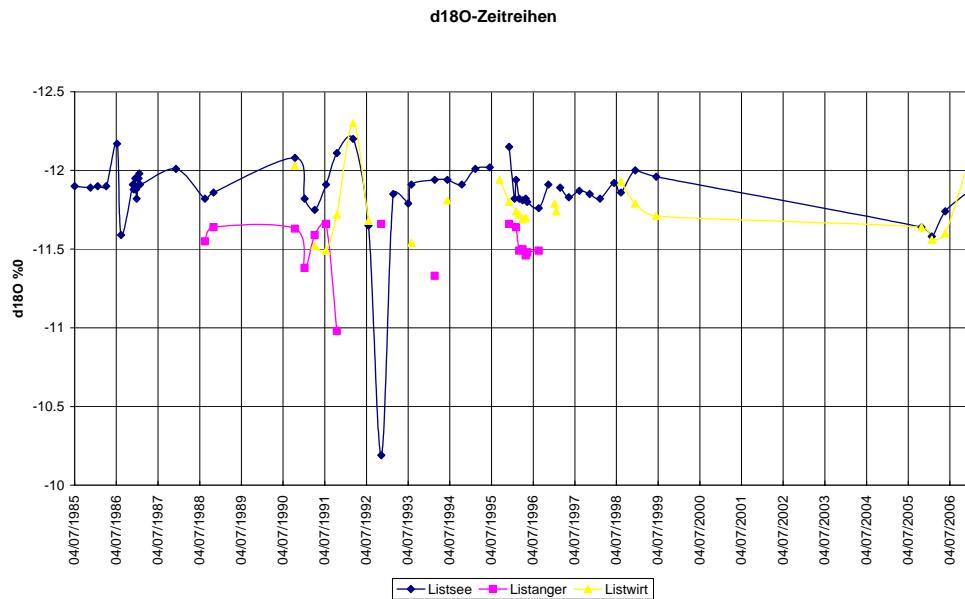


Abbildung 3.3-4: Beispiel für ein Liniendiagramm zur Darstellung von  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen-Zeitreihen der drei untersuchten Brunnen. Die Werte schwanken im Allgemeinen zwischen -11,5 und -12,5 ‰  $\delta^{18}\text{O}$ , wobei im Brunnen Listsee die leichtesten im Brunnen Listanger die schwersten Wässer festgestellt werden. Der Schwankungsbereich liegt in jeder einzelnen Messstelle mit bis zu 0,5‰ deutlich über dem analytischen Fehler von 0,15‰, was z.B. auf saisonale Schwankungen zurückgeführt werden muss. Einzelne Ausreißer hin zu schwereren Wässern, wie z.B. im Brunnen Listsee 1992 können z.B. auf den Einfluss von Oberflächenwässern zurückgeführt werden.

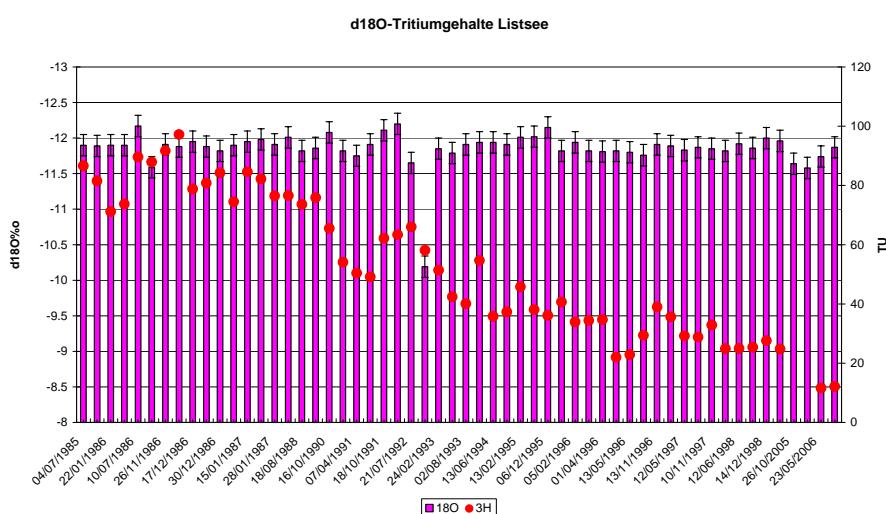


Abbildung 3.3-5: Beispiel für ein Säulendiagramm mit Zeitreihen ausgewählter Parameter. Hier werden  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Säulen) gemeinsam mit Tritiumwerten (Punkte) über einen definierten Zeitraum dargestellt. Während die

$\delta^{18}\text{O}$ -Werte sich im Rahmen eines Schwankungsbereiches nicht wesentlich ändern gehen die Tritiumwerte aufgrund der Änderungen im Tritium-Input über den Beobachtungs-zeitraum stetig zurück.

Neben der Darstellung von Zeitreihen besteht auch die Möglichkeit Einzelwerte verschiedener Messstellen nebeneinander vergleichend darzustellen um so charakteristische Merkmale und Abweichungen einzelner Messstellen aufzuzeigen.

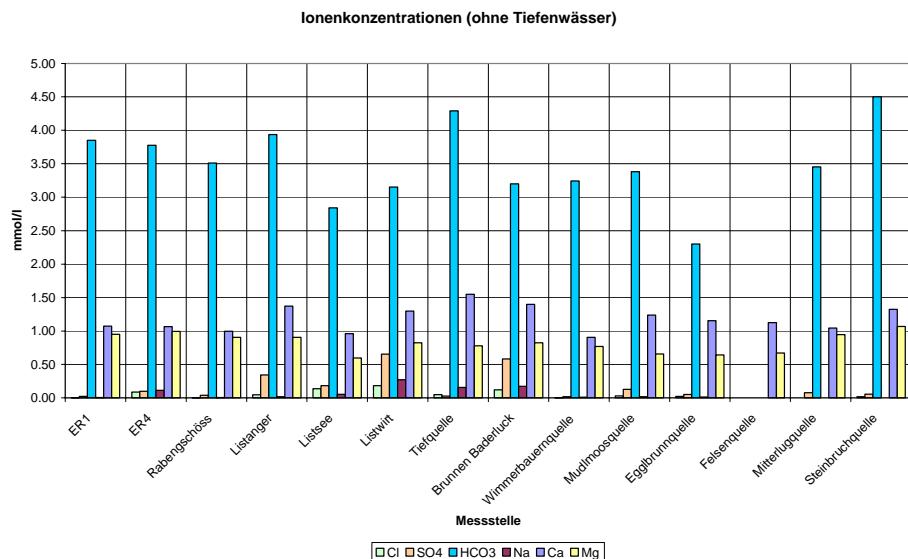


Abbildung 3.3-6: Beispiel für ein Säulendiagramm mit vergleichender Darstellung der Ionenkonzentrationen in mehreren Messstellen, um Unterschiede und Gemeinsamkeiten übersichtlich aufzuzeigen. Hier ist ersichtlich, dass in allen Wässern der Parameter Hydrogenkarbonat von besonderer Bedeutung ist und daneben Calcium und Magnesium wesentliche Hauptbestandteile der Wässer bilden. Deutlichere Unterschiede zeigen sich für die Parameter Natrium, Chlorid und Sulfat.

Die erläuterten Diagramme werden zur Darstellung, Auswertung und Klassifizierung der Wässer im Rahmen der Detailbearbeitung der Messstellen herangezogen.

##### 5. Box-Whisker-Plot

Aus den gemessenen Einzelwerten werden schließlich bei ausreichender Datenmenge (hier ab dem Vorliegen von vier Messwerten angewendet) statistische Auswertungen durchgeführt und Medianwerte ermittelt, welche in die Gesamtbetrachtung aller untersuchten Messstellen einfließen. Die statistischen Berechnungen erfolgen dazu mit Hilfe des Programms Aquachem 4.0 (WATERLOO HYDROGEOLOGIC, 2003), eine grafische Darstellung der numerischen Daten der Messwerte erfolgt über Box-Whisker-Plots. Diese stellen neben dem Medianwert, die Quartile, also den Bereich, in dem 50% der Werte liegen dar. Die Lage des Medianwertes innerhalb der Quartile zeigt dabei auf, wo der Schwerpunkt der Messwerte zu finden ist. Außerhalb des die Quartile beschreibenden Rechtecks (Box) werden die Extremwerte angezeigt. Die Verbindungsline zwischen Quartile und Extremwert wird als Whisker bezeichnet (Wikipedia, 2007). Es besteht die Möglichkeit, Multiparameter- oder Multimessstellenplots zu erstellen.

### Beispiel Box-Whisker Plot (Paramtervergleich)

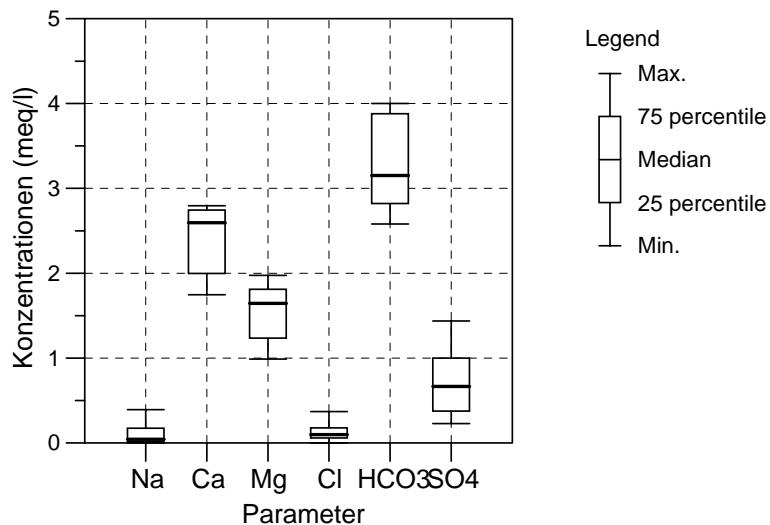


Abbildung 3.3-7: Beispiel eines Box-Whisker-Plots zur Darstellung von Ionenkonzentrationen unter Berücksichtigung der statistischen Verteilung von Messwerten, hier als Multiparameterdarstellung verwendet. Auch hier stellen sich die Parameter Hydrogenkarbonat, Calcium und Magnesium als wesentliche Bestandteile der Lösung dar, während Natrium, Chlorid und Sulfat in geringerer Konzentration auftreten.

### Beispiel Box-Whisker-Plot Messstellenvergleich

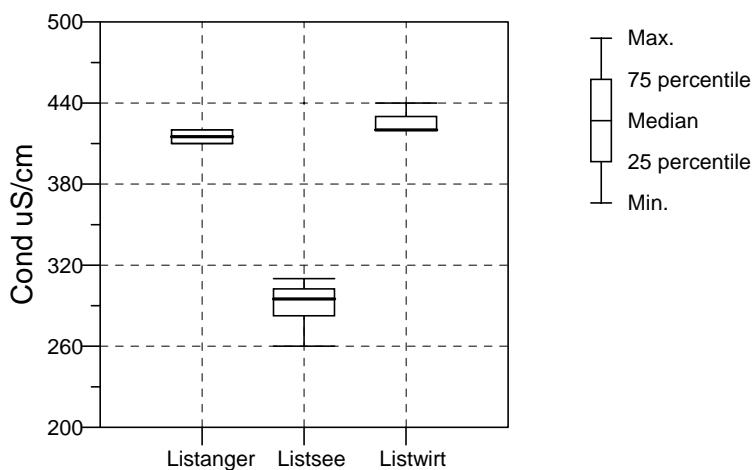


Abbildung 3.3-8: Beispiel eines Box-Whisker-Plots zur Darstellung der elektrischen Leitfähigkeiten in den drei Brunnen in Bad Reichenhall. Während die Brunnen Listanger und Listwirt im Rahmen der Streuungsbreite etwa gleich sind, weisen die Wässer des Brunnens Listsee auch unter Berücksichtigung der Streuung deutlich niedrigere Leitfähigkeiten auf.

Die so ermittelten Medianwerte werden im Rahmen der zusammenfassenden Darstellung der hydrochemischen Ergebnisse zum Vergleich und zur Klassifizierung der Messstellen herangezogen um so die Regionalisierbarkeit der im Rahmen der Detailbetrachtung getroffenen Aussagen zu prüfen.

Die hydrochemische Modellierung dient der Analyse der aquatischen Speziesverteilung in der jeweils vorliegenden Lösung. Als aquatische Spezies sind dabei die Molekülarten zu verstehen, die im Wasser gelöst vorkommen. So kann sich z.B. die in einer Lösung analytisch bestimmte Calcium-Konzentration aus den Spezies  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{CaOH}$ ,  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{CaHCO}_3^+$  zusammensetzen. Die tatsächliche Speziesverteilung ist dabei abhängig von mess-technisch oder analytisch bestimmmbaren Parametern wie pH-Wert, Redoxpotential, Temperatur,  $\text{CO}_2$ -Partialdruck und die Verfügbarkeit anderer Reaktanden, wie im Beispiel Sulfat, Carbonat und Hydrogenkarbonat.

Eine Analyse der aquatischen Speziesverteilung mit Hilfe des Rechenprogramms PhreeqC (PACKHURST, APPELO 2006) dient dazu, aus der aus den Analysen bekannten Gesamtkonzentration eines Parameters die Konzentrationen bzw. Aktivitäten der einzelnen Spezies zu ermitteln, in die dieser Parameter einfließen kann.

Neben der Bestimmung der Speziesverteilung ermöglicht das Programm die Berechnung von Sättigungsindizes gegenüber Mineralphasen und zeigt über die Berechnung von Ladungsgleichgewichten fehler- oder lückenhafte Analysen auf. Das Programm ermöglicht außerdem die Simulation hydrochemischer Reaktionen sowie die inverse Modellierung vorliegender Lösungen.

Im Rahmen des Projektes berücksichtigte Analysen wurden einer Modellrechnung mit Hilfe von PhreeqC unterzogen, um die Ergebnisse auf ihre Plausibilität zu prüfen und erforderlichenfalls Korrekturen vorzunehmen, um über die Betrachtung der Sättigungsindizes eine Klassifizierung der untersuchten Wässer vorzunehmen sowie zur vergleichenden Darstellung der berechneten Speziesverteilungen der regional verteilten Hauptdolomitwässer.

### 3.4 Isotopenanalytik

Die Isotopenanalytik dient im gegenständlichen Projekt mehreren Zielen. Zum einen können mittels der Untersuchung der stabilen Umweltisotope Deuterium ( $^2\text{H}$ ) und schwerem Sauerstoff ( $^{18}\text{O}$ ) Aussagen über die Herkunft der Wässer sowie über die Höhe der mittleren Einzugsgebiete der untersuchten Quellen getroffen werden. Zum anderen soll die Bestimmung der Konzentrationen radiogener Isotope sowie eines Jahresganges an stabilen Isotopen eine Altersdatierung der Wässer unter Berücksichtigung von Mischungsverhältnissen verschieden alter Anteile im Quellwasser ermöglichen. Die Auswahl der zu untersuchenden Isotope richtet sich dabei nach der zu erwartenden Altersstruktur der Wässer, die im Rahmen einer ersten Überblicksuntersuchung auf die Parameter  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  und Tritium ( $^3\text{H}$ ) ausgelotet werden soll. Mittels eines weiteren Parameters wird anschließend versucht, exemplarisch an drei Messstellen die über Tritium ermittelten Alter zu überprüfen und einzugrenzen.

Hierbei steht aus dem Bereich der Isotopenmethoden z.B. das radiogene Krypton  $^{85}\text{Kr}$  zur Verfügung.

Neben Isotopendaten, die bereits im Rahmen früherer Untersuchungen gewonnen und für das gegenständliche Projekt zur Verfügung gestellt wurden, wurden in den Untersuchungsgebieten eigene Proben genommen. Die Messungen der Isotopengehalte erfolgten durch

Hydroisotop GmbH, Schweitenkirchen z.T. unter Mitarbeit der Verfasserin dieser Arbeit. Die angewendeten Untersuchungen werden nachfolgend erläutert.

### 3.4.1 Sauerstoff-Deuterium-Methode

Die Methode beruht im Wesentlichen auf den in natürlichen Wässern vorkommenden unterschiedlichen Konzentrationen an schweren Sauerstoff- und Wasserstoffisotopen ( $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$ ). Die Unterschiede sind durch Isotopenfraktionierung in Folge von Phasenübergängen (Verdunstung, Kondensation) begründet und sind damit temperatur- und druckabhängig.

Die Verhältnisse der stabilen Isotope werden mit Hilfe des Massenspektrometers ermittelt. Dabei ist die Messung absoluter Isotopenverhältnisse nicht erforderlich. In der Regel werden relative Differenzen des Isotopenverhältnisses in der Probe gegenüber dem Isotopenverhältnis eines Standards gemessen und die Werte in Form eines  $\delta$ -Wertes als Abweichung vom Standard angegeben. Als international anerkannter Standard für  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  wurde bis 1976 SMOW (Standard Mean Ocean Water) verwendet, der in seiner Isotopenzusammensetzung etwa dem Meerwasser entspricht. Da im Vergleich zum Meerwasser durch die Verdunstung immer eine Abreicherung von schweren Isotopen erfolgen muss, weisen die gemessenen  $\delta$ -Werte immer negative Vorzeichen auf.

Von der IAEA in Wien wird der Vienna-SMOW (VSMOW) zur Verfügung gestellt, dessen Isotopenverhältnisse nahezu mit SMOW übereinstimmen (MOSER, RAUERT, 1980). Da die Substanz Vienna-SMOW nur in begrenztem Maße zur Verfügung steht, werden selbst erzeugte mit Hilfe des Vienna-SMOW kalibrierte Laborstandards für Routinemessungen in den Isotopenlabors verwendet.

Zur Auswertung der in den Proben gemessenen Verhältnisse an stabilen Isotopen müssen die Isotopenverhältnisse im Niederschlag des betroffenen Einzugsgebietes möglichst genau bekannt sein. Zur Bestimmung der Input-Funktion der stabilen Isotope steht ein weltweites Niederschlagsisotopenmessnetz (GNIP – Global Network of Isotopes in Precipitation, GRÖNING, 2003) zur Verfügung. In Österreich wird das bestehende Messnetz durch Messstellen des Umweltbundesamtes in Zusammenarbeit mit Seibersdorf Research zusätzlich verfeinert (ANIP – Austrian Network of Isotope in Precipitation). Die Daten werden in mehrjährigen Abständen veröffentlicht (KRALIK, 2003; KRALIK et al. 1998; KRALIK et al. 2005).

Anhand der Signatur der stabilen Isotope  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  lassen sich mehrere Effekte, denen die Wässer bis zur Probennahme ausgesetzt waren, rekonstruieren:

#### Höheneffekt

Mit zunehmender Höhe nimmt der Gehalt an schweren Isotopen im Niederschlag ab. Der Grund hierfür ist die generell nach oben abnehmende Temperatur sowie die Tatsache, dass die schweren Isotope zuerst ausgeregnet werden. In morphologisch stärker ausgeprägten Gebieten, wie im gegenständlichen Untersuchungsraum, kann daher mit Hilfe von  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$ -Untersuchungen die mittlere Höhenlage des Einzugsgebietes festgestellt werden. Voraussetzung hierfür ist die Kenntnis der Niederschlagsinput-Werte in den verschiedenen Höhen, aus welchen ein Höhengradient herausgearbeitet werden und die Zuordnung der untersuchten Wässer zu einer mittleren Höhenlage erfolgen kann.

#### Jahresgang

In Folge der Temperaturabhängigkeit treten in der Isotopenzusammensetzung der Niederschläge Maxima an schweren Isotopen im Sommer und Minima im Winter auf. Schwankun-

gen, die einen Jahresgang einer Quelle erkennen lassen, weisen damit auf das Vorhandensein sehr junger Abflusskomponenten hin.

### Klimaeffekt

In Kaltzeiten gebildete und damit als sehr alt anzusprechende pleistozäne Wässer zeigen vergleichsweise sehr niedrige Gehalte an schweren Isotopen.

### Kontinentaleffekt

Im Zuge der Verdunstung von Ozeanwässern kommt es zu einer charakteristischen Isotopenzusammensetzung des entstehenden Wasserdampfes. Mit zunehmender Distanz der Regenwolken von der Ozeanküste findet eine Abreicherung des Wasserdampfes an schweren Isotopen statt. Je weiter das Niederschlagsgebiet von den Küstenregionen entfernt liegt, umso geringer ist der Gehalt an  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$  in den Niederschlägen. Diese Tatsache lässt sich nutzen, um großräumig die Herkunft von Niederschlägen festzustellen bzw. um Einzugsgebiete im Bereich bedeutender Wasserscheiden zu definieren.

### Niederschlagsgerade und Deuteriumexzess

Das Verhältnis von  $^{18}\text{O}$  zu  $^2\text{H}$  bleibt auch nach Durchlaufen von verschiedenen Fraktionierungsprozessen innerhalb des hydrologischen Kreislaufs im Wesentlichen unverändert und folgt der globalen Niederschlagsgeraden nach CRAIG(1961) in CLARK & FRITZ (1997) , welche lautet:

$$\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰ SMOW}$$

Diese Funktion ist als weltweites Mittel zu betrachten und kann in Abhängigkeit von regionalen klimatischen Verhältnissen abweichen. Daher werden auf Basis der Ergebnisse von Niederschlagsmessstellen häufig lokale Niederschlagsgeraden zur Auswertung von stabilen Isotopendaten herangezogen.

Auf Basis von 219 weltweit verteilten Niederschlagsisotopenmessstellen, die von der International Atomic Energy Agency (IAEA) betrieben werden, wurde die Niederschlagsgerade von ROZANSKI et al, (1993) in CLARK & FRITZ (1997) präzisiert und lautet jetzt:

$$\delta^2\text{H} = 8,17 (+/-0,07) * \delta^{18}\text{O} + 11,27 (+/-0,65)\text{‰ VSMOW}$$

Das folgende Diagramm zeigt lokale Niederschlagsgeraden aus dem Untersuchungsraum im Vergleich mit der globalen Niederschlagsgeraden nach ROZANSKI et al, (1993).

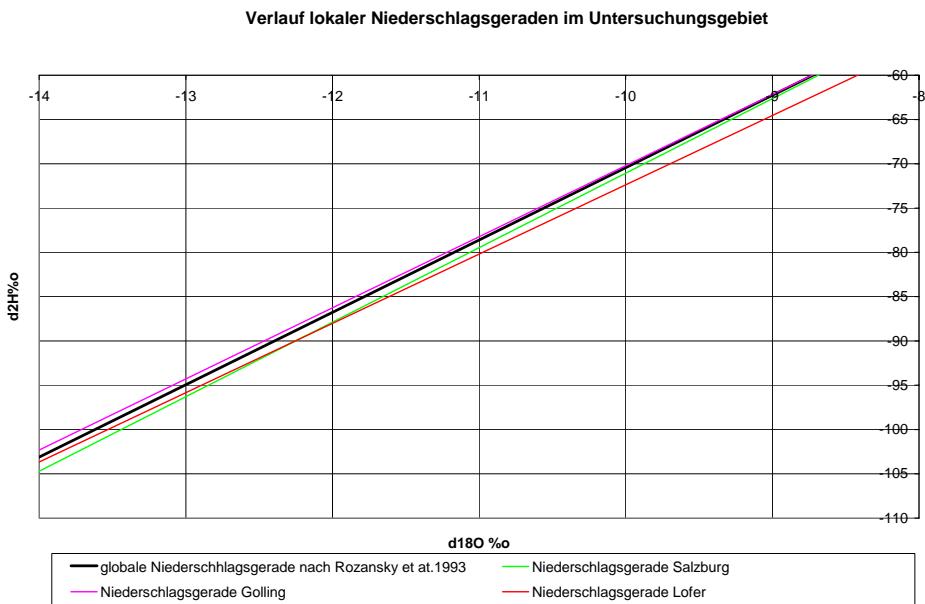


Diagramm 3.4-1: Der Vergleich von lokalen Niederschlagsgeraden aus dem Untersuchungsraum mit der globalen Niederschlagsgeraden nach ROZANSKI et al. (1993) zeigt Unterschiede, die im Wesentlichen innerhalb des analytischen Fehlers liegen, so dass für die nachfolgenden Untersuchungen die globale Niederschlagsgerade Verwendung finden kann.

Wertepaare, die auf der Niederschlagsgeraden (global bzw. lokal) plotten, entstammen meteorischen Wässern, die keinen wesentlichen Beeinflussungen durch chemisch-physikalische Prozesse ausgesetzt waren. Messwerte, die unterhalb der Niederschlagsgeraden plotten, also im Vergleich zum  $^{18}\text{O}$  eine  $^2\text{H}$ -Abreicherung erfahren haben, wurden Prozessen wie Verdunstung (z.B. aus Seewasser), Mischung mit Meerwasser, Austausch mit Gestein unterzogen.

Im gegenständlichen Fall kann zur Charakterisierung der Wässer der Höheneffekt sowie der Jahresgang der Isotopenkonzentrationen herangezogen werden.

Informationen hinsichtlich der Niederschlagsinputwerte werden über das Niederschlags-isotopen-Messnetz ANIP (KRALIK, 2003.) bezogen.

### 3.4.2 Tritium ( $^3\text{H}$ )-Methode

Die Anwendung der  $^3\text{H}$ -Methode basiert auf dem gesetzmäßigen radioaktiven Zerfall des  $^3\text{H}$  mit einer Halbwertszeit von 12,32 Jahren (=4500 +/- 8 Tage) (LUCAS, UNTERWEGER, 2000 aus KRALIK et al, 2002). Heute in der Hydrosphäre vorhandenes  $^3\text{H}$  resultiert großteils aus den in den 50er und 60er Jahren durchgeführten Kernwaffenversuchen. In den Jahren 1953 bis 1963 stiegen die  $^3\text{H}$ -Konzentrationen auf das Fünfhundertfache (von natürlichen 6 TU auf bis zu 3000 TU - 1 TU (Tritium-Unit) = ein  $^3\text{H}$ -Atom in  $10^{18}$   $^1\text{H}$  Atomen = 0,11919 Bq/kg) des natürlichen Wertes an. Seit Einstellung der Kernwaffenversuche geht die Konzentration aufgrund des Zerfalls exponentiell zurück. Seit ca. 10 Jahren kann eine mehr oder weniger konstante dem natürlichen Gehalt sehr nahe Konzentration von ca. 10 TU festgestellt werden.

Nach Einsickern des Niederschlages ins Grundwasser verringert sich die  $^3\text{H}$ -Konzentration entsprechend der Zerfallskonstanten, so dass in Kenntnis der Inputkonzentrationen aus der

Konzentration im Quellwasser über die Halbwertszeit auf das Alter des Quellwassers zurück geschlossen werden kann.

Die  ${}^3\text{H}$ -Messung erfolgt über die Direktmessung im Flüssigkeitsszintillationsspektrometer. Ohne vorherige Anreicherung der Probe ist hier eine Genauigkeit von 15 TU zu erreichen. Da diese Messgenauigkeit für aktuelle Tritiumwerte von ca. 10 TU nicht ausreicht, muss eine vorherige Anreicherung des  ${}^3\text{H}$ -Gehaltes in der Probe erfolgen. Das hierfür gebräuchliche Anreicherungsverfahren ist die partielle elektrolytische Zersetzung der Wasserprobe, wobei eine Anreicherung der schweren Wasserstoffisotope  ${}^2\text{H}$  und  ${}^3\text{H}$  im Elektrolyten infolge von quantenmechanisch bedingten Isotopeneffekten an den Elektroden erfolgt. (MOSER, RAUERT, 1980) Die Flüssigkeitsszintillationsmessung einer angereicherten Probe erreicht eine Messgenauigkeit von bis zu 0,6 TU.

Zur Ermittlung der Inputwerte steht ein weltweites Tritiummessnetz der Niederschläge zur Verfügung, welches in Österreich und hier vor allem in den Karstgebieten am Nordrand der Alpen stark verdichtet ist. Das österreichische Niederschlagsisotopenmessnetz (ANIP) verfügt über 77 aktive Stationen, an welchen vom Umweltbundesamt bzw. von Seibersdorf Research monatliche Mischproben entnommen werden. Diese Stationen sind jeweils an die offiziellen meteorologischen Messstationen des hydrografischen Dienstes gekoppelt, so dass die zugehörigen hydrologischen Kenndaten den Hydrografischen Jahrbüchern entnommen werden können.

Die Proben von 20 Messstellen werden regelmäßig auf ihren  ${}^3\text{H}$ -Gehalt untersucht. Die restlichen Proben werden rückgestellt und können bei Bedarf für Isotopenmessungen genutzt werden. Die Ergebnisse der Niederschlagsisotopenmessungen werden in Form regelmäßiger Berichte des Umweltbundesamtes in Zusammenarbeit mit Seibersdorf Research publiziert (KRALIK et al, 1998, KRALIK et al. 2005).

Im Zuge der Projektbearbeitung konnten für die ausgewählten Messstellen jeweils entsprechende  ${}^3\text{H}$ -Niederschlagsmessstellen erhoben werden, die für den gegenständlichen Raum repräsentative Werte liefern. Es handelt sich dabei um folgende Messstellen am Kalkalpen-nordrand:

N-56 Kufstein, N-39 Salzburg, N-36 Feuerkogel, N-80 Wildalpen und N-85 Weyeregg. Zur Berechnung liegen Monatswerte aus dem Zeitraum 1972 bis 2002 (KRALIK et al, 1998, KRALIK et al. 2005) vor. Frühere Messwerte (1953 bis 1972) wurden als Jahresmittelwerte der Messstation Garmisch (zur Verfügung gestellt von Hydroisotop GmbH) entnommen. Für die Jahre zwischen 2003 und 2006 wurden in Ermangelung von Einzelwerten zur weiteren Auswertung Jahresmittelwerte hochgerechnet. Dazu wurden jeweils die nach Niederschlagsmengen gewichteten Jahresmittelwerte der Jahre 1998 bis 2002 betrachtet und ein hier feststellbarer Trend weitergeführt. Aufgrund der sehr geringen Schwankungen der Jahresmittelwerte des  ${}^3\text{H}$ -Inputs in den Jahren 1998 bis 2002 ist davon auszugehen, dass die Schwankungen der gewichteten Jahresmittelwerte der Jahre 2002 bis 2006 innerhalb der Messgenauigkeit liegen, so dass die gewählte Vorgangsweise nicht zu einer Verfälschung der Auswertungen und damit der resultierenden Tritiumalter führt. Die folgende Abbildung zeigt die so entwickelte  ${}^3\text{H}$ -Ganglinie für die Messstation N-36 Feuerkogel.

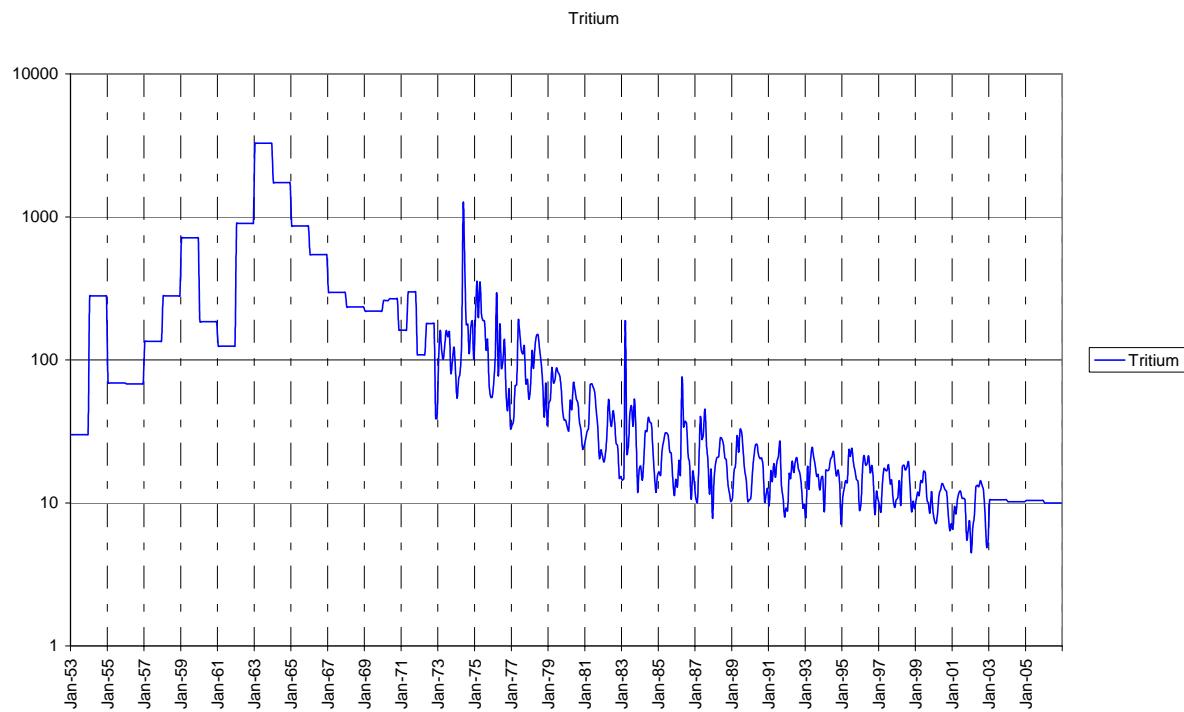


Diagramm 3.4-2:  ${}^3\text{H}$ -Inputganglinie 1953 bis 2006 der Niederschlagsstation N-36 Feuerkogel. Die Werte bis 1972 stellen Jahresmittelwerte dar, die stark schwankenden Bereiche zwischen 1972 und 2002 ergeben sich aus Monatswerten. Ab 2002 wurden Jahresmittelwerte auf Basis des festgestellten Trends hochgerechnet.

Die in RICHTER, 1995 weiteren beschriebenen Methoden zur Erstellung der Inputfunktion, die neben der Niederschlagsmenge auch einen monatlich wechselnden Infiltrationskoeffizienten berücksichtigen, wurden im gegenständlichen Fall in Ermangelung gesicherter Eingangsdaten nicht angewendet.

Das nachfolgende Diagramm 3.4-3 zeigt den Verlauf des Tritium-Inputs an den ausgewählten Niederschlagsmessstellen für den Zeitraum 1985 bis 2006 im Vergleich. Es zeigt sich, dass die Niederschläge von Salzburg ostwärts sehr ähnliche Tritiumgehalte aufweisen, während vor allem in den Jahren 1993 bis 2000 die Niederschläge an der Messstelle Kufstein deutlich höhere Tritiumeinträge aufweisen. Die Messstelle Kufstein könnte alternativ für die Messstelle Salzburg bei den Altersberechnungen der Wässer aus Reit im Winkl herangezogen werden. Da hier die Herkunft der Niederschläge nicht bekannt ist, wurden hier beide Input-Kurven verwendet und die Ergebnisse miteinander verglichen und bewertet. Alle anderen untersuchten Messstellen wurden jeweils einer Niederschlagsmessstelle zugeordnet.

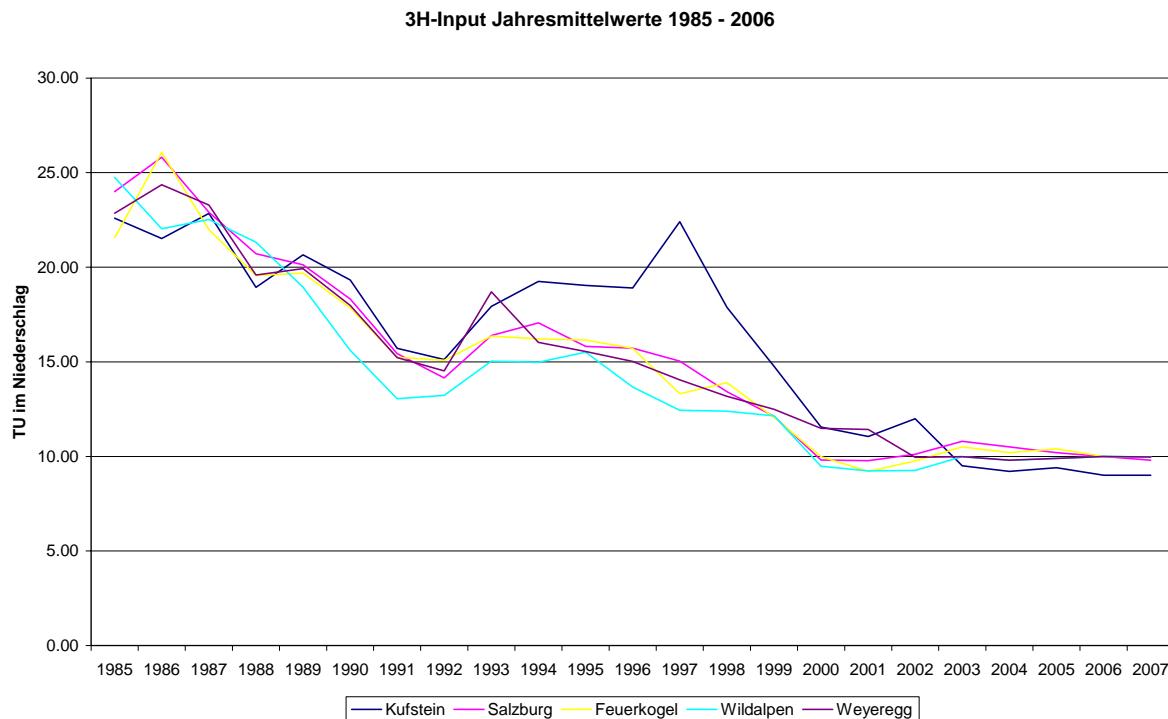


Diagramm 3.4-3: 3H-Werte im Niederschlag entlang des Kalkalpennordrandes. Bei allgemein sehr ähnlichem Verlauf zeigen die Niederschläge an der Messstation Kufstein zwischen 1993 und 2000 deutlich höhere Werte als die weiter östlich gelegenen Messstationen.

Generell gilt die Aussage, dass Wasser, in dem kein  ${}^3\text{H}$ -Gehalt nachweisbar ist, aus Niederschlägen der Vorbombenzeit stammen muss und Wasser mit gegenüber den heutigen Niederschlägen erhöhten  ${}^3\text{H}$ -Gehalten aus Zeiten der Kernwaffentests. In etwa rezente  ${}^3\text{H}$ -Werte weisen auf Wässer mit wenigen Jahren Verweilzeit hin. Wässer, die gegenüber den rezenten Input-Werten stark verringerte Tritiumkonzentrationen zeigen, lassen auf eine Mischung von alter und daher tritiumfreier Komponente mit einer jüngeren Nachbombenzeit-komponente schließen (siehe dazu Tabelle 3.4-1).

Tritiumgehalt	Wasseralter
<0,8 TU	Grundwasserneubildung vor 1952
0,8 bis 4 TU	Mischung aus Vorbombenwasser und junger Komponente
5 bis 15 TU	Rezente Wässer bis ca. 10 Jahre
15 bis 30 TU	Anteil Bombenwasser, hauptsächlich junge Komponente
> 30TU	Grundwasserneubildung im Zeitraum 1960 bis 1970 vermischt mit jüngerer Komponente
> 50 TU	Grundwasserneubildung hauptsächlich zwischen 1960 und 1970

Tabelle 3.4-1: Qualitative Interpretation von Tritiumdaten nach CLARK & FRITZ (1997) zur überschlägigen Bestimmung der mittleren Verweilzeiten von Wässern.

Die Berechnung der Wasseralter über die gemessenen  ${}^3\text{H}$ -Werte und auf Basis der jeweils anwendbaren  ${}^3\text{H}$ -Input-Funktion erfolgt mit Hilfe des Rechenprogramms MULTIS (RICHTER, SZYMCZAK, 1992). Aufgrund des peakförmigen  ${}^3\text{H}$ -Inputs bietet das Programm häufig zwei

Lösungen hinsichtlich des Wasseralters an. Eine Plausibilitätsprüfung und damit die Wahl des zutreffenden Ergebnisses kann über eine Abschätzung unter Berücksichtigung von Grundwasserneubildungsrate, effektiver Porosität und Grundwassermächtigkeit nach der Formel:

$$\tau = n \cdot H / R$$

erfolgen, wobei  $\tau$  die Verweilzeit,  $n$  die effektive Porosität,  $H$  die Grundwassermächtigkeit und  $R$  die Grundwasserneubildungsrate bezeichnen. Über eine Abschätzung der Extremwerte dieser Parameter kann der mögliche Altersbereich der Wässer soweit eingegrenzt werden, dass in vielen Fällen eine der beiden berechneten Lösungsvarianten bereits verworfen werden kann. MULTIS stellt eine entsprechende Berechnungsfunktion zur Verfügung.

Das Programm kann grundsätzlich auch für die Altersdatierung mit Hilfe anderer Tracer herangezogen werden, sofern eine entsprechende Input-Funktion zur Verfügung steht.

Im Programm werden aus der jeweiligen Input-Funktion Modellkurven berechnet. Hierzu muss zunächst ein konzeptionelles Modell des Grundwasser- und Isotopentransports definiert werden. Die hier verwendeten Modelle werden in Kap. 4.5 beschrieben.

Die Festlegung des jeweils gültigen Abflussmodells ist als wesentlicher und wichtiger Bestandteil der Altersdatierung zu sehen, da unterschiedliche Abflussmodelle zu wesentlich voneinander abweichenden Ergebnissen führen können. Es muss außerdem bei der Bewertung der erzielten Ergebnisse berücksichtigt werden, dass das gewählte Modell in den meisten Fällen, vor allem bei Kluftaquiferen, nur eine bestmögliche Annäherung an die tatsächlichen Abflussverhältnisse im Aquifer darstellen kann, jedoch die Verhältnisse nie gänzlich richtig wiederzugeben im Stande ist. Jedenfalls sind bei der Wahl des Abflussmodells die strukturgeologisch-hydrogeologischen Gegebenheiten so realitätsgerecht wie möglich zu berücksichtigen.

### 3.4.3 $^{85}\text{Kr}$ -Methode

Das radioaktive Isotop des Edelgases Krypton ( $^{85}\text{Kr}$ ) weist eine Halbwertszeit von 10,76 Jahren (HYDROISOTOP, 2006) auf und deckt damit denselben Zeitbereich ab, der auch von  $^{3}\text{H}$  erfasst wird. Es eignet sich damit grundsätzlich gut zur Absicherung der durch  $^{3}\text{H}$  gewonnenen Altersdaten.  $^{85}\text{Kr}$  stammt im Wesentlichen aus kerntechnischen Anlagen (Atomkraftwerken, Aufbereitungsanlagen), der Konzentrationsverlauf ist wie die Input-Funktion im Diagramm 3.4-4:  $^{85}\text{Kr}$ - und  $^{3}\text{H}$ -Input 1953 bis 2006. Das Diagramm zeigt, dass sich die beiden Parameter seit Mitte der 50er Jahre gegenläufig entwickeln. zeigt, seit Beginn der Nutzung von Kernbrennstoffen in den 50er Jahren gleichförmig ansteigend und verhält sich damit gegenläufig zu jenem des  $^{3}\text{H}$ . Die Konzentrationsverteilung ist, abgesehen vom direkten Umfeld der produzierenden Atomanlagen, regional relativ einheitlich, so dass eine sehr genaue und allgemeingültige Inputfunktion erarbeitet werden konnte. Die im Diagramm dargestellten Werte berücksichtigen die für Mitteleuropa gültige  $^{85}\text{Kr}$ -Input-Funktion, welche auf Messungen an den Stationen Krakau, Neuherberg und Freiburg (HEBERT, 1997) basiert. Die Daten der  $^{85}\text{Kr}$ - sowie der nachfolgend beschriebenen Spurenstoff-Inputfunktionen wurden für das gegenständliche Projekt von Hydroisotop GmbH zur Verfügung gestellt.

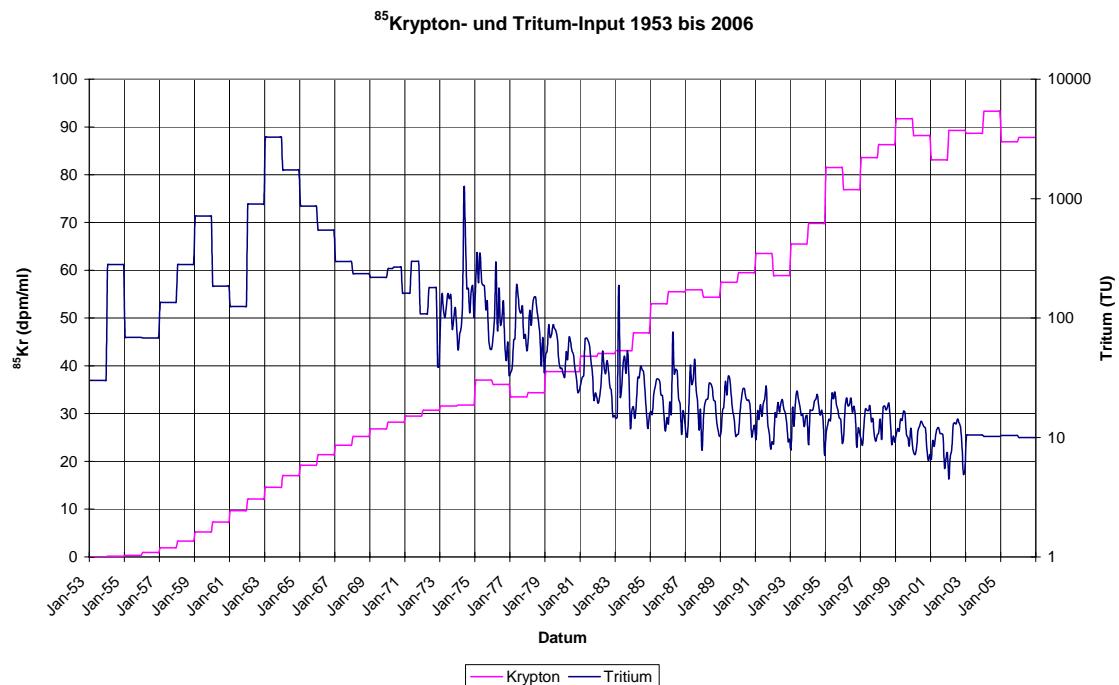


Diagramm 3.4-4:  $^{85}\text{Kr}$ - und  $^3\text{H}$ -Input 1953 bis 2006. Das Diagramm zeigt, dass sich die beiden Parameter seit Mitte der 50er Jahre gegenläufig entwickeln.

$^{85}\text{Kr}$  wird aus der Atmosphäre im Niederschlagswasser gelöst und dringt durch die ungesättigte Bodenzone ins Grundwasser ein. Über die  $^{85}\text{Kr}$ -Untersuchung kann damit unter optimalen Bedingungen eine eindeutige Altersangabe gemacht werden. Mischwassersysteme lassen sich durch die Kombination von  $^{85}\text{Kr}$ -Daten mit Tritiumdaten mit Hilfe einer Harfendarstellung (z.B. in BAUER et al, 2002, EICHINGER, 2006) gut auflösen (s. Diagramm 3.4-5).

So lässt sich im Aquifer grundsätzlich jedem  $^3\text{H}$ -Wert ein entsprechender  $^{85}\text{Kr}$ -Wert zuordnen, wobei Grundwasser mit einer geringen Verweilzeit einen hohen  $^{85}\text{Kr}$ -Wert und einen niedrigen  $^3\text{H}$ -Wert erwarten lässt. Je nach Auswahl der räumlich variierenden  $^3\text{H}$ -Input-Funktion können zunehmende Verweilzeiten zunächst zu abnehmenden  $^3\text{H}$ - und  $^{85}\text{Kr}$ -Werten führen. Grundsätzlich führen aber größere Verweilzeiten im Bereich zwischen 5 und 25 Jahren zu einer Abnahme des  $^{85}\text{Kr}$ -Gehaltes bei gleichzeitiger Zunahme des  $^3\text{H}$ -Gehaltes. Grundwässer mit mittleren Verweilzeiten von mehr als 30 Jahren sind durch abnehmende  $^3\text{H}$ - und  $^{85}\text{Kr}$ -Gehalte gekennzeichnet (BAUER et al, 2002). Wässer, die 55 Jahre und älter sind, weisen aufgrund des fehlenden Eintrages sowie des radioaktiven Zerfalls weder  $^3\text{H}$  noch  $^{85}\text{Krypton}$  auf, so dass über die Lage des Messwertes im Diagramm 3.4-5 der Altersbereich des Jungwasseranteils definiert sowie der prozentuale Anteil an Vorbombenwässern festgestellt werden kann. Der im Diagramm beispielhaft eingetragene Messwert stellt ein Wasser dar, das eine mittlere Verweilzeit der jungen Komponente von ca. 10 Jahren aufweist, wobei 25% des Wassers Vorbombenalter aufweisen.

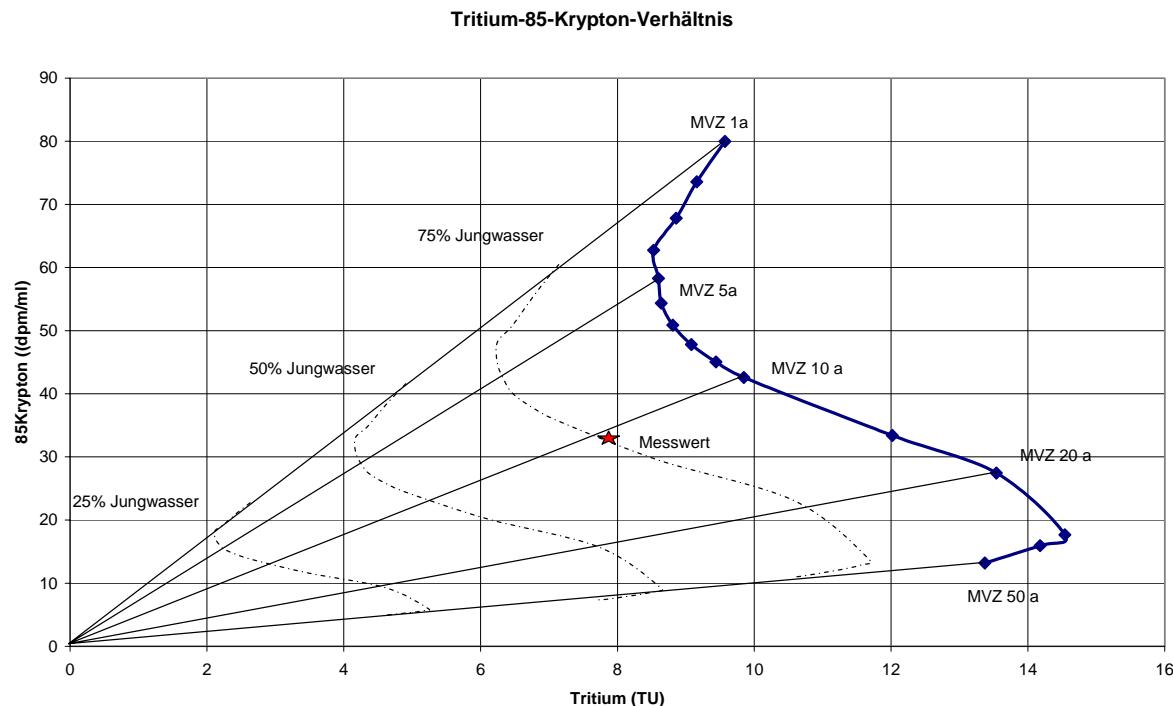


Diagramm 3.4-5: Beispiel für den kombinierten Einsatz von  $^3\text{H}$ - und  $^{85}\text{Kr}$  auf Basis der Tritium-Input-Funktion der Station Feuerkogel und der  $^{85}\text{Kr}$ -Input-Funktion, berechnet mit Hilfe des Exponentialmodells im Programm MULTIS (RICHTER, SZYMCZAK 1992), (Harfendarstellung angelehnt an BAUER et al., 2002). Der exemplarisch eingetragene Messwert ergibt ein Wasser mit 75% Jungwasserkomponente und mittlerer Verweilzeit von ca. 10 Jahren.

Die Methode birgt jedoch einige grundsätzliche Probleme, welche bereits bei der Beprobung aber auch bei der Interpretation der Daten berücksichtigt werden müssen.

Anders als  $^3\text{H}$ , welches als Teil des Wassermoleküls vom Niederschlag bis zum Quellaustritt die Geschichte des Wassers widerspiegelt, tritt das Edelgas Krypton als ein in Wasser gelöstes Gas auf, welches aus der Atmosphäre über die ungesättigte Bodenzone ins Wasser eingebracht wird. Der Transport des Gases innerhalb der ungesättigten Zone verläuft jedoch meist mit vom Wassertransport deutlich unterschiedlicher Geschwindigkeit, so dass je nach Mächtigkeit der ungesättigten Zone im Wasser Komponenten gelöst werden, welche sich in ihrem Alter deutlich von den Tritiumaltern des Wassers unterscheiden können. Mithilfe der Berechnung der mittleren Verweilzeiten des Gases in der ungesättigten Bodenzone (MIBUS et al., 2002) zeigen dies am Beispiel der Kombination von Tritium und CFC – Kap. 3.5) lassen sich dennoch auch bei großen Flurabständen Korrelationen zum Tritium herstellen und die ermittelten Tritiumalter verifizieren.

Weiters spiegeln die gelösten Gase die Isotopensignaturen des letzten Atmosphärenkontaktes der jeweiligen Wässer wider. Wurden die Wässer also vor ihrem Austritt bereits in durchlüfteten Bereichen geführt, bzw. liegen im Aquifer Versickerungen und Wiederaustritte vor, so werden den Wässern überhöhte  $^{85}\text{Kr}$ -Werte aufgeprägt. Ein wesentlicher Punkt bei der Probennahme ist daher die Vermeidung des Kontaktes mit aktueller Atmosphärenluft, da hierdurch eine Verfälschung der Ergebnisse auftreten kann.

### 3.4.4 $^{14}\text{C}$ -Kohlenstoff/ $^{13}\text{C}$ -Kohlenstoff-Methode

Das radioaktive Kohlenstoffisotop  $^{14}\text{C}$  hat eine Halbwertszeit von 5.730 Jahren und deckt damit einen Datierungszeitbereich (1500 bis mehrere 10.000 Jahre) ab, der weder mit  $^3\text{H}$  noch mit  $^{85}\text{Kr}$  oder den nachfolgend behandelten Spurenstoffen CFC oder  $\text{SF}_6$  untersucht werden kann.  $^{14}\text{C}$  wird durch kosmische Strahlung gebildet und gelangt über die Biosphäre in das Grundwasser. Um eine Altersberechnung mit Hilfe der  $^{14}\text{C}$ -Gehalte durchführen zu können, muss gleichzeitig der  $^{13}\text{C}$ -Gehalt des anorganischen gelösten Kohlenstoffes im Wasser betrachtet werden. Generell ist die Interpretation von  $^{14}\text{C}$ -Daten sehr komplex, da vielfältige Kohlenstoffchemische Reaktionen mit Bodenluft und Gestein nach der Infiltration der Wässer berücksichtigt werden müssen. Die Methode wurde daher, obwohl zur Beantwortung einiger Fragestellungen gut geeignet, im Rahmen des gegenständlichen Projektes nicht angewandt und wird deshalb auch hier nicht näher beschrieben. Sie bietet jedoch gute Möglichkeiten für weitere Untersuchungen an einigen der betrachteten Messstellen.

### 3.4.5 $^{34}\text{S}$ -Schwefel-Methode

Die Untersuchung des stabilen Isotops  $^{34}\text{S}$  dient vor allem der Zuordnung der im Wasser gelösten Sulfate zu bestimmten Evaporiten und kann damit unter Umständen Hinweise auf Quelleinzugsgebiete liefern. Die Methode beruht auf der Tatsache, dass sich die Isotopenverhältnisse im Sulfatschwefel verschiedener geologischer Formationen deutlich voneinander unterscheiden und den Wässern, die sie durchlaufen damit eine charakteristische Isotopensignatur aufprägen. Zusätzlich besteht die Möglichkeit anhand der in Niederschlagswässern nachgewiesenen Sulfate deren Herkunft zu verifizieren, da Sulfate aus Meerwasseraerosolen eine andere Isotopensignatur aufweisen als Sulfate, die aus Schwefeldioxid in der Atmosphäre gebildet werden.

$^{34}\text{S}$ -Untersuchungen wurden im Rahmen des Projektes nicht angewendet, könnten jedoch bei weiterführenden Untersuchungen z.B. dazu dienen, die teilweise ungeklärte Herkunft von Sulfaten in den untersuchten Wässern näher zu beleuchten.

### 3.4.6 Weitere radioaktive Isotope

Einige weitere Umweltisotope, die zur Lösung hydrogeologischer Fragestellungen dienen können, werden nachfolgend kurz erläutert. Im Rahmen des Projektes finden sie jedoch keine Anwendung.

Das radioaktive Isotop  $^{32}\text{Silizium}$  ( $^{32}\text{Si}$ ) mit einer Halbwertszeit von ca. 650 Jahren, deckt zur Altersdatierung einen Zeitbereich ab, der zwischen den Möglichkeiten von  $^3\text{H}$  bzw.  $^{85}\text{Kr}$  und  $^{14}\text{C}$  anzusiedeln ist. Aufgrund der hydrochemischen Vorgänge im Grundwasserkörper, die wesentlich auf den Si-Gehalt und damit auf die Isotopensignatur Einfluss nehmen, ist eine Interpretation wie im Falle der  $^{14}\text{C}$ -Methode schwierig.

Das radioaktive Isotop  $^{36}\text{Chlor}$  ( $^{36}\text{Cl}$ ) mit einer Halbwertszeit von  $3,1 \cdot 10^5$  Jahren deckt einen Datierungsbereich ab, der zwischen 80.000 und 1,5 Millionen Jahren liegt und ist damit zur Datierung sehr alter Wässer geeignet.

Die radioaktiven Edelgas-Isotopen  $^{37}\text{Argon}$  und  $^{39}\text{Argon}$  können mit Halbwertszeiten von 35 Tagen bzw. 270 Jahren für Datierungsbereiche von Monaten bzw. einigen Hundert Jahren Verwendung finden. Gegenüber den oben genannten Isotopen von Silizium und Chlor wie auch von Kohlenstoff haben sie wie auch das oben beschriebene  $^{85}\text{Krypton}$  den Vorteil, dass

aufgrund ihrer Edelgaseigenschaften keine hydrochemischen Reaktionen bei der Interpretation der Messdaten berücksichtigt werden müssen.

Das kurzlebige Isotop  $^{222}\text{Radon}$  (Rn) kann für spezielle Fragestellungen zur Lokalisierung von Wasserzutritten (z.B. Grundwasserzutritt in Flüsse oder Lage von Zutrittsbereichen in Bohrungen) herangezogen werden. Grundprinzip ist, dass das Isotop  $^{222}\text{Rn}$  im langsam fließenden Grundwasserkörper mit seinem Muttersubstanz  $^{226}\text{Radium}$  (Ra) im Gleichgewicht steht. Bei einer Entgasung z.B. im Bereich von erbohrten Klüften kommt es zum Entweichen von Radon und damit zu einer Veränderung des  $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ -Verhältnisses.

## 3.5 Spurenstoffanalytik

### 3.5.1 CFC-Methode

Grundlage für die Nutzung der Chlorfluorkohlenwasserstoffe (CFC) als Datierungsparameter ist ihr globaler zeitlicher Konzentrationsanstieg in der Atmosphäre (OSTER, 2002). CFC wurden seit den 1930er Jahren technisch hergestellt und zunehmend als Kältemittel, Treibgas in Sprühdosen, Treibmittel für Schaumstoffe und als Reinigungs- und Lösungsmittel eingesetzt. Seit den 1990er Jahren wird die Produktion aufgrund der festgestellten Umweltbelastung (Stichwort Ozonloch) stark verringert, so dass inzwischen eine Stagnation der CFC-Entwicklung in der Atmosphäre festzustellen ist.

Durch Gasaustausch dringt die zeitabhängig bekannte Konzentration der jeweiligen Substanz in den Grundwasserkörper ein und wird hier bis zum nächsten Atmosphärenkontakt konserviert. Der bis in die 1990er Jahre kontinuierliche Anstieg der CFC-Konzentration bewirkt analog zur  $^{85}\text{Krypton}$ -Methode, dass ältere Wässer niedrigere, jüngere Wässer höhere CFC-Konzentrationen aufweisen. Unter Berücksichtigung der jeweiligen Input-Funktion ist damit die Altersdatierung der Wässer möglich.

Die Methode, die sich mit der Ausprägung der verschiedenen hierzu zählenden Substanzen aber auch mit den verschiedenen Isotopen leichtflüchtiger chlorierter Kohlenwasserstoffe beschäftigt, basiert auf der Tatsache, dass sich die Herstellungsverfahren und damit die Zusammensetzungen der einzelnen Substanzen im Laufe der Zeit verändert haben. Neben der Altersdatierung ist der Einsatz als Transporttracer und damit zur Lokalisierung von Schadstoffherden gebräuchlich.

Für die Substanzen CFC11 ( $\text{CCl}_3\text{F}$ ), CFC12 ( $\text{CCl}_2\text{F}_2$ ) und CFC113 ( $\text{C}_2\text{Cl}_3\text{F}_3$ ) liegen charakteristische Inputfunktionen vor, die regional anwendbar sind. Die hier verwendeten Input-Funktion basieren auf Beobachtungen und Hochrechnungen des U.S. Geological Survey, 2007 (USGS) in den USA. Diese sind unter Berücksichtigung von Druck- und Temperaturbedingungen auch auf mitteleuropäische Verhältnisse anwendbar.

Die hier verwendeten Inputfunktionen wurden von Hydroisotop GmbH zur Verfügung gestellt und basieren auf OSTER et al. 1996.

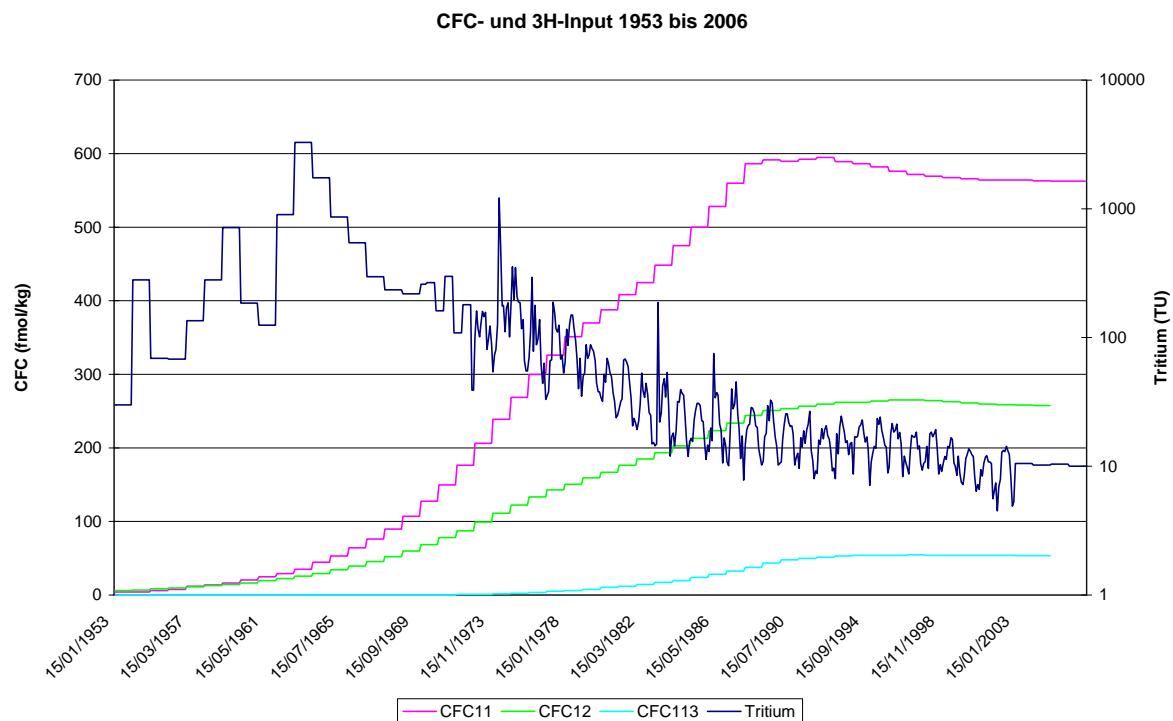


Diagramm 3.5-1: CFC- und Tritiuminput 1953 bis 2006. Die Input-Funktionen der hier betrachteten CFC zeigen einen kontinuierlichen Anstieg der Konzentrationen in den Niederschlägen bis ca. 1990. Seit dem gehen die Werte leicht zurück bzw. stagnieren ähnlich wie die Tritiumgehalte.

Die Anwendung von CFC-Untersuchungen kann alternativ zum  $^{85}\text{K}\text{rypton}$  verwendet werden, um Tritiumalter zu verifizieren, bzw. um das Mischungsverhältnis junger und alter Wasser- komponenten herauszuarbeiten.

Da es sich wie beim  $^{85}\text{K}\text{rypton}$  auch hier um ein im Wasser gelöstes Gas handelt, besteht auch hier Gefahr einer Kontamination der Wässer mit jüngeren oder aktuellen Atmosphären- gehalten an CFC, durch Luftkontakt in seichten Grundwasserbereichen, durch Versickerungen und Wiederaustritte bzw. durch Luftkontakt während der Probennahme. Kontaminatio- nen dieser Art führen grundsätzlich zu einer Überhöhung der CFC-Gehalte im Vergleich zu den gemessenen Tritiumwerten.

Ein weiteres Problem, dass sich bei der Bewertung von CFC-Messungen stellt, sind klein- räumig auftretende Beeinflussungen der großräumig gültigen Inputfunktionen, z.B. durch nahe gelegene Deponien, die die gegenständlichen Tracer emittieren und damit zu einer Überhöhung der Gehalte und einer scheinbaren Verjüngung der Wässer führen. Dieser Ef- fekt kann jedoch andererseits zum Auffinden von Kontaminationsherden im Rahmen von Altlastenuntersuchungen genutzt werden (OSTER, 2002).

Die Auswertung kann analog zur Darstellung der  $^{85}\text{K}\text{rypton}$ -Auswertung (Diagramm 3.4-5) in Form einer Harfendarstellung erfolgen.

CFC-Daten wurden aus dem Projektgebiet Waidhofen/Ybbs für die gegenständliche Arbeit zur Verfügung gestellt. Eigene CFC-Daten wurden nicht produziert.

### 3.5.2 SF<sub>6</sub>-Methode

Das ebenso wie CFC anthropogen erzeugte Gas Schwefelhexafluorid SF<sub>6</sub> kann analog zum CFC für die Altersdatierung von Grundwässern herangezogen werden. SF<sub>6</sub> wird etwa seit den 1960er Jahren künstlich hergestellt und dient vor allem als Isolationsgas in der Hochspannungstechnik. Seit ca. 30 Jahren steigt die SF<sub>6</sub>-Konzentration in der Atmosphäre an und beträgt aktuell ca. 5 ppt. Laut U.S. Geological Survey, 2007 steigt der SF<sub>6</sub>-Gehalt in der Atmosphäre derzeit weltweit um ca. 6,9% pro Jahr.

Im Lösungsgleichgewicht mit der aktuellen Atmosphäre werden je nach Bildungsbedingungen (Druck, Temperatur) derzeit ca. 2,5 fmol/l in Wasser gelöst. Bisher durchgeführte Untersuchungen zeigen, dass die Empfindlichkeit von SF<sub>6</sub> auf Kontaminationen durch Abwässer geringer ausgeprägt ist als für CFC, dagegen zeigt sich jedoch, dass unter bestimmten geologischen Bedingungen eine natürliche SF<sub>6</sub>-Hintergrundbelastung (z.B. Fluideinschlüsse in magmatischen Gesteinen) besteht, die zu einer lokalen SF<sub>6</sub>-Überhöhung führen und damit Ergebnisse verfälschen kann (OSTER 2002).

Auch im Fall von SF<sub>6</sub> gilt grundsätzlich, dass ältere Wässer niedrigere, jüngere Wässer höhere SF<sub>6</sub>-Gehalte aufweisen. Im nachfolgenden Diagramm 3.5-2 wird die SF<sub>6</sub>-Inputfunktion für den Zeitraum 1968 bis 2004 dargestellt. Auch diese Input-Funktion beruht im Wesentlichen auf Messwerten und Berechnungen des USGS und wurde für die gegenständliche Arbeit von Hydroisotop GmbH zur Verfügung gestellt.

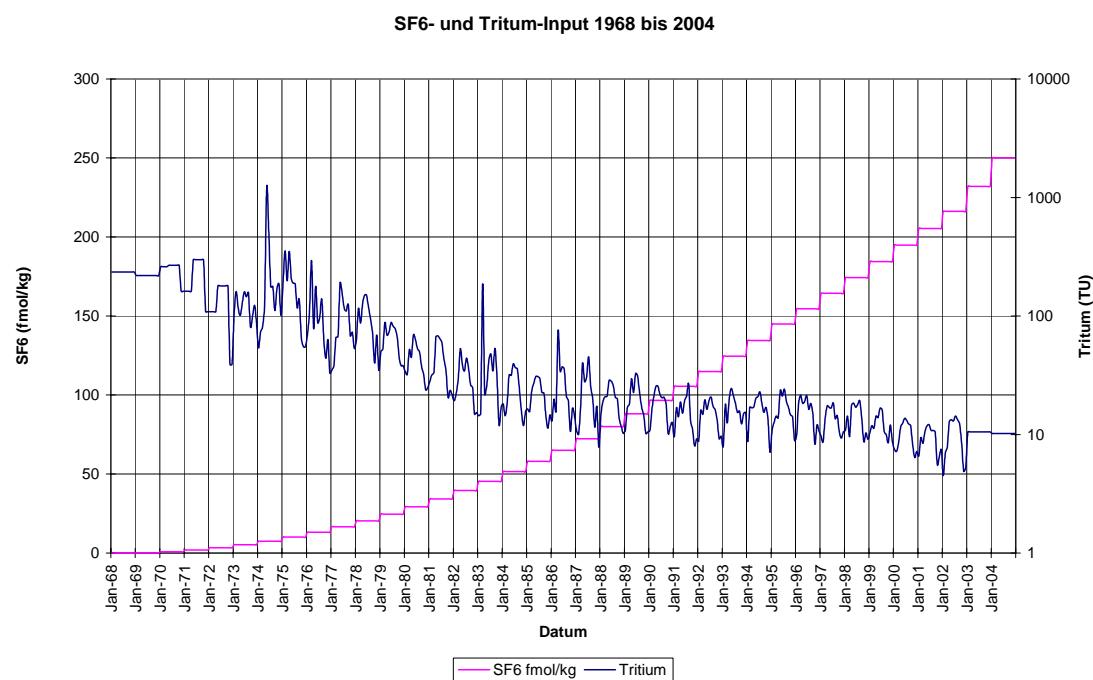


Diagramm 3.5-2: SF<sub>6</sub>- und Tritium-Input 1968 bis 2004. Aus der Betrachtung der Jahresmittelwerte der SF<sub>6</sub>-Konzentrationen ergibt sich ein sehr gleichmäßiger exponentieller anhaltender Anstieg.

Im gegenständlichen Projekt wurden SF<sub>6</sub>-Untersuchungen an den Messstellen Brunnen Baderluck, Wimmerbauernquelle sowie Egglbrunnquelle durchgeführt. Die Analysen erfolgten durch Hydroisotop GmbH.

## 4 Geologische - hydrogeologische Grundlagen

### 4.1 Paläogeografie

Aus der Paläotethys des Oberperm entsteht im Verlauf der Trias die alpine Geosynklinale, aus der durch ein Aufreißen der Kruste im Jura der penninische Ozean entsteht. Über dem varistischen Basement bildet sich zunächst im Verlauf der Trias ein Becken aus, in welchem in der Untertrias die bis dahin terrigene klastische Sedimentation von marinen karbonatischen Bildungen abgelöst wird. Von Norden nach Süden lassen sich aufgrund ihrer späteren tektonischen Anordnung die Einheiten des Helvetikums, des Penninikums, des Ostalpins (mit Unter-, Mittel- und Oberostalpin) sowie des Südalpins nennen, wobei die Mächtigkeit der Ablagerungen der einzelnen Einheiten mit der Beckentiefe nach Süden hin deutlich zunimmt.

Die Nördlichen Kalkalpen und damit auch das gesamte Untersuchungsgebiet, mit welchem sich diese Arbeit beschäftigt, sind dem Oberostalpin zuzuordnen. Daher soll hier dessen paläogeografische Situation während der Sedimentation des Hauptdolomits dargestellt werden:

Im Verlauf der Unter- und Mitteltrias entwickelt sich im ostalpinen Raum eine Karbonatplattform mit lagunären vorwiegend gebankten Ablagerungen (Hauptdolomitzfazies) und riffnahen Bereichen und Riffen mit vorwiegend massig ausgebildeten Kalken (Dachsteinkalkfazies). Diese werden nach Süden hin von einer den Riffen vorgelagerten pelagischen Beckensedimentation (Hallstätter Fazies) abgelöst. Dabei sind die Übergänge von einer Fazies zur nächsten fließend. Die erheblichen Subsidenzraten, mit welchen die Karbonatsedimentation Schritt halten kann, führen zu den großen Mächtigkeiten der abgelagerten Einheiten.

Eine Regression im Karn unterbricht vorübergehend die marine Entwicklung mit der Zufuhr terrigener Sedimente (Raibler Schichten im Westen, Lunzer Sande im Osten). Im oberen Karn und vor allem im Nor setzt mit einer erneuten Transgression wieder zunehmend karbonatische Sedimentation ein und die Dreigliederung des Ostalpenraumes in lagunäre Bereiche (Hauptdolomitzfazies), Riffbereiche mit zwischengeschalteter Beckensedimentation (Dachsteinkalkfazies) und Beckenfazies (Hallstätter Fazies) findet ihre deutlichste Ausprägung.

In dieser Zeit findet unter stetiger Absenkung des gesamten Schelfbereiches in den vom Riffgürtel geschützten lagunären Gebieten unter verminderter Frischwasserzufuhr die Ablagerung der bis zu 2.200 m mächtigen Karbonatsedimente der Hauptdolomitzfazies statt. Regelmäßige Überflutungen der lagunären Gebiete sowie kurzfristige Trans- und Regressionsperioden verhindern dabei weitgehend die Bildung evaporitischer Sedimente. Der Hauptdolomit bildet heute am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen das am weitesten verbreitete und mächtigste Schichtglied (FAUPL, 1984).

### 4.2 Stratigrafie und deren hydrogeologische Relevanz

Für die hydrogeologische Situation wie auch für die chemische Zusammensetzung der Wasser von entscheidender Bedeutung sind die stratigraphischen Verhältnisse in den Einzugsgebieten der untersuchten Kluftgrundwässer sowie die jeweilige Umrahmung des Hauptdolomits und deren hydrogeologische Charakteristik.

Auch wenn bei der Auswahl der Messstellen generell darauf geachtet wurde, dass reine Hauptdolomitwässer erschlossen werden, so kann zumindest bei den ausgewählten Ther-

malbohrungen, deren Einzugsgebiete nicht im Detail bekannt sind, ein Einfluss anderer kalkalpiner Einheiten nicht ausgeschlossen werden. Neben den vornehmlich triadischen Bildungen werden diese Bereiche auch von Jura- und Kreideablagerungen überlagert, die Wässer dementsprechend möglicherweise davon beeinflusst. Mit dem Untersuchungsgebiet WVA Bad Reichenhall wurden bewusst Erschließungen aus Einzugsgebieten ausgewählt, in denen sowohl Hauptdolomiteinfluss als auch der Einfluss kalzitisch dominierter triadischer Einheiten nachgewiesen wurde. In den meisten der untersuchten Gebiete ist ein Einfluss der quartären Überdeckung auf den Chemismus der Wässer nicht auszuschließen.

Zur Abschätzung des potentiellen Wasserdargebots aus dem Hauptdolomit ist dessen Stellung innerhalb der ostalpinen Schichtfolgen von großer Bedeutung.

Es soll daher nachfolgend die Stratigrafie der Trias im Bereich der Hauptdolomifazies am Kalkalpennordrand unter Berücksichtigung der hydrogeologischen Charakteristik der einzelnen Schichtglieder dargestellt werden. Die Beurteilung der hydrogeologisch-hydrochemischen Eigenschaften stützt sich dabei u.a. auf die Ergebnisse aus PFLEIDERER, 1999.

Die Darstellung dient der allgemeinen Betrachtung der Position des Hauptdolomits am Kalkalpennordrand. Kleinräumige Abweichungen hiervon, die in den einzelnen untersuchten Erschließungsgebieten auftreten bzw. notwendige Ergänzungen, werden soweit für das Verständnis der jeweiligen hydrogeologischen Situation erforderlich, im Detail im Zuge der Betrachtung der einzelnen Untersuchungsgebiete dargestellt.

Die nachfolgende Abbildung 4.2-1 zeigt schematisch die triadische Abfolge im Untersuchungsraum:

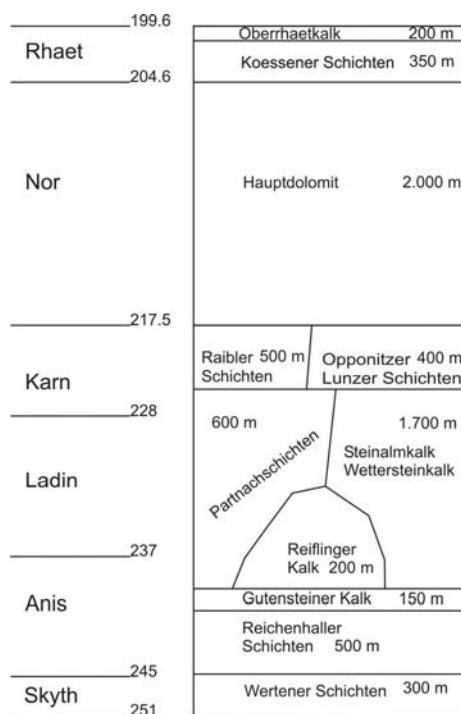


Abbildung 4.2-1: Stratigrafie des Untersuchungsraumes in der Trias (angelehnt an FAUPL, 1984, Tab. 7). Die Abbildung zeigt die Stellung des Hauptdolomits innerhalb der triadischen Einheiten im Untersuchungsraum.

## 4.2.1 Skyth

Während das Skyth in Vorarlberg und Tirol als alpiner Buntsandstein ausgebildet ist, erstrecken sich etwa ab der Salzburger Landesgrenze nach Osten die Werfener Schichten über der postvaristischen Transgressionsserie des Perms, die im regionalen Betrachtungsraum nur in Form von aufgepresstem Haselgebirge auftaucht. Die Anwesenheit von Haselgebirge zeigt sich dabei häufig in der hydrochemischen Zusammensetzung der Wässer, die neben Sulfat auch häufig hohe Konzentrationen an Natrium und Chlorid als Lösungsprodukte von Steinsalz aufweisen.

Beim alpinen Buntsandstein handelt es sich um marine Bildungen in geringer Wassertiefe. Sie treten als rote, grünliche oder weiße Quarzsandsteine in einer Mächtigkeit bis zu 500 m auf.

Die marinen **Werfener Schichten** untergliedern sich in die liegenden Werfener Quarzite, die als hellgrüne bis weiße gut geschichtete Sedimente auftreten. Darüber lagern Werfener Schiefer, ausgebildet als rote bis violette, grüne oder graue glimmerreiche Tonschiefer oder schiefrige Sandsteine. Geringmächtige braungraue Werfener Kalke mit detritischen Beimischungen schließen die Schichtfolge ab. Die Werfener Schichten erreichen Mächtigkeiten von 300 m bis 500 m. Hydrogeologisch betrachtet wirken die Werfener Schichten vergleichsweise stauend. Die feinkörnigen eher als inkompetent zu betrachtenden Werfener Schiefer neigen nicht dazu, offene Klüfte und damit eine entsprechende Kluftporosität auszubilden. Die Wasserführung ist damit an die ausgeprägten Sedimentstrukturen gebunden, die sowohl in den Quarziten als auch in den Schiefern auftreten und zu einer starken Anisotropie der Durchlässigkeiten innerhalb des Schichtpaketes führen. Das Retentionsvermögen dieser Gesteine beschränkt sich auf die grobkörniger ausgebildeten schiefrigen Sandsteine.

## 4.2.2 Anis

An der Wende von Unter- zur Mitteltrias im Anis beginnt die Ausbildung einer Karbonatplattform mit zahlreichen regionalen Faziesvariationen. Die Reichenhaller Schichten, als unterstes Schichtglied bedecken dabei jedoch noch den gesamten Raum als Wechselfolge dünn-schichtiger, schwarzer dolomitischer Kalke, sandiger Mergel und Rauhwacken. Vor allem die Rauhwacken, als evaporitische Bildungen, sind im westlichen Abschnitt des Untersuchungsraumes als markanter Horizont ausgebildet. Sie erreichen Mächtigkeiten von maximal 500 m im Westabschnitt bei wesentlich geringeren Mächtigkeiten von ca. 30 m im Ost- und Mittelabschnitt. Hydrogeologisch sind die Rauhwacken besonders wegen ihrer Neigung zur chemischen Verwitterung von Bedeutung. Aufgrund der guten Wasserlöslichkeit der evaporitischen Gesteine bilden sich bereichsweise große Hohlräume aus, die eine stark anisotrope Wasserwegigkeit im Gebirge bewirken. Andererseits führen jedoch die Quellfähigkeit (z.B. von Anhydrit) sowie das sehr plastische Verhalten dieser Gesteine häufig zum Verschließen potenzieller Wasserwege. Aufgrund der guten Löslichkeit wirken diese Gesteine stark auf die hydrochemische Zusammensetzung der sie durchfließenden Wässer ein. Eine Beeinflussung zeigt sich dabei vor allem im Sulfatgehalt, der diesbezüglich als hydrochemischer Leitparameter fungieren kann.

Die Reichenhaller Schichten werden im Faziesraum Hauptdolomit von **Gutensteiner Kalk** überlagert. Bei der unter reduzierenden Bedingungen abgelagerten Einheit handelt es sich um dünnbankigen schwarzgrauen Kalk mit charakteristischen Wühlspuren. Er weist Mächtigkeiten von ca. 150 m, im Osten vereinzelt bis 200 m auf. Den Gutensteiner Kalken wird aufgrund ihrer guten Verkarstungsfähigkeit eine gute anisotrope Wasserwegigkeit und ein ge-

ringes Retentionsvermögen bescheinigt. Sie führen dabei Wässer vom Calcium-Hydrogenkarbonat-Typ (PFLEIDERER, 1999).

### 4.2.3 Ladin

Bereits an der Wende Anis-Ladin setzt die Sedimentation von Reiflinger Kalk und Partnachsichten ein. Der knollige geschichtete helle **Reiflinger Kalk** zeichnet sich durch seinen Hornsteinreichtum aus. Verbreitete Ton- bis Tonmergelzwischenlagen wurden als Tuffe identifiziert. Dieser in tieferem Meer unter reduzierten Sedimentationsraten gebildete Kalk erreicht Mächtigkeiten von bis zu 200 m. Aufgrund seines Hornsteinreichtums sowie der Tonmergelzwischenlagen neigt der Reiflinger Kalk nur in geringem Maße zur Verkarstung und bietet daher nur geringe Wasserwegigkeiten und wegen der fehlenden Porosität auch nur geringes Retentionsvermögen.

Nördlich und westlich wird der Reiflinger Kalk von den max. 600 m mächtigen **Partnachsichten** abgelöst, die eine mergelreiche stärker feinklastisch beeinflusste Beckenvariante darstellen. Die dunklen bis schwarzen Mergel und Mergelkalke, die vor allem im westlichen Bereich des Untersuchungsraumes auftreten, zeigen geringe Verkarstungsfähigkeit und wegen der feinkörnigen klastischen Anteile auch keine offenen Klüfte, so dass sie als relative Stauer auftreten.

Weiter im Süden schließen mit **Steinalmkalk** und **Wettersteinkalk** bereits stärker von der Riffnähe beeinflusste Sedimente an, die lokal Mächtigkeiten von maximal 1.700 m erreichen und hier den fließenden Übergang von Hauptdolomit- zu Dachsteinkalkfazies markieren. Während in den nördlicheren rifffernsten lagunären Bereichen gut gebankte Wettersteinkalke vorliegen, liegen diese in Riffnähe massig vor. Eine häufig auftretende dolomitisierte Ausprägung des Wettersteinkalks wird als Wettersteindolomit (gebankt) und Ramsaudolomit (massig) bezeichnet. Wettersteinkalk sowie der östlich stärker vertretene Steinalmkalk weisen als stark verkarstete Einheiten gute Wasserwegigkeiten bei geringem Speichervermögen auf.

Der hydrochemisch prägende Prozess, den Wässer innerhalb der oben genannten Einheiten durchlaufen, ist die Calcit-Lösung, so dass hier Wässer des Calcium-Hydrogenkarbonat-Typs gebildet werden. der

### 4.2.4 Karn

Im Karn endet die Entwicklung der Karbonatplattform und eine Regression mit gesteigerter terrigener Sedimentzufuhr führt zu einem Ausgleich der Faziesräume. Es setzt die Bildung der vor allem im westlichen Bereich der Ostalpen verbreiteten terrigen dominierten **Raibler Schichten** ein. Sie gliedern sich in eine untere, mittlere und obere Schiefertonserie mit Schiefern und Sandsteinen, die jeweils von einer unteren, mittleren und oberen Karbonatserie unterbrochen wird. Die Abfolge repräsentiert damit eine Wechselfolge von Trans- und Regressionen. In den Karbonathorizonten wechseln sich Kalke und Dolomite ab. Den Abschluss des obersten Karbonathorizontes und damit die Unterlage für den in der Folge abgelagerten Hauptdolomit bilden Rauhwacken, Gips und Anhydrit.

Während die klastischen Abfolgen (und hier nur die Sandsteine) nur sehr geringe Wasserwegigkeiten über etwaige Kleinklüfte oder Porenräume aufweisen, können Verkarstungsstrukturen innerhalb der Karbonatserien zu guten stark anisotrop ausgebildeten Wasserwegigkeiten führen. Dies trifft vor allem auf den Bereich der obersten evaporitisch beeinflussten Abfolgen zu. Die innerhalb dieser Einheiten zirkulierenden Wässer weisen neben Calcium,

Magnesium (aus den dolomitischen Bereichen) und Hydrogenkarbonat auch erhebliche Sulfatgehalte auf.

Die hochplastischen Eigenschaften der evaporitischen Anteile der Raibler Schichten führen außerdem häufig zu einer tektonisch bedingten Mobilisierung. So finden sich häufig Einschuppungen von Raibler Schichten innerhalb von stratigrafisch weit oberhalb anzusiedelnden Gesteinabfolgen.

Weiter östlich sind die Lunzer Schichten weiter verbreitet. Sie treten zunächst mit den **Trachycerasschichten**, geringmächtige dünnplattige schwarze Kalkschiefer auf, die von marinen Tonschiefern, den **Rheingrabener Schichten** überlagert werden. Diesen auflagernd findet sich dann schließlich der terrigene **Lunzer Sandstein**, welcher sich aus den liegenden gut gebankten Sandsteinen, Grauwacken und Arkosen, den überlagernden Lunzer Schiefern und hangend einem geringmächtigen Sandsteinpaket zusammen setzen. Innerhalb der Lunzer Schiefer (schiefrige Sandsteine und Tonschiefer) sind auch Kohleflöze bekannt. Die Lunzer Schichten, die aufgrund ihrer terrigenen Herkunft und daher hauptsächlich siliziklastischer Ausprägung nicht verkarstungsfähig sind, weisen aufgrund ihrer Feinkörnigkeit auch nur geringe Kluftporositäten auf. Sie fungieren damit für ihre karbonatische Umgebung als relativer Stauer und haben auch nur ein sehr geringes Retentionsvermögen.

Im östlichen Bereich setzt bereits am Ende des Karns wieder die marine Sedimentation mit der Bildung der **Opponitzer Kalke** ein. Diese gliedern sich in eine liegende Rauhwacke mit überlagernden Mergellagen und relativ mächtigen Gipszwischenlagen, die von grauen bis gelblichen mikritischen (aus Karbonatschlamm ohne Hohlräume durch heraus gelöste Komponenten) Kalken überlagert wird. Den Abschluss der Opponitzer Kalkfolge bildet ein weiterer Rauhwackenhorizont. Während die evaporitischen Anteile sehr gute Löslichkeit und damit sehr gute Verkarstungsfähigkeit aufweisen, zeigen die mikritischen Kalke nur mäßige Neigung zur Verkarstung. Je nach Verkarstungsgrad weisen die Opponitzer Kalke daher gute Wasserwegigkeiten aber ein geringes Retentionsvermögen auf. Durch die abschnittsweise Lösung von Gips bilden sich innerhalb der Opponitzer Kalke Wässer, die neben Calcium und Hydrogenkarbonat auch Sulfatgehalte aufweisen können.

Die karnischen Ablagerungen, die sowohl mit den Raibler Schichten im Westen als auch mit Opponitzer Kalken im Osten mit evaporitischen Schichtgliedern abschließen, bilden die Basis des Hauptdolomits und dienen diesem zum einen als tektonischer Gleithorizont und können zum anderen die Beschaffenheit der Wässer des Hauptdolomits wesentlich beeinflussen.

#### 4.2.5 Nor

Im Nor findet die Bildung des bis zu 2.000 m mächtigen **Hauptdolomits** innerhalb eines lagunären Ablagerungsraums unter leicht hypersalinaren Bedingungen statt. Innerhalb dieser Lagune bilden sich dabei unterschiedliche Faziesräume aus. Neben den Küstenbereichen mit Gezeitenzone (intertidal) sowie den nur bei Hochwasserereignissen überfluteten (supratidal) Strandgebieten entstehen in den ständig wasserbedeckten Gebieten (subtidal) bis zum Hinterrißbereich in Abhängigkeit von der Wassertiefe verschiedene ineinander verzahnende Ablagerungsräume. Mit Veränderungen der paläogeografischen Bedingungen erfolgen dabei mehrfach Verschiebungen der Grenzlinien zwischen den Faziesräumen.

Aufgrund von Transgressions-Regressionsabfolgen lassen sich grundsätzlich drei zeitlich aufeinander und damit räumlich übereinander folgende Großeinheiten ausscheiden.

Der **Unterer Hauptdolomit** repräsentiert Ablagerungen, die zum großen Teil innerhalb der Gezeitenzone bzw. kurzfristig im subtidalen Bereich gebildet wurden. Dieses Schichtglied erreicht Mächtigkeiten von max. 500 m.

Durch eine andauernde Regressionsphase entsteht der **Mittlere Hauptdolomit**, dessen Bildungsraum hauptsächlich als supra- bis intertidal beschrieben werden kann. Die Ablagerungen erreichen Mächtigkeiten bis 1000 m.

Der **Obere Hauptdolomit** zeichnet sich dagegen durch erneute Transgression und damit verbundenen Ablagerungen im vornehmlich subtidalen Bereich aus. Das Schichtpaket wird bis zu 1400 m mächtig.

#### Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models

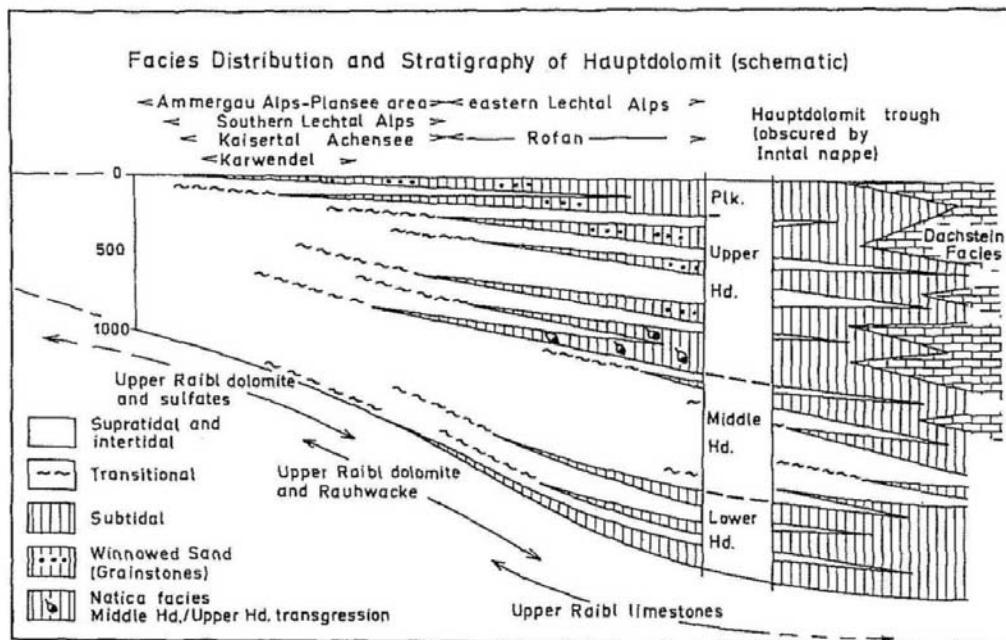


Abbildung 4.2-2: Stratigrafische Abfolge innerhalb der Lagune aus FRUTH & SCHERREIKS (1984). Die ineinander verzahnten Wechselfolgen von subtidalen und intertidalen Ablagerungen erfolgen aufgrund eines Wechsels Trans- und Regressionsvorgängen, von denen die wesentlichen zu einer Dreiteilung des Hauptdolomits in unterer, mittlerer und oberer Hauptdolomit führen.

Wesentlich detaillierter ableitbar sind die Trans- und Regressionsabfolgen im Lofer-Zyklothem (FISCHER, 1964). Diese zyklische Abfolge im Nor innerhalb des südlich an die Hauptdolomitzfazies anschließenden gebankten Dachsteinkalkes, der direkt hinter den Riffen abgelagert wurde, zeigt, dass die Regressionsphasen im Nor immer wieder zum kurzfristigen Trockenfallen der Karbonatplattform geführt haben.

Brekzien mit toniger Matrix eines supratidalen Ablagerungsraumes leiten dabei eine Transgression ein. Ihnen lagern zunächst dolomitische Algenmatten auf, die typisch für die intertidale Zone sind und werden schließlich von mächtigen fossilreichen Kalken des subtidalen Hinterriffbereiches überlagert. Diese Schichtfolge wird jeweils von einer Diskontinuitätsfläche begrenzt, an die sich wiederum eine basale Brekzie anschließt. Die Abfolge wiederholt sich mehrere hunderte Male.

Eine detaillierte räumliche Verteilung der Faziestypen im Hauptdolomit wurde von FRUTH & SCHERREIKKS (1984) für den Bereich westlich von Salzburg herausgearbeitet. Danach treten von Osten nach Westen aufeinander folgend folgende Hauptdolomitausbildungen auf:

#### Subtidale stärker kalkige Typen

- Oolithische Hinterriffafazies
- Schlammlagunenfazies
- Ferne Hinterriffflagunenfazies
- Küstennahe Plattenkalkfazies

#### Inter- bis supratidale dolomitische Typen

- Gemischte Fazies mit Gezeitenkanälen und Lacken
- Gemischte Schlam- und Dolomitsandfazies
- Algenmatten-Marschland
- Supratidale Schlammfazies

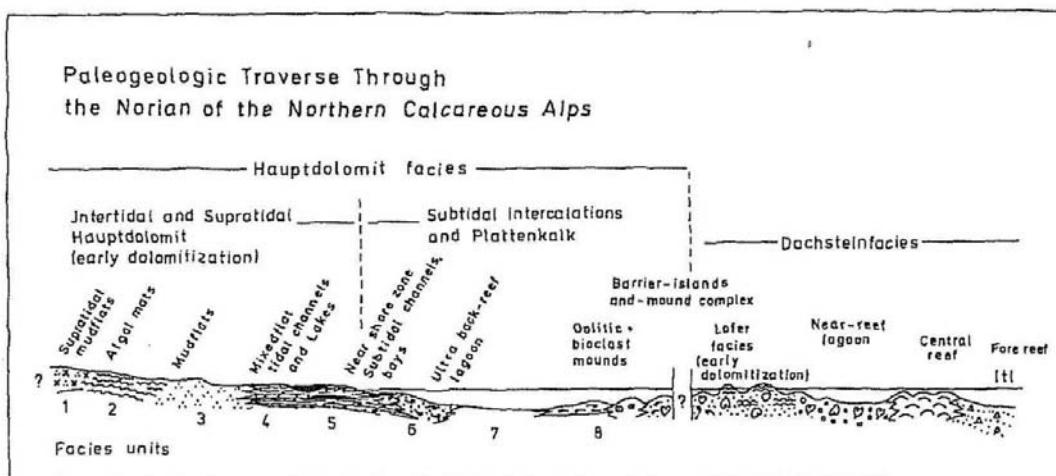


Abbildung 4.2-3: Faziesuntergliederung des Hauptdolomits im westlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen aus FRUTH & SCHERREIKKS (1984). Die Abbildung zeigt die verschiedenen Faziesgürtel zwischen Küste und Riffbereich, welcher die Dachsteinfazies markiert.

Die Darstellung zeigt die große Variationsbreite der Faziesverteilung innerhalb des lagunären Beckens mit angeschlossenem Wattbereich.

Während die subtidalen Faziestypen noch vom vorgelagerten Riffgürtel beeinflusst werden und stärker kalkig ausgebildet sind, zeigen die küstennäheren intertidalen und supratidalen Bereiche die dolomitische Ausbildung. Bituminöse Zwischenlagen wie die Seefelder Schichten mit ihrer charakteristischen Fischfauna entstehen dabei innerhalb von zeitweise abgeschlossenen Becken im intertidalen Bereich.

Die großen Faziesvariationen innerhalb des Hauptdolomits führen auch zu einer differenzierteren Betrachtung seiner hydrogeologischen Eigenschaften. Während die stärker kalkig ausgebildeten Bereiche bessere Verkarstungsfähigkeit und damit gute Wasserwegigkeit und geringes Retentionsvermögen aufweisen, zeigen die stärker dolomitisch ausgeprägten Anteile geringe Neigung zur Verkarstung, dafür jedoch eine charakteristische engscharige Klüftung mit der Ausbildung kleinster Kluftrhomben, die hydrogeologisch mit einem Porengrundwasserleiter mit großem Retentionsvermögen vergleichbar ist. Die lokal auftretenden bituminösen Mergellagen (Seefelder Schichten) wirken dazu als relative Stauer, die weder die Fähigkeit zur Verkarstung haben, noch nennenswerte Kluftporositäten ausbilden.

#### 4.2.6 Rhät

In der obersten Trias bildet sich innerhalb der Hauptdolomitfazies ein intralagunäres Becken aus, in dem eine Wechsellagerung von Mergeln, Mergelkalken und gut geschichteten dunklen fossilreichen Kalken der **Kössener Schichten** abgelagert werden. Die Kössener Schichten erreichen Mächtigkeiten bis 350 m.

Den Abschluss der Triassedimentation bilden die **Oberräthkalke**, die in Riffazies mit Vor- und Hinterriffbereichen, Riffschuttablagerungen und zentralen massigen Riffbereichen ausgebildet sind. Die Oberräthkalke werden lokal bis 200 m mächtig.

Die Kössener Schichten sind aufgrund ihres großen Anteils an Mergeln als relative Stauer innerhalb der triadischen Schichtfolge zu betrachten. Sie haben in den mergeligen Abschnitten keine Verkarstungsfähigkeit, Wasserwegigkeiten sind an offene Klüfte gebunden, die nur sehr untergeordnet auftreten, da die tonigen Anteile des Gesteins zum Wiederverschließen von Klüften führen. Das Retentionsvermögen ist aufgrund fehlender Porosität gering.

Die Oberräthkalke bilden dagegen einen klassischen Karstwasserkörper aus. Sie weisen gute Verkarstungsfähigkeiten auf, bilden dadurch große Hohlräume aus, über die Niederschlagswässer rasch abfließen können. Dementsprechend ist ihr Retentionsvermögen sehr gering. Hydrochemische Untersuchungen weisen für Oberräthkalke Wässer vom Calcium-Hydrogenkarbonat-Typ aus (PFLEIDERER, 1999).

#### 4.2.7 Sonderstellung des Hauptdolomits

Die oben dargestellten stratigrafischen Verhältnissen innerhalb der triadischen Einheiten der Hauptdolomitfazies in Zusammenschau mit deren hydrogeologischen Eigenschaften machen einerseits deutlich, in welches Umfeld die mächtigen Dolomitablagerungen (die Hauptgegenstand der vorliegenden Arbeit sind) eingebettet sind. Zum zweiten zeigen sie bereits die Sonderstellung des Dolomits aus hydrogeologischer Sicht im Vergleich zu seinen benachbarten Schichtgliedern.

Die nachfolgende Tabelle gibt einen Überblick über die hydrogeologischen Eigenschaften der stratigrafischen Einheiten der Trias innerhalb der Hauptdolomitfazies.

Einheit	Lithologie	Neigung zur Verkarstung	Retentionsvermögen	Wasserwegigkeit	hydrochemische Zuordnung
Oberräthkalk	Kalk	gut	gering	gut über Karsthohlräume	Ca-HCO <sub>3</sub>
Kössener Schichten	Mergel	gering	gering	keine	Ca-HCO <sub>3</sub>
Hauptdolomit	Dolomit, Kalk	gering nur bei Kalk	hoch bei fehlender Verkarstung	gut über Kluftsystem	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>
Raibler Schichten	Kalk, Schiefer, Rauwacken	gut	gering	gut Karsthohlräume	Ca-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>
Opponitzer Kalk	Kalk, Rauwacken	gut	gering	gut Karsthohlräume	Ca-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>
Lunzer Sande	Sandstein, Schiefer	keine	gering	gering über Kleinklüfte und Poren	Ca-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>
Partnach Schichten	Mergelkalke	gering bis mittel	gering	gering über Karsthohlräume, relativer Stauer	Ca-HCO <sub>3</sub>
Steinalmkalk	Kalk	gut	gering	gut über Karsthohlräume	Ca-HCO <sub>3</sub>
Wettersteinkalk	Kalk	gut	gering	gut über Karsthohlräume	Ca-HCO <sub>3</sub>
Reiflinger Schichten	Mergelkalke	gering	gering	gering über Karsthohlräume	Ca-HCO <sub>3</sub>
Gutensteiner kalk	Kalk	gut	gering	gut über Karsthohlräume	Ca-HCO <sub>3</sub> -
Reichenhaller Schichten	Kalke, Mergel, Rauwacken	mittel	gering	mittel über Karsthohlräume	Ca-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>
Wurfener Schichten	Sandsteine, Schiefer	keine	je nach Ausbildung gering bis mittel	gering über Poren und Klufthohlräume	je nach Liefergebiet

Tabelle 4.2-1: Überblick über die Stratigrafie, Lithologie und hydrogeologischen Eigenschaften der triadischen Einheiten im Faziesraum Hauptdolomit.

Der Dolomit innerhalb der Hauptdolomitformation ist die einzige Einheit des Faziesraumes, die ein hohes Retentionsvermögen für die Gebietsniederschläge aufweist. Es besteht nur geringe Verkarstungsfähigkeit, die Wasserführung erfolgt innerhalb des ausgeprägten Kluftsystems, das in Kap. 4.5 noch näher beleuchtet wird.

Demgegenüber zeigen die rein kalkigen Formationen große Neigung zur Verkarstung, was zu einem schnellen Versickern und Abfließen der Niederschläge führt. Retention der Gebietsniederschläge findet nur in sehr geringem Ausmaß statt. Wenn keine Verkarstungsfähigkeit besteht, wie dies bei Sandsteinen, Schiefern aber auch bei Mergeln der Fall ist, liegt nur geringes effektives Hohlräumvolumen vor und es besteht damit keine Möglichkeit zu Infiltrierung sowie zum Transport und Speicherung von Niederschlagswässern.

Grund für die Sonderstellung des Dolomits ist zum einen die geringere Löslichkeit, die Verkarstung verhindert zum anderen seine vom Kalk abweichende Reaktion auf Druck und Temperatur im Rahmen tektonischer Beanspruchung. Während Kalke leichter plastisch verformbar sind, reagiert Dolomit auf Druck und Temperatur durch spröde Verformung in Form engschariger Klüftung. Beide Phänomene haben ihre Ursache in der unterschiedlichen Ionengröße von Calcium und Magnesium (s. Kap. 4.4).

### 4.3 Tektonik

Die ausgewählten Untersuchungsräume befinden sich am Nordrand der nördlichen Kalkalpen. Der tektonische Bau der Nördlichen Kalkalpen zeichnet sich generell durch einen ausgeprägten Decken- und Schuppenbau aus. Decken- und Faziesgrenzen verlaufen dabei nicht grundsätzlich gleich. Mit Bajuvarikum, Tirolikum, Hoch- und Tiefjuvavikum lassen sich im Bereich der mittleren Nördlichen Kalkalpen zunächst vier tektonische Großeinheiten nen-

nen, deren Verbreitung in W-E-Richtung stark variiert. Im Untersuchungsgebiet bilden tiroli-sche Decken den wesentlichen Anteil am Deckenbau.

Das Tirolikum mit der Staufen-Höllengebirgsdecke überschiebt etwa im Bereich von Kufstein die bajuvarische Lechtaldecke teilweise. Ab dem Bereich Bad Reichenhall wird diese gänzlich von der Staufen-Höllengebirgsdecke überschoben, die von hier an nach Osten bis auf Höhe Almtal den wesentlichen Deckenkomplex bildet. Ihr lagern in diesem Bereich die Berchtesgadener Decke sowie die Dachstein- und die Hallstätter Decke als wesentliche juvavische Deckenkomplexe auf. Östlich des Almtales tritt mit der Reichramminger Decke eine der bajuvarischen Lechtaldecke vergleichbare Einheit auf. Von hier an weiter nach Osten wurde die bajuvarische Decke nicht mehr vollständig vom Tirolikum überschoben, so dass hier am Kalkalpennordrand erneut bajuvarische Decken auftauchen. Die Reichramminger Decke wird nach Osten durch die Weyerer Bögen vom Frankenfelser-Lunzer Deckensystem abgelöst, wobei die Lunzer Decke sich bis zum Ostrand des Untersuchungsgebietes durchzieht und hier den Nordrand der Nördlichen Kalkalpen bildet. Die ausgewählten Messstellen befinden sich mit Ausnahme der beiden östlichsten Erschließungen im Bereich der Staufen-Höllengebirgsdecke. Die Erschließungen östlich des Almtales liegen innerhalb der Reichramminger bzw. der Frankenfelser-Lunzer-Deckenkomplexe.

Zur Erklärung der aktuellen Position und Struktur der Nördlichen Kalkalpen wurden auf Basis von Falten, Störungszonen, Überschiebungen und Kluftstrukturen von PERESSON & DECKER, 1997 insgesamt 6 postgosauische Deformationsphasen erarbeitet.

Auf drei NW- bis NE-gerichteten Kompressionsphasen zwischen Eozän und mittlerem Miozän folgt demnach im Miozän eine bedeutende E-W-gerichtete Extension, die ältere Strukturelemente überprägt. Eine von DECKER et al. (1994) als „laterale Extrusion“ beschriebene ostwärts Bewegung der Zentralalpen ist der Motor für die Miozäne tektonische Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen. Entlang der sinistralen Blattverschiebung der Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Linie (SEMP) weichen die Zentralalpen nach Osten aus. Die Nördlichen Kalkalpen, als Übergangszone zwischen den mobilisierten Zentralalpen und dem unbeeinflussten Kalkalpenvorland, sind durch die Anlage N- bis NE-gerichteter sinistraler Blattverschiebungen, wie z.B. der Königssee-Lammertal-Traunsee-Blattverschiebung von dieser Deformationsphase betroffen. Zwischen den großen Blattverschiebungssystemen kommt es zur Ausbildung konjugierter E und W gerichteter Abschiebungen und mehr oder weniger N-S-streichender Zerrspalten. Im Detail werden diese Strukturen als hydrogeologisch bedeutend für den Bereich der Oberösterreichischen Kalkvoralpen östlich der Enns in PFLEIDERER (1999) beschrieben.

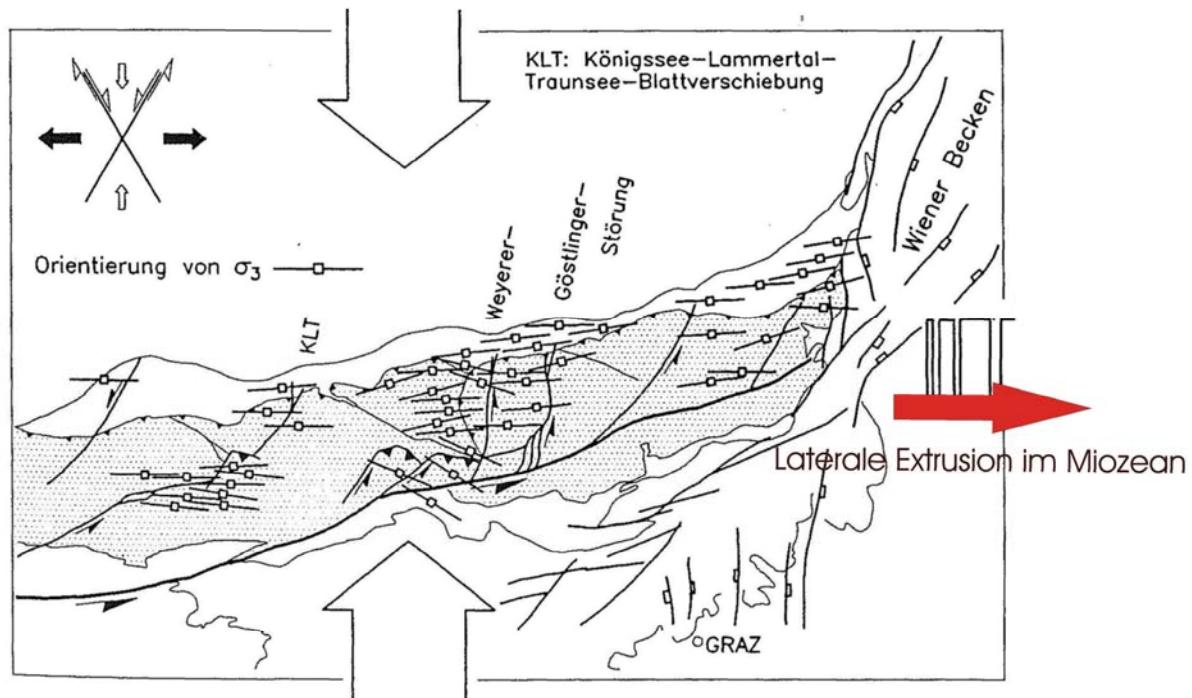


Abbildung 4.3-1: Paläospannungsverteilung innerhalb der Nördlichen Kalkalpen während der miozänen E-W-Extension, die u.a. zur Ausbildung N-S-streichender annähernd vertikaler Zerrspalten führt. (aus DECKER, 1994)

Die beiden jüngsten Deformationsphasen, die als spät- bis postmiozän (SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997) eingestuft werden, äußern sich als E-W-gerichtete Einengung in Verbindung mit N-S-gerichteter Extension. Diese beiden jüngsten Ereignisse wurden für den zentralen Teil der Nördlichen Kalkalpen im Großraum Salzburg durch SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997 bestätigt.

Sie äußern sich durch N-S-orientierte Faltenachsen, NE-SW-streichende Blattverschiebungen sowie NE-SW-streichende reaktivierten Abschiebungen und vereinzelt E-W-streichende Extensionsklüfte. Für das Gebiet der Oberösterreichischen Kalkvoralpen östlich der Enns wird diesen Strukturen in PFLEIDERER (1997) hydrogeologisch nur eine untergeordnete Bedeutung beigemessen, da hier kaum neue Trennflächen gebildet werden und die Bewegungen im Wesentlichen entlang bestehender Trennflächen ablaufen.

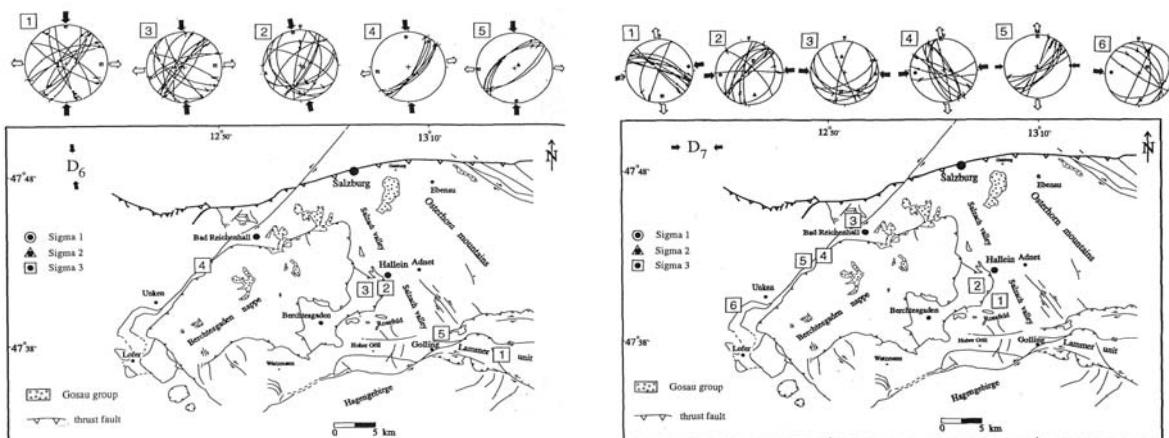


Abbildung 4.3-2: Paläospannungsanalyse der miozänen Deformationsereignisse im Raum Salzburg aus SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997. Die Darstellung links zeigt die Strukturdaten, die der E-W-Extensionsphase in Zusammenhang mit der lateralen Extrusion der Zentralalpen im mittleren Miozän zugeordnet werden. Die linke

Abbildung zeigt die Geländedaten, aus denen die im Spätmiozän folgende E-W-Kompression mit anschließender N-S-Extension abgeleitet wurden.

Den jüngsten tektonischen Ereignissen, hier vor allem der mittelmiozänen E-W-Extension, gilt bei der Betrachtung der hydrogeologischen Eigenschaften der Kluftaquifere größtes Interesse. Ältere Deformationsstrukturen werden von jüngeren überprägt, so dass offene Klüfte nur der letzten sprödtektonischen Ereignisse im Gebirge erhalten bleiben und so hydrogeologisch wirksam werden können.

#### 4.4 Geochemische und hydrochemische Grundlagen

Das Mineral Dolomit mit der Summenformel  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  ist Hauptbestandteil des reinen Dolomitgesteins. Neben der stöchiometrischen Verteilung von Calcium und Magnesium im Verhältnis 1:1 weist der Dolomit außerdem einen hohen Ordnungsgrad innerhalb des Kristallgitters auf, in dem Calcium- und Magnesium abwechselnd schichtweise auftreten.

Ab Dolomitbildungstemperaturen von ca. 500 °C können Abweichungen von vom 1:1-Verhältnis auftreten, ab einer Temperatur von ca. 1100 °C besteht vollkommene Mischbarkeit zwischen Kalzit und Dolomit (s. Abbildung 4.4-1).

Je nach Temperaturen bei der Dolomitdiagenese kann daher das Idealverhältnis Calcium zu Magnesium von 1:1 zu Gunsten des Calciums verschoben sein.

Die Calcium-Magnesium-Mischreihe kann demnach von  $\text{Ca}_{100}\text{Mg}_0(\text{CaCO}_3)_{100}$  bis  $\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{50}(\text{CaCO}_3)_{100}$  je nach Bildungsbedingung jedes beliebige Verhältnis aufweisen. Mischungsverhältnisse, die mehr als 50% Magnesium enthalten sind nicht stabil (Ausnahme reiner Magnesit mit  $\text{Ca}_0\text{Mg}_{100}(\text{CaCO}_3)_{100}$ ) und werden daher nicht gebildet.

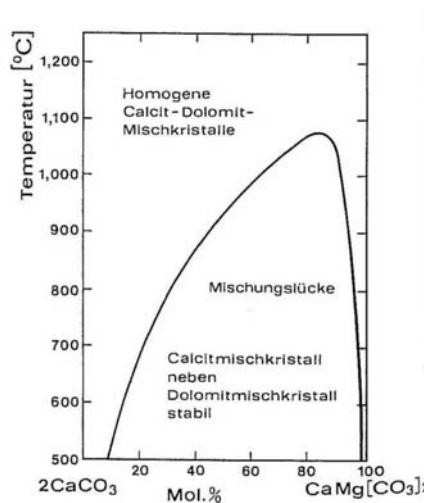


Abbildung 4.4-1: Isobares Temperatur-Konzentrations-Diagramm im System Kalzit-Dolomit aus Matthes, 1990. Bis 1100 °C besteht eine Mischungslücke, wobei mit zunehmender Temperatur immer mehr Dolomit eingebaut wird.

Im Vergleich zum Kalzitmineral ( $\text{CaCO}_3$ ), das im Kristallgitter neben dem Karbonat-Ion ausschließlich Calcium einbaut, wird im Dolomit ein Calcium-Ion durch ein Magnesium-Ion ersetzt. Die unterschiedliche Größe der beiden Ionen (Magnesium-Ion ist deutlich kleiner) wirkt sich thermodynamisch aus und führt daher zur Ausprägung unterschiedlicher chemisch-physikalischer Eigenschaften der beiden Minerale, die letztendlich auch zu unterschiedlichen

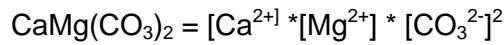
geologischen und hydrogeologischen Ausprägungen und Eigenschaften der aus ihnen gebildeten Gesteine Kalkstein und Dolomitgestein führen. Ein reines Dolomitgestein muss definitionsgemäß mindestens 50% Anteil an  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  aufweisen.

Die nachfolgenden Betrachtungen und Interpretationen lassen möglicherweise auftretende Mischungsverhältnisse zunächst außer Acht und beschränken sich auf die beiden Endglieder der Kalzit-Dolomit-Mischreihe sowie der jeweils reinen Ausprägung von Kalk- und Dolomitgestein.

Die beiden aus hydrogeologischer Sicht wesentlichen Unterschiede zeigen sich einerseits im unterschiedlichen Löslichkeitsverhalten, andererseits in der unterschiedlichen Reaktion auf Druck und Temperatur und damit auf Belastung im Rahmen tektonischer Beanspruchung des Gesteins.

### Löslichkeitsunterschiede

Da das Magnesium-Ion deutlich kleiner ist als das Calcium-Ion bindet es seine Liganden (in diesem Fall das Karbonat-Ion) stärker an sich und die Lösungsreaktion



ist energetisch aufwendiger als die Reaktion



und läuft daher sehr viel langsamer ab. Quantifizierbar ist dieser Umstand durch die vergleichende Darstellung der Löslichkeitsprodukte von Kalzit und Dolomit.

Die Löslichkeit von Stoffen wird über das auf dem Massenwirkungsgesetz



beruhenden Löslichkeitsprodukt  $K_L$  definiert. Dabei handelt es sich um eine temperatur- und druckabhängige Gleichgewichtskonstante, die sich aus dem Produkt der Aktivitäten der gelösten Ionen dividiert durch die Aktivität des nicht dissozierten Feststoffes ergibt.

$$K_L = [\text{A}^n]^a * [\text{B}^n]^b / [\text{AB}]$$

Da der nicht dissozierte Feststoff definitionsgemäß eine Aktivität von 1 aufweist, lässt sich das Löslichkeitsprodukt vereinfacht als

$$K_L = [\text{A}^n]^a * [\text{B}^n]^b \text{ ausdrücken.}$$

Das Löslichkeitsprodukt eines Feststoffes ist in gesättigten Lösungen bei definierten Temperatur- und Druckbedingungen konstant und ergibt sich aus der freien Reaktionsenthalpie  $\Delta G_r$  (kJ/mol) und damit der Energie, die beim Lösungsvorgang eines Feststoffes frei wird (exotherme Reaktion) oder zugeführt werden muss (endotherme Reaktion).

Für die im Rahmen des gegenständlichen Projektes wichtigsten zu betrachtenden Feststoffe Kalzit und Dolomit ergeben sich aus den thermodynamischen Kennwerten der beteiligten

Phasen bei 25°C (die wiederum von den Radien der Ionen abhängig sind, s.o.) folgende Löslichkeitsprodukte (Werte entnommen aus APPELO, POSTMA, 2005):

$$K_{\text{Calcit}} = [\text{Ca}^{2+}] * [\text{CO}_3^{2-}] = 10^{-8,48}$$

$$K_{\text{Dolomit}} = [\text{Ca}^{2+}] * [\text{Mg}^{2+}] * [\text{CO}_3^{2-}]^2 = 10^{-17,09}$$

Obwohl die hydrochemischen Prozesse der Karbonatlösung und -fällung im Zusammenspiel von CO<sub>2</sub>-Partialdruck und pH-Wert (Karbonat-Kohlensäure-Gleichgewicht) (z.B. in APPELO POSTMA, 2005 oder MATTHEß, 1990) wesentlich komplexer sind, als hier dargestellt, sind in dem oben dargestellten unterschiedlichen Lösungsverhalten von Calcit und Dolomit die unterschiedlichen hydrogeologischen Verhältnisse eines Karstgrundwasserkörpers im Kalk im Vergleich zu einem Kluftgrundwasserkörper im Dolomit grundsätzlich begründet.

Während die bessere Löslichkeit von Kalzit die Karstbildung entlang von Störungszonen und Kluftstrukturen begünstigt und damit große Hohlräume und entsprechend gute Wasserwege schafft, ist die Verkarstung im Dolomit wesentlich geringer ausgeprägt, große Hohlräume treten nicht auf, die Wasserführung ist im Wesentlichen auf die bestehenden Kluftstrukturen beschränkt. Auftretende Hohlräume sind hier eher Produkt einer mechanischen als einer chemischen Verwitterung.

### Deformationsverhalten

Kalzit und Dolomit reagieren unterschiedlich auf Druck und Temperatureinwirkungen, denen sie im Rahmen tektonischer Beanspruchung ausgesetzt werden. Während Kalzit eher plastisch reagiert erfolgt im Dolomit eine spröde Verformung, die sich in der Ausbildung der für den Hauptdolomit charakteristischen Kleinkluftstruktur niederschlägt.

Für das unterschiedliche Verhalten der beiden Lithologien (Kalk und Dolomit), ist ebenfalls der unterschiedliche Ionenradius der beiden Elemente Calcium und Magnesium verantwortlich. Die im Kristallgitter des Kalzits vorhandenen Gleitflächen werden durch die unterschiedlichen Ionenradien im Dolomit blockiert und es kommt bei ausreichender Belastung zum Sprödversagen des Gitters.

Die unterschiedlichen Verformungseigenschaften zeigen sich auch in den unterschiedlichen Verwitterungsformen von Kalk und Dolomit. Während Kalke grobblockige Schutthalden ausbilden, verwittert Dolomit in seiner charakteristischen grusigen Form und bildet damit großflächige flacher verkaufende Schutthalden aus.



Abbildung 4.4-2: Grobes Blockwerk einer Kalkschutthalde im Vergleich mit einer typischen Dolomitschutthalde, die sehr viel feinkörnigere Komponenten aufweist und damit eine gleichmäßige Hangbedeckung ausbildet.

### Dolomitdiagenese

Zur Lösung des „Dolomitproblems“, wurden verschiedenste Theorien zur Dolomitfällung entwickelt (DEELMAN, 2006). Die mächtigen Dolomitvorkommen, wie sie die Hauptdolomitformation darstellt, sind vermutlich das Produkt einer frühdiagenetischen Umwandlung von Kalzit zu Dolomit im Bereich hochsalinärer Becken, wie sie Lagunen, Sabkhas, supratidale Küstenbereiche darstellen.

Ein denkbarer Mechanismus zur Dolomitbildung wird in DEELMAN, 2006 folgendermaßen beschrieben:

In den nur zeitweise mit Frischwasser versorgten Becken kommt es aufgrund der Verdunstung zu einer Aufkonzentration der Wässer. Es wird zunächst  $\text{CaCO}_3$  ausgefällt. Die sich bildenden Kalkschlämme werden von der magnesiumreichen Lösung durchströmt und Calcium-Ionen durch Magnesium-Ionen ersetzt, bis ein Ca-Mg-Verhältnis von 1:1 erreicht ist. Ist diese stöchiometrische Verteilung erreicht, stellt sich der für Dolomit charakteristische hohe Ordnungsgrad innerhalb des Kristallgitters ein. Das entstehende Mineral ist stabil und es kommt zu keinem weiteren Ionenaustausch. Bei dieser frühdiagenetischen Dolomitisierung unter Atmosphärenbedingungen bleiben Sedimentstrukturen im Wesentlichen erhalten.

Rezent wird die frühdiagenetische Dolomitbildung kleinräumig in Lagunenbereichen derzeit beobachtet.

Dieses Konzept wirft jedoch zahlreiche Fragen hinsichtlich der thermodynamischen Prozesse auf, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll. Es ist daher festzuhalten, dass die Mechanismen zur Bildung des frühdiagenetisch entstandenen Dolomitsgesteins bisher nicht endgültig geklärt sind.

Eine spätdiagenetische Dolomitisierung von Kalkgestein im Zuge von tektonischen Ereignissen unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen ist thermodynamisch leichter erklärbar, führt allerdings zu einer Zerstörung von Sedimentstrukturen. Da innerhalb der Dolomite der Hauptdolomitformation Sedimentstrukturen weit verbreitet sind, muss für diese im Wesentlichen eine frühdiagenetische Bildung angenommen werden.

### Hydrochemie

Der grundsätzliche Unterschied von Dolomitwässern im Vergleich zu Kalzitwässern liegt im Calcium-Magnesium-Verhältnis der jeweiligen Lösung. In Kalkaquiferen steht neben dem Karbonat-Ion hauptsächlich das Calcium-Ion zur Lösung zur Verfügung. Magnesium tritt je nach seinem Anteil im Gestein nur untergeordnet auf. Ein Dolomitaquifer weist dagegen in seiner idealen Ausprägung ein Calcium-Magnesium-Verhältnis im durchströmten Gestein von 1:1 auf, welcher sich auch in der Lösung widerspiegelt.

Zusätzlich zu diesem wesentlichen qualitativen Unterschied zeigen sich auch Unterschiede in der Quantität der gelösten Stoffe. So sind Hauptdolomitwässer trotz schlechterer Löslichkeit generell höher mineralisiert. Der Grund hierfür ist in der meist längeren Verweildauer der Wässer im Aquifer zu finden.

## **4.5 Modellhafte Beschreibung von Kluftgrundwasserkörpern**

Die Wasserführung ist in nicht oder sehr gering porösen Festgesteinsaquiferen grundsätzlich an vorhandene Kluftsysteme gebunden. Ausnahmen davon bilden verkarstungsfähige Gesteine wie Karbonate oder evaporitische Bildungen (Gips und Anhydrit), die entlang vorge-

zeichneter Kluftstrukturen aufgrund von Lösungsvorgängen Aufweitungen erfahren und Karsthöhlräume ausbilden, die zu einer wesentlichen Veränderung der Fließbewegung innerhalb des Aquifers führen. Neben der Ausprägung von kilometerlangen, mehrere Hunderte Meter tiefen und oft mehrere Zehnermeter breiten Karsthöhlen im Gebirge, zeigen sich derartige Verkarstungsmechanismen auch durch das Auftreten von Dolinen oder Karrenbildungen an der Oberfläche.

Hinsichtlich der hydrogeologischen Bedeutung ist offensichtlich, dass Verkarstung grundsätzlich zu einer meist deutlichen Erhöhung der hydraulischen Durchlässigkeiten des Gebirges führt, was in der Folge geringes Retentionsvermögen und damit sehr geringe Verweilzeiten der Wässer bewirkt. So werden in verkarsteten Gebirgen oft Verweilzeiten von wenigen Stunden bis Tagen zwischen der Infiltration im Bereich von Schwinden und dem Wiederaustritt an z.T. kilometerweit entfernten Quellen festgestellt.

Das Maß der Verkarstungsfähigkeit eines karbonatischen Gesteins ist damit wesentlich verantwortlich für die hydrogeologischen Eigenschaften des Aquifers.



Abbildung 4.5-1: Karstquelle aus Jura-Riffkalken im Vergleich zu einer Kluftquelle im Hauptdolomit. Große Schüttungsmengen aus großen Karsthöhlräumen stehen Klufthöhlräumen im Dezimeterbereich mit Schüttungsmengen von einigen Sekundenlitern gegenüber.

Im Vergleich zum allgemein sehr stark verkarstungsfähigen Calciumkarbonat kann der Dolomit (Calcium-Magnesium-Bikarbonat) aufgrund seines vom Kalk abweichenden Löslichkeitsverhaltens (s. Kap. 4.4) als gering verkarstungsfähiger karbonatischer Kluftgrundwasserkörper bezeichnet werden. Für den Bereich der oberösterreichischen Kalkalpen nordöstlich der Enns wird dem Hauptdolomit unter anderem von PFLEIDERER (1999) gute Verkarstungsfähigkeit bescheinigt. In den hier behandelten Untersuchungsgebieten konnten Verkarstungerscheinungen nur in geringem Ausmaß festgestellt werden.

Die hydrogeologischen Eigenschaften des Hauptdolomits werden in den Untersuchungsgebieten daher im Wesentlichen durch seine sprödtektonische Beanspruchung in Form von mehr oder weniger offenen Klüften geprägt. Da offene Klüfte grundsätzlich nur in Zusammenhang mit jüngster Tektonik zu sehen sind (ältere Strukturen werden im Zuge nachfolgender Bewegungsphasen wieder verschlossen bzw. überprägt), sind diese jüngsten Bewegungsphasen hinsichtlich der hydrogeologischen Eigenschaften von größter Bedeutung (siehe Kap. 4.3).

Großklüfte im Zentimeter- bis Dezimeterbereich als Folge regionaler strukturgeologischer Beanspruchung des Gebirges sind dabei für die Konzentration der Wässer und damit für die Ergiebigkeit einzelner Grundwasseraufschlüsse von großer Bedeutung, während Klein- und

Feinstklüfte (mm bis  $\mu\text{m}$ -Bereich) für die Infiltration der Wässer sowie für das Retentionsvermögen verantwortlich sind. Die Ausbildung von Klein- bis Mikroklüften stellt ein Charakteristikum des Hauptdolomits (s. auch Kap. 4.4) dar und ist verantwortlich für die insgesamt ausgezeichneten Speichereigenschaften der Formation.

Wenn eine der aufgezählten Kluftkomponenten fehlt, werden keine nutzbaren Wasservorkommen im Hauptdolomit festgestellt (FELLEHNER, 2003).

Für die Beschreibung der hydraulischen Eigenschaften von Kluftgrundwasserkörpern wurden verschiedene Modelle entwickelt, die der Tatsache Rechnung tragen, dass hier, anders als in Porengrundwasserkörpern, nicht von räumlich abgrenzbaren Homogenbereichen ausgegangen werden kann. Diese sollen nachfolgend erläutert werden.

#### 4.5.1 Modelle zur Interpretation von Pumpversuchen

Für die Ableitung der hydraulischen Eigenschaften aus der Auswertung von Pumpversuchen in durch Tiefbohrungen erschlossenen Kluftgrundwasserkörpern bedarf es der vorherigen Festlegung von einigen Grundannahmen, die in Form von Modellvorstellung zusammengeführt werden. Einige von verschiedenen Autoren entwickelte Modellvorstellungen für die Auswertung von Pumpversuchen wurden von KASSEBAUM, 2006 ausführlich in Zusammenhang mit der Auswertung der Pumpversuche an den Messstellen ER1 und ER4 im Untersuchungsgebiet Reit im Winkl dargestellt und hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit auf die vorliegende Situation im Hauptdolomit untersucht. Nachfolgend werden die Grundzüge dieser Modellvorstellungen skizziert:

##### statistisch zufällig und gleichmäßig verteilte Klüfte

Es wird ein repräsentatives Elementarvolumen in Form eines Quaders zu Grunde gelegt, dass in seiner Größe so gewählt werden muss, dass alle denkbaren hydraulischen Eigenschaften repräsentiert werden.

##### bevorzugte Leit- und Speicherschichten

In diesem Modell stehen stark wasserführende Horizonte guter Leitfähigkeit und geringem Speichervermögen Horizonten geringer Durchlässigkeit und großem Speichervermögen gegenüber, dabei kommen Zwei- oder Mehrschicht-Modelle zur Anwendung.

##### eine endlich dimensionierte Kluft

Eine Kluft (verschiedene Modellansätze berücksichtigen Vertikal- oder Horizontalklüfte) innerhalb eines unendlich ausgedehnten Aquifers wird in diesen Modellen durch den Pumpbrunnen erschlossen und die Entwicklung der Absenkung in mehrere Phasen eingeteilt, die den unterschiedlichen Einfluss der Kluft berücksichtigen.

##### Zweiporösitäts-Medium

Dieses Modell geht davon aus, dass der Aquifer aus zwei statistisch verteilten unterschiedlichen Porositäten aufgebaut ist. Dazu werden die Kluft- und die Matrixporosität definiert, wobei für die Kluftporosität grundsätzlich die größere hydraulische Leitfähigkeit angenommen wird. Die Druckverhältnisse bei der Entnahme im Brunnen sind dabei von zwei Parametern abhängig. Zum einen davon, wie leicht die Wässer von der Matrix in die Klüfte gelangen (Leakage-Faktor), zum anderen vom Verhältnis des Kluftspeichervermögens zum Gesamtspeichervermögen. Aus diesem Modell resultieren im Pumpversuch drei Abschnitte der Ab-

senkkurve. In einem ersten Abschnitt wird ausschließlich Wasser aus den Klüften entnommen, im zweiten Abschnitt wird der Zufluss aus der Matrix aktiviert, was zu einem Stagnieren der Absenkung führt, in einem dritten Abschnitt ist die Matrix geleert, die weitere Absenkung basiert wieder ausschließlich aus der Leitfähigkeit des Kluftsystems. Das Ausmaß der Durchlässigkeit der Matrix bestimmt, welcher der drei Kurvenabschnitte dominiert. Bei einer hohen Durchlässigkeit der Matrix (hoher Leakage-Faktor, Gesamtspeichervermögen ergibt sich zu einem großen Teil aus dem Speichervermögen der Matrix) können die Abschnitte eins und drei völlig vom Abschnitt zwei überlagert werden, da der Zufluss aus der Matrix mit Beginn des Pumpvorganges einsetzt und ein Leerpumpen der Matrix aufgrund der großen Zuflussmengen nicht erfolgt.

Innerhalb des Zweiporositäten-Modells finden verschiedene detaillierte Modellansätze zur Beschaffenheit von Kluft- und Matrixporosität (z.B. Größe und Form der Matrixblöcke, Auftreten von Skineffekten an den Kluftwänden) Anwendung.

KASSEBAUM (2006) nimmt für den Kluftgrundwasserkörper im Einzugsgebiet der beiden Erkundungsbohrungen ER1 und ER4 in Reit im Winkl das Zweiporositäten-Modell an, wobei er die Groß- und Kleinklüfte (Klüfte 1. Ordnung mit Öffnungsweiten im Dezi- bis Zentimeterbereich und Klüfte 2. Ordnung im Millimeterbereich) der Kluftporosität zuordnet, die Mikroklüfte (Klüfte 3. Ordnung) mit der Matrixporosität gleichsetzt.

Im Rahmen der Bearbeitung der Untersuchungsgebiete (Kap.5) wird überprüft, ob diese Modellannahme grundsätzlich regionalisierbar ist.

#### 4.5.2 Modelle zur Auswertung von Isotopen Daten

Zur hydrogeologischen Auswertung von Isotopen Daten wurden konzeptionelle Modelle des Strömungsfeldes entwickelt, die aus dem geologischen Modell des Einzugsgebietes abgeleitet werden. Grundsätzlich ist hier die Wahl des Modells unabhängig davon, ob es sich um einen Poren- oder einen Kluftgrundwasserkörper handelt. Stattdessen ergeben sich die nachfolgend erläuterten Modellvorstellungen aus der Betrachtung möglicher Infiltrationswege und Strömungsbahnen innerhalb des Aquifers.

Dazu wird der Aquifer oder ein sinnvoll abgrenzbarer Teilbereich als wasser durchströmte hydrochemisch und isotopisch homogene Box (Black-Box-Modell) angesehen. Innerhalb dieser Box wird das Strömungsverhalten durch eine mathematische Funktion beschrieben, die hydrogeologische Kenngrößen als freie Parameter enthält. Diese Funktion (Übertragungsfunktion) koppelt Inputdaten (z.B. Isotopen Datenreihen aus Niederschlagsmessstellen) mit den Messwerten (HEBERT, 1997). In die Berechnung fließen neben dem Input und der parameterspezifischen Abbaufunktion (z.B. Ausmaß des radioaktiven Zerfalls von Tritium während des Durchlaufens des Aquifers) auch die so genannte Wichtungsfunktion (oder Altersverteilungsfunktion) in die Berechnung ein.

Die Wichtungsfunktion ergibt sich aus der Art des gewählten Black-Box-Modells und spiegelt die Altersstruktur wider, die sich aus den Mischungsvorgängen im Aquifer ergibt.

Black-Box-Modelle für die Modellierung von Altersstrukturen aus Isotopen Daten (HEBERT, 1997):

##### Pistonflow-Modell (PM)

Das Pistonflow-Modell setzt voraus, dass die Filtrationsgeschwindigkeit längs aller Strombahnen gleich ist und ein bedeckter Grundwasserleiter mit eng begrenztem Infiltrationsgebiet

vorliegt. Es findet innerhalb des Aquifers keine Vermischung verschieden alter Wässer statt, die mittlere Verweilzeit entspricht der absoluten Verweilzeit der Wässer. Dieses Modell ist auf ausgedehnte bedeckte Porenaquifere mit definiertem abgrenzbarem Nährgebiet sowie auf den Abfluss innerhalb von gering verzweigten Karstschläuchen anwendbar.

Aufgrund der vorausgesetzten Oberflächenabdeckung setzt diese Abflussmodell einen gespannten Grundwasserkörper voraus.

#### Exponentialmodell (EM)

Das Exponentialmodell gibt die Altersverteilung innerhalb von gut durchmischten Grundwasserspeichern wider. Die Wässer am Quellaustritt geben dabei das gesamte Altersspektrum von jungen Wässern, die im Nahbereich des Austritts versickert sind bis zu den ältesten im Randbereich des jeweiligen Einzugsgebietes infiltrierten Wässern wider, sofern ein Aquifer mit über das Einzugsgebiet als homogen zu beschreibendem Aufbau erschlossen wird. Das Exponentialmodell trifft auch auf Wässer aus vollkommenen Brunnen in einem homogenen unbedeckten Aquifer zu.

Abbildung 4.5-1 stellt die Fließverhältnisse im Pistonflow- und im Exponentialmodell anhand eines Quellaustrittes dar.

Das reine Exponentialmodell setzt grundsätzlich ungespannte Verhältnisse im Grundwasserkörper voraus, da nur im ungespannten Aquifer eine flächendeckende Infiltration und damit vollständige Vermischung verschieden alter Wässer gegeben ist.

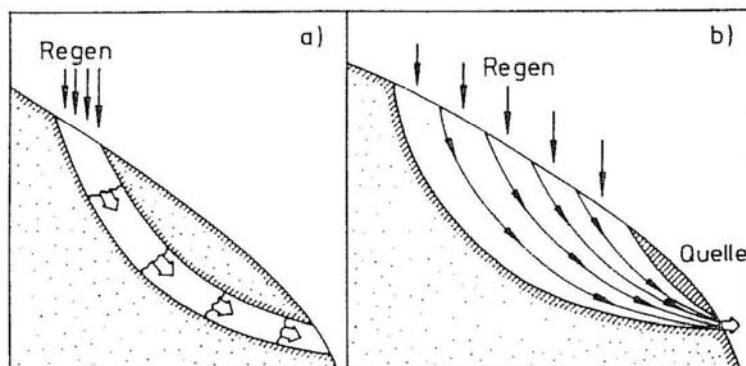


Abbildung 4.5-2: Beispiel für den Abfluss nach den Modellen Pistonflow a) und Exponential b) aus MOSER, RAUERT, 1980

#### Dispersionsmodell (DM) und Exponential-Pistonflow-Modell (EPM)

Diese kombinierten Modelle berücksichtigen die Tatsache, dass sowohl Exponential- als auch Pistonflow-Modell Extremfälle darstellen, die in der Natur nur sehr selten verwirklicht sind. Sie umfassen sowohl eine nach dem Pistonflow-Modell abfließende Komponente als auch eine Komponente, die sich nach dem Exponentialmodell verhält.

Die hydrodynamische Dispersion der Inputfunktion entlang des Fließweges wird im Dispersionsmodell durch einen zu definierenden Dispersionskoeffizienten berücksichtigt. Je genauer dieser Koeffizient bestimmt werden kann, umso besser gibt das gewählte Modell die Abflussverhältnisse im untersuchten System wieder. Das Dispersionsmodell ist immer anstelle der vorgenannten Modelle anwendbar, sofern hinreichend lange Zeitreihen von Messdaten vorliegen um die Bestimmung des Koeffizienten entsprechend abzusichern (HEBER, 1997).

Liegen derartige Messreihen nicht vor, wie hier der Fall, so kann eine vereinfachte Kombination von Pistonflow- und Exponentialmodell eine Annäherung an die tatsächlichen Verhältnisse liefern. Dabei können die Fließmechanismen sowohl seriell, d.h. nacheinander als auch parallel, also nebeneinander ablaufen. Ein derartiges Abflussmodell liegt z.B. innerhalb eines durch einen Brunnen aufgeschlossenen Porenaquifers vor, der bereichsweise bedeckt ist und somit in bestimmten Teufenbereichen Pistonflow-Verhältnisse aufweist, während andere Bereiche nach dem Exponentialmodell abfließen. Bezogen auf die hier zu betrachtenden Kluftaquifere ist ein kombiniertes Modell dann vorstellbar, wenn der Abfluss bereichsweise über Großklüfte abläuft, die in Abschnitten abgedichtet sind also nicht durchgehend über Klein- und Mikrokluftstrukturen erschlossen werden, bereichsweise über homogen verteilte Klein- und Mikroklüfte stattfindet. Der Abfluss über Großklüfte entspricht dabei näherungsweise der Pistonflow-Komponente, während der Abfluss über Klein- und Mikroklüfte mit einem exponentiellen Fließen gleichzusetzen ist.

#### Linearmodell (LM)

Das Linearmodell stellt eine hier nicht näher betrachtete Sonderform dar, die voraussetzt, dass die Aquifermächtigkeit eines unbedeckten Porengrundwasserkörpers in Fließrichtung linear zunimmt. Mit zunehmender Entnahmetiefe im Brunnen ergibt sich dabei ein zunehmender Fließweg auch ein zunehmendes Alter.

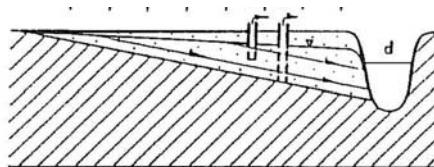


Abbildung 4.5-3: Beispiel für einen Grundwasserabfluss nach Linearmodell aus HEBERT, 1997

Für die gegenständlichen Untersuchungen innerhalb des geklüfteten Hauptdolomits sind bei der Zuordnung der jeweils besten Modellvorstellung jeweils folgende Fragen zu beantworten:

- Weist der Hauptdolomit im Einzugsgebiet der untersuchten Quelle oder des untersuchten Brunnens die charakteristische Klein- und Mikroklüftung auf, die für ein zumindest bereichsweise exponentielles Abfließen erforderlich ist?
- Wird bereichsweise das Fehlen der Klein- und Mikroklüftung festgestellt und so ein gleichmäßiger Zufluss über das gesamte Einzugsgebiet verhindert, so dass sich abschnittsweise Pistonflow-Verhältnisse einstellen können?
- Weisen Strukturdaten im Einzugsgebiet darauf hin, dass Großklüfte vorhanden sind, die eine parallele oder serielle Kombination des generell vorherrschenden Exponentialmodells mit einer Pistonflow-Komponente ermöglichen würden?
- Inwiefern spielen benachbarte Formationen und deren durch Verkarstung geprägten Fließwege eine Rolle für die Festlegung des Abflussmodells?

Das von KASSEBAUM (2006) für das Untersuchungsgebiet Reit im Winkl postulierte Zweiporositäts-Modell kann für das gegenständliche Projekt im Wesentlichen mit den Modellannahmen gleichgesetzt werden, die ein Dispersionsmodell bzw. hier vereinfacht ein kombiniertes EPM voraussetzt, wobei die Pistonflow-Komponente teilweise durch die Kluftporosität (Großklüfte), die Exponentialkomponente durch einen anderen Anteil der Kluftporosität (Kleinklüfte) sowie durch die Matrixporosität (Mikroklüfte) wiedergegeben werden. Auch ein reines EM lässt sich grundsätzlich mit den Rahmenbedingungen des Zwei-Porositäts-

Mediums gut vereinbaren. Dies liegt dann vor, wenn die Großklüfte auf ihrer gesamten Länge über Klein- und Mikroklüfte erschlossen werden und so zu jedem Zeitpunkt und an jeder Stelle der Kluft eine Vermischung unterschiedlich alter Wässer stattfindet.

## 5 Bearbeitung der Untersuchungsgebiete

### 5.1 Erkundungsbohrungen Reit im Winkl

#### 5.1.1 Beschreibung der Messstellen

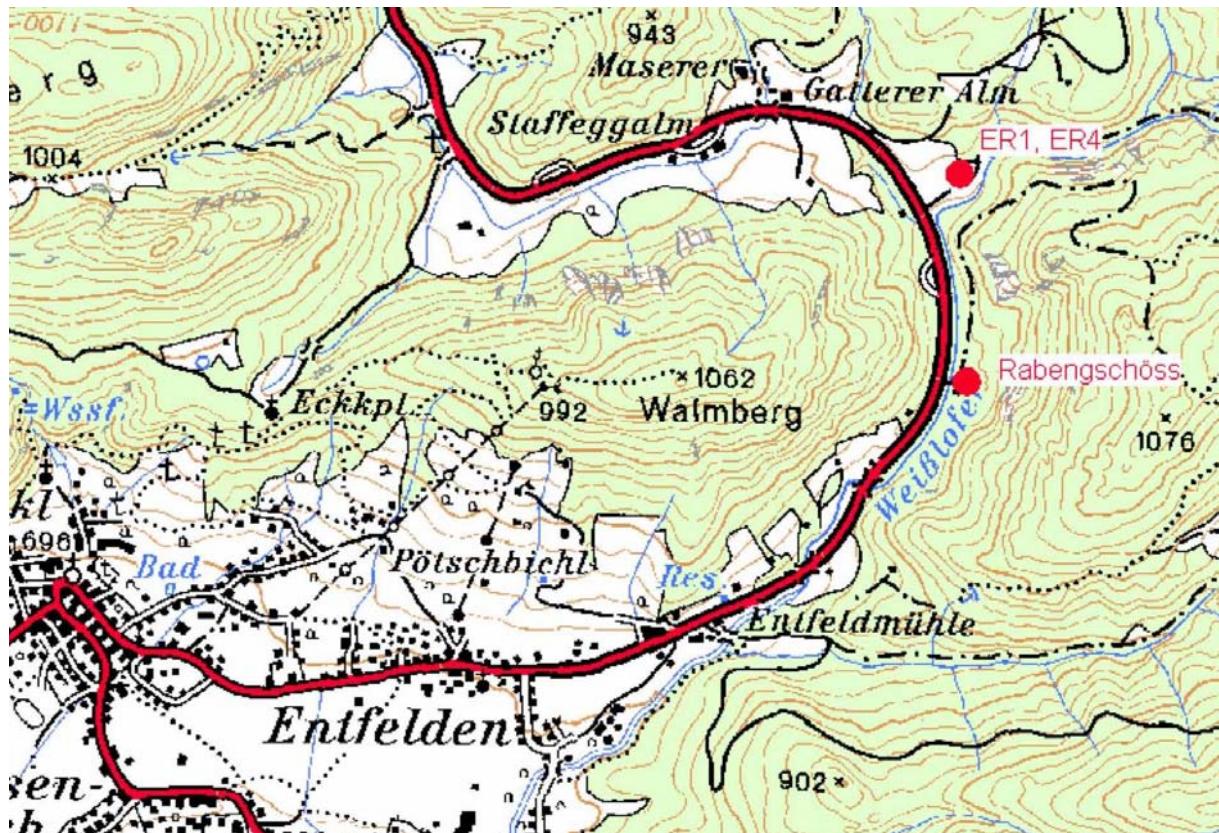


Abbildung 5.1-1: Lage der Erkundungsbohrung Reit im Winkl (Ausschnitt ÖK ohne Maßstab)

Die Grundwassererkundungsbohrungen befinden sich im Weißgraben östlich von Reit im Winkl. Die beiden Bohrungen ER1 und ER4, die ca. 30 m voneinander entfernt situiert sind, wurden bis zu einer Endteufe von 250 bzw. 247 m abgeteuft. Ein Ausbau erfolgte jeweils nur für die obersten ca. 100 m. Der untere Bereich beider Bohrungen ist freistehend. Der Ausbau der oberen Bereiche diente dabei vor allem der Absperrung oberer quartärbeeinflusster Grundwasserhorizonte. In beiden Bohrungen wurden artesisch gespannte Grundwässer erbohrt, wobei Drucke von 0,08 bis 1,65 bar gemessen wurden.

Bereits im Jahr 2005 nach der Errichtung der beiden Bohrungen wurden Kurzpumpversuche zur ersten Abschätzung der Ergiebigkeit des Aquifers durchgeführt.

Im Zeitraum Oktober bis Dezember 2006 wurden an beiden Bohrungen Pumpversuche über die Dauer von insgesamt 6 Wochen durchgeführt. Ziel dieser Dauerpumpversuche war die Erkundung des Kluftaquifers in Hinblick auf eine mögliche Nutzung zur Trinkwasserversorgung der Gemeinde Reit im Winkl. Neben der Ergiebigkeit des Aquifers sollte im Rahmen von hydrochemischen Untersuchungen eine mögliche Veränderung der Grundwasserqualität über die Pumpdauer untersucht werden.

Als dritte Messstelle in diesem Bereich wurde die Rabengschössquelle ausgewählt, die bereits zur Trinkwasserversorgung genutzt wird. Die Quelle liegt ca. 500 m von den Bohrpunkten entfernt und tritt aus einer NW-SE-streichenden Großkluft am orografisch linken Hang des Weißbachgrabens aus.

### 5.1.2 Datengrundlage

- KASSEBAUM, CH.; ZANKL, H. (2004) Schlussbericht über Explorationsmaßnahmen im Untersuchungsgebiet Reit im Winkl (unveröff. Bericht, Philipps-Universität Marburg).
- KASSEBAUM, Ch. (2006): Exploration von Trinkwasser aus geklüftetem Hauptdolomit in den Nördlichen Kalkalpen (Dissertation Philipps-Universität Marburg)
- Geo4 GmbH (2006): Protokoll zum Synchronpumpversuch ER1 und ER4, Reit im Winkl, 16.10. bis 29.11.2006

### 5.1.3 Geologisch-hydrogeologische Situation

Der Untersuchungsbereich befindet sich innerhalb der tirolischen Einheit der Staufen-Höllengebirgsdecke, die nur wenige Hundertmeter nördlich von Reit im Winkl mit der Grenze zur Lechtaleinheit endet. Das Gebiet ist generell durch weit gespannte Sättel und Mulden charakterisiert, wobei der gegenständliche Bereich dem NW-Teil der Großstruktur der Unkenner Mulde zuzuordnen ist. Der Bereich östlich von Reit im Winkl zeigt außerdem eine Vielzahl von Sattel-Muldenstrukturen mit nach W bis SW abtauchenden Achsen. Charakteristisch für den Nordteil des Tirolikums sind außerdem sinistrale NW-SE-streichende Störungssysteme.

Die beiden Bohrungen wurden abgesehen von einer 16 bzw. 11 m mächtigen Quartärüberdeckung zur Gänze innerhalb des Hauptdolomits abgeteuft. Die Profile zeigen generell einen Wechsel von kompaktem Hauptdolomit mit stark zerrütteten Bereichen. Den Zerrüttungszonen konnten sowohl über die Beobachtung des Ruhewasserspiegels als auch über die Interpretation von Eisenoxidbelägen auf den Kluftflächen die Wasserzutritte zugeordnet werden. Weitere und stärkere Zutritte finden jedoch in beiden Bohrungen über bis zur Endteufe festgestellte offene Klüfte mit Öffnungsweiten im Zentimeter- bis Dezimeterbereich statt. Diese wurden von KASSEBAUM & ZANKL (2004) als Klüfte 1. Ordnung klassifiziert. Die während der Bohrung angenommenen Zutrittszonen wurden im Zuge von geophysikalischen Bohrlochlogs sowie mittels Kamerabefahrungen bestätigt und ergänzt. Diese Großklüfte 1. Ordnung stehen über Klüfte 2. (Zentimeter- bis Millimeterbereich) und 3. Ordnung ( $\mu$ -Bereich) miteinander in Verbindung. Die untergeordneten Klüfte bilden damit die Wegigkeiten innerhalb des Hauptdolomits und ermöglichen die Infiltration der Niederschlagswässer.

Die Beobachtung der beiden 32,8 m voneinander entfernt liegenden Bohrungen im Zuge von Pumpversuchen sowie der Vergleich der Ruhewasserspiegel zeigen, dass zwischen beiden zwar eine hydrostatische Verbindung besteht - dies manifestiert sich in einer Verringerungen des Überdrucks an einer Bohrung während der Bepumpung der benachbarten Bohrung - jedoch keine direkte hydraulische Verbindung, da die jeweiligen Ruhewasserspiegel um mehr als 5,5 m voneinander abweichen (KASSEBAUM, 2006).

Die Auswertungen zeigen also, dass es sich im gegenständlichen Bereich um einen heterogenen stark anisotropen Kluftgrundwasserkörper handelt, welcher von einem vernetzten

System von Groß-, Klein- und Mikroklüften durchzogen ist. Kompakte ungestörte Felsbereiche bilden jeweils Stauhorizonte zwischen stärker gestörten Lagen aus.

Es ist anzunehmen, dass das vernetzte System von Groß- bis Mikroklüften bei bereichsweise sehr guter, bereichsweise sehr geringer Durchlässigkeit zu einer Mischung junger Wässer, die sich vornehmlich in Großklüften bewegen, mit alten Wässern, die über Klein- und Mikroklüfte zutreten, führt. Der ausschließlich über Großklüfte transportierte Wasseranteil kann dadurch einen bedeutenden Pistonflow-Anteil enthalten, während der Transport innerhalb der Klein- und Mirkoklüfte dem Exponential-Anteil entspricht.

### 5.1.4 Geländebeauftragter

Die erste Probennahme fand am 11.08.2004 im Zuge des Pumpversuches PV4/ER4 in der Bohrung ER4 statt. Die Proben wurden am Entnahmehahn der Pumpeinrichtung bzw. direkt aus dem freien Überlauf am Nachbarpegel ER1 entnommen. Zeitgleich wurden vom Bayerischen Geologischen Landesamt Proben zur hydrochemischen Analyse genommen. Auf eine eigene Geländeaufnahme kann aufgrund der detaillierten Aufnahmen von KASSEBAUM & ZANKL (2004) sowie KASSEBAUM (2006) verzichtet werden. Die von KASSEBAUM durchgeführten Geländeuntersuchungen bildeten die Grundlage für die Situierung der beiden Erkundungsbohrungen.

Die bei der Probennahme festgestellte elektrische Leitfähigkeit lag bei 340  $\mu\text{S}/\text{cm}$  bei einer Temperatur von 9,0 °C. Wie aus allen durchgeführten Pumpversuchen hervor geht, blieben die Vor-Ort-Parameter Temperatur und elektrische Leitfähigkeit jeweils über die Gesamtdauer annähernd unverändert.

### 5.1.5 Auswertung der hydrochemischen Daten

Zur Untersuchung der hydrochemischen Zusammensetzung der Wässer aus den beiden Bohrungen ER1 und ER4 sowie der Rabengschössquelle wurde auf zahlreiche Analysen zurückgegriffen, die im Rahmen des Projektes Grundwassererkundung in Bayern (KASSEBAUM & ZANKL, 2004) durchgeführt worden waren. Auf Basis dieser sowie zahlreicher weiterer hydrochemischer Daten von Grundwasseraufschlüssen der bayrischen Nordrandzone der Nördlichen Kalkalpen wurde von KASSEBAUM, 2006 eine Klassifizierung im Zweistoff-Diagramm (Calcium-Magnesium-Verhältnis) sowie im Dreistoff-Diagramm (Calcium-Magnesium-Sulfat-Verhältnis) durchgeführt. Die Klassifizierung über das Calcium-Magnesium-Verhältnis lässt neben der Zuordnung von Dolomitwässern, Calciumkarbonatwässern und deren Mischwässern auch eine Zuordnung von glaziofluviatil beeinflussten Wässern zu. Im Dreistoffdiagramm lassen sich außerdem sulfatbetonte Dolomit- oder Calciumkarbonatwässer von sulfatreichen Wässern unterscheiden. Die Wässer der Bohrungen ER1 und ER4 sowie jene der Rabengschössquelle wurden auf diese Weise eindeutig als reine Dolomitwässer klassifiziert.

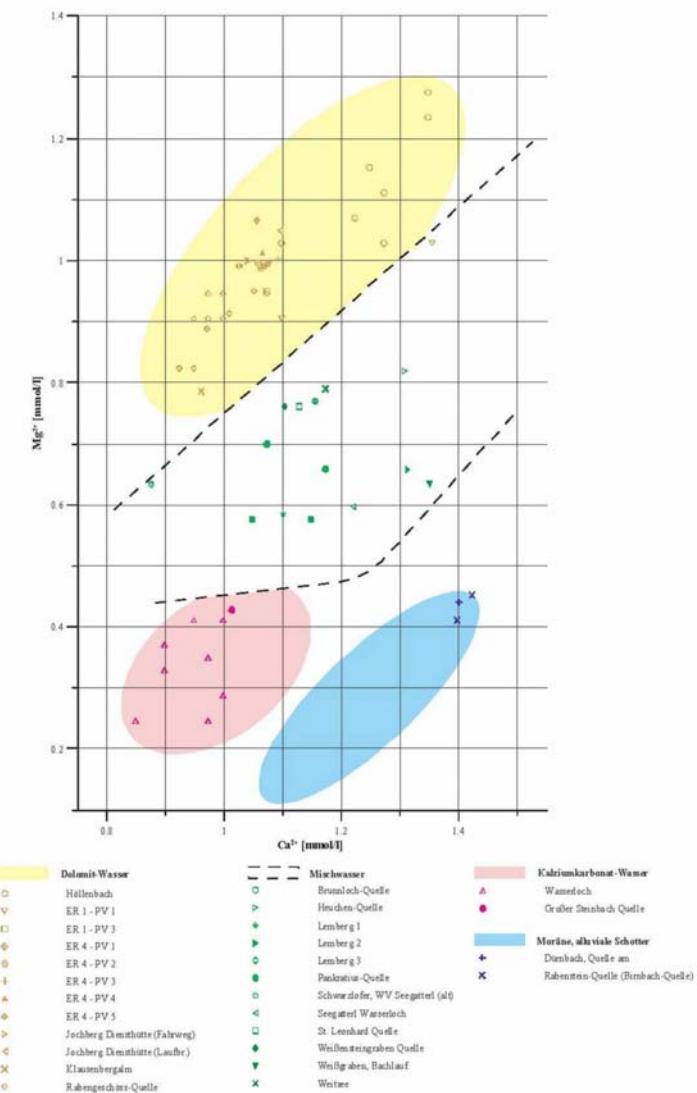


Abbildung 5.1-2: Klassifizierung im Dreistoffdiagramm aus KASSEBAUM, 2006. Dolomitwässer (gelb) werden von Mischwässern (grün) und Calciumkarbonatwässern (rot) unterschieden. Eine gering mineralisierte Ca-dominierte Gruppe (blau) wird als fluviatil beeinflusst interpretiert.

Mittels hydrochemischer Modellierung mit Hilfe des Programmpaketes PhreeqC wurden die verwendeten Daten auf Plausibilität und Vollständigkeit geprüft und ggf. über einen Angleich von pH-Wert, Hydrogenkarbonatgehalt oder Redoxpotential offensichtliche Fehler in der Analyse ausgeglichen. Basis der vorliegenden Auswertung bilden jeweils die so korrigierten Analysen.

Tabelle 5.1-1 zeigt die Ergebnisse der wichtigsten Parameter, bei denen es sich neben elektrolytischer Leitfähigkeit, pH-Wert und Temperatur um die Kationen Calcium, Magnesium, Natrium sowie die Anionen Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid handelt. Kalium und Nitrat spielen in allen Analysen nur eine sehr untergeordnete Rolle und wurden daher nicht in die Betrachtungen einbezogen. Bei den Untersuchungen wurden keine bakteriologischen Belastungen festgestellt, so dass grundsätzlich ein sehr kurzfristiger Oberflächeneinfluss auf die Wässer ausgeschlossen werden kann und organische Parameter nicht in die Betrachtung einbezogen werden müssen.

Messstelle	Probendatum	pH	el. Leitfähigkeit μS/cm	Temperatur °C	Na mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Ca/Mg- Verhältnis mmol/mmol	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l
ER1	29.09.2003	7.6	331	8.3	0.1	54.3	25.0	1.32	0.1	4.1	237.97
ER1	06.11.2003	7.77	318	8.6	0.1	42.1	23.3	1.10	0.1	2.3	234.92
ER1	06.11.2003	7.85	315		0.1	43.0	23.1	1.13	0.1	2.3	234.92
ER1	30.09.2003	7.86	334	7.9	0.1	44.0	22.0	1.21	0.1	9.4	235.53
ER1	26.11.2006	7.4	344	8.1							
ER4	08.07.2004	7.84	335	8.7	2.6	43.1	24.2	1.08	2.2	10.2	228.81
ER4	08.07.2004	7.76	332		2.1	42.8	24.1	1.08	1.8	8.5	236.14
ER4	09.07.2006	7.8	332	8.3	2.1	41.1	24.1	1.03	1.8	9.1	231.87
ER4	13.07.2006	7.78	335	8.7	2.2	42.6	24.0	1.08	7.1	9.0	231.25
ER4	14.07.2004	7.82	335	8.5	2.3	43.8	24.4	1.09	1.9	10.6	230.64
ER4	12.08.2006	7.44	339	8.8	3.5	42.7	24.6	1.05	3.8	10.7	230.03
ER4	19.08.2004	7.75	332	8.9	3.3	42.3	25.9	0.99	3.2	10.4	228.81
ER4	26.11.2006	7.89	366	7.9							
Rabengschöss	16.07.2003	7.84	302	10.0	0.1	40.0	22.0	1.10	0.1	3.0	210.51
Rabengschöss	16.07.2003	7.84	304	7.8	0.1	40.0	22.0	1.10	0.1	3.4	211.73
Rabengschöss	16.07.2003	7.81	301		0.1	40.0	22.0	1.10	0.1	3.0	210.51
Rabengschöss	16.07.2003	7.79	313	8.0	0.1	43.0	23.0	1.13	0.1	3.0	223.32
Rabengschöss	16.09.2003	7.84	301	6.0	0.1	42.0	23.0	1.11	0.1	4.0	216.00
Rabengschöss	23.09.2003	7.82	300	6.0	0.1	40.0	22.0	1.10	0.1	4.0	217.22
Rabengschöss	30.09.2003	7.84	303	6.0	0.1	37.0	20.0	1.12	0.1	4.0	213.56
Rabengschöss	30.09.2003	7.9	302	7.0	3.0	38.0	20.0	1.15	3.0	3.0	215.39
Rabengschöss	23.07.2003	7.83	302	6.0	0.1	40.0	23.0	1.05	0.1	4.0	212.34
Rabengschöss	30.07.2003	7.84	300	6.0	0.1	30.0	23.0	0.79	0.1	3.0	211.12
Rabengschöss	05.08.2003	7.83	301	6.9	0.1	39.0	22.0	1.08	0.1	3.0	217.22
Rabengschöss	12.08.2003	7.82	300	6.9	0.1	39.0	22.0	1.08	0.1	3.8	216.00
Rabengschöss	19.08.2003	7.77	301		0.1	40.0	22.0	1.10	0.1	3.9	214.78
Rabengschöss	26.08.2003	7.77	300	6.8	0.1	40.0	22.0	1.10	0.1	3.7	213.56
Rabengschöss	02.09.2003	7.8	299	6.8	0.1	40.0	22.0	1.10	0.1	4.0	214.17
Rabengschöss	09.09.2003	7.82	300	6.8	0.1	38.9	21.6	1.09	0.1	4.0	214.78
Rabengschöss	02.09.2003	7.8	299	6.8	0.1	40.0	22.0	1.10	0.1	4.0	214.17
Rabengschöss	26.11.2006	7.73	328	7.5							

Tabelle 5.1-1: Analysenergebnisse der Messstellen ER1, ER4 und Rabengschössquelle, Reit im Winkl

### Vor-Ort-Parameter

Die Vor-Ort-Parameter elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert und Temperatur wurden jeweils im Zuge der Probennahmen festgehalten. Zur Bewertung der Schwankungsbreiten sowie um Aussagen hinsichtlich verwertbarer Mittel- und Medianwerte treffen zu können, wurden die Daten statistisch ausgewertet und werden grafisch in Form von Box-Whisker-Plots (siehe Kap.3.3) mit Hilfe des Programms Aquachem dargestellt.

Die gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten bewegen im Bereich zwischen 300 und  $385\mu\text{S}/\text{cm}$ , wobei generell die Wässer, die aus der Bohrung ER4 gefördert wurden, die höchste, Wässer, die an der Rabengschössquelle austreten, die geringste Mineralisierung zeigen. Die stärkste Streuung weisen Wässer auf, die aus der Bohrung ER1 gefördert werden (mit Ausnahme eines Ausreißers in der Rabengschössquelle).

Obwohl die Unterschiede insgesamt gering sind, ist daraus grundsätzlich bereits abzulesen, dass auf die Wässer der Rabengschössquelle ein (wenn auch nur geringfügig) stärkerer Oberflächeneinfluss einwirkt.

Das nachfolgende Diagramm 5.1-1 zeigt die statistische Auswertung der festgestellten elektrischen Leitfähigkeiten.

**elektrische Leitfähigkeiten Reit im Winkl**

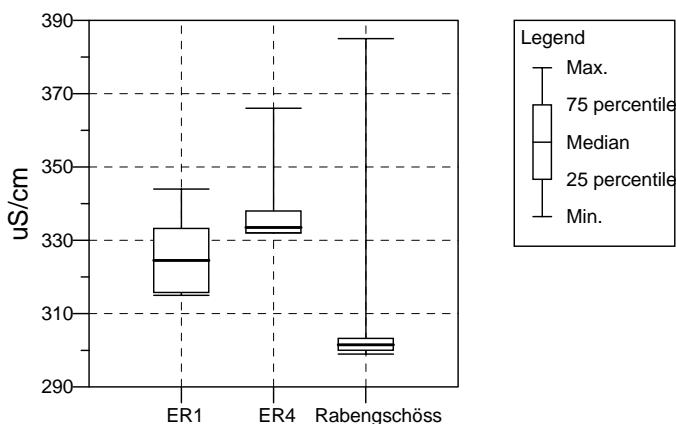


Diagramm 5.1-1: elektrische Leitfähigkeiten Reit im Winkl. Größte Variationsbreite zeigt die Bohrung ER1, geringste Absolutwerte liegen in der Rabengschössquelle vor.

Aus der Tabelle 5.1-2 sind die statistischen Verteilungen der Messwerte für die drei Messstellen ersichtlich.

elektrische Leitfähigkeit ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	ER1	ER4	Rabengschöss
Anzahl der Messungen (n)	5	9	19
Mittelwert ( $\mu$ )	328.40	338.11	308.10
Median	324.50	335.50	301.50
Minimum	315.00	332.00	299.00
Maximum	344.00	366.00	385.00
Standardabweichung ( $\sigma$ )	11.93	10.90	19.85

Tabelle 5.1-2: Statistische Auswertung der gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten

Die gemessenen pH-Werte liegen mit Werten zwischen 7,4 und 7,9 erwartungsgemäß im leicht basischen Bereich. Neben der auch hier festgestellten stärkeren Streuung der Werte der Bohrung ER1 zeigen sich zwischen den Tiefenwässern und dem Quellwasser der Rabengschössquelle keine signifikanten Unterschiede.

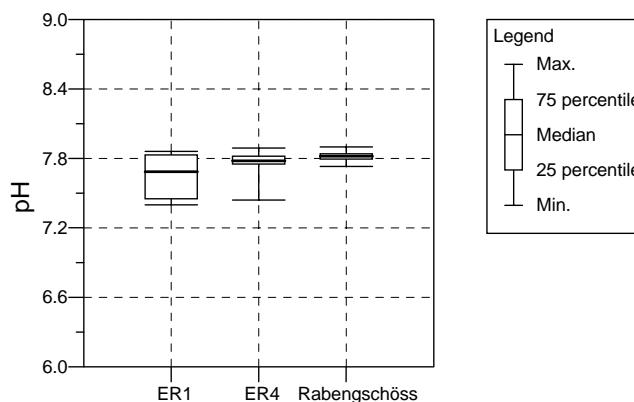


Diagramm 5.1-2: pH-Werte Reit im Winkl sind in etwa in allen drei Messstellen gleich. Größte Schwankungen zeigt auch hier wieder die Bohrung ER1.

pH-Werte	ER1	ER4	Rabengschöss
Anzahl der Messungen (n)	5	8	17
Mittelwert ( $\mu$ )	7.66	7.73	7.81
Median			
Minimum	7.40	7.44	7.73
Maximum	7.86	7.89	7.90
Standardabweichung ( $\sigma$ )			

Tabelle 5.1-3: Statistische Auswertung der gemessenen pH-Werte. Die Werte aller drei Messstellen liegen mit 7,4 bis 7,9 im leicht basischen Bereich.

Die Wassertemperaturen der Rabengschössquelle liegen mit Werten um 7°C deutlich unter jenen der Bohrungen, die sich im Bereich um 8,3 bzw. 8,6 °C bewegen. Auffallend ist die deutlich größere Schwankungsbreite der Wassertemperaturen der Rabengschössquelle, was auf einen entsprechend größeren Oberflächeneinfluss schließen lässt.

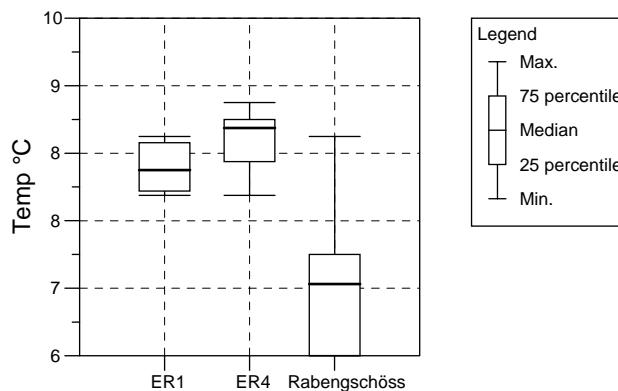


Diagramm 5.1-3: Wassertemperaturen Reit im Winkl. Geringste Temperaturen und größte Schwankungen zeigt die Rabengschössquelle während in den beiden Bohrungen relativ konstante etwas höhere Temperaturen vorherrschen.

Temperatur (°C)	ER1	ER4	Rabengschöss
Anzahl der Messungen (n)	5	8	16
Mittelwert ( $\mu$ )	8.30	8.60	6.89
Median	8.20	8.70	6.85
Minimum	7.90	7.90	6.00
Maximum	8.60	9.00	8.60
Standardabweichung ( $\sigma$ )	0.31	0.36	0.81

Tabelle 5.1-4: statistische Auswertung der gemessenen Wassertemperaturen

#### Ionenkonzentrationen

Zur Beurteilung der gemessenen Ionenkonzentrationen wurden zunächst die Messwerte statistisch ausgewertet in Form von Box-Whisker-Plots dargestellt.

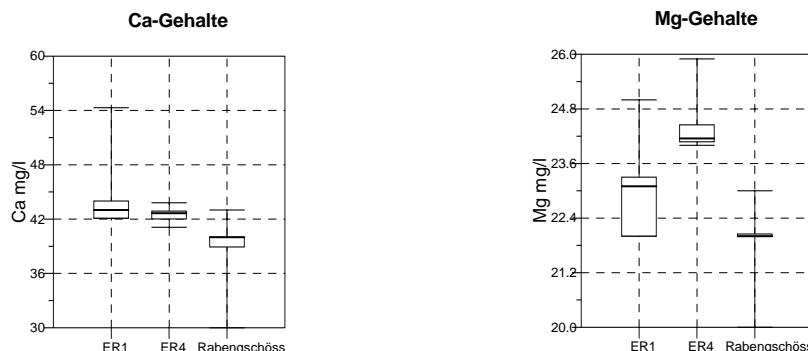


Diagramm 5.1-4 und Diagramm 5.1-5: Calcium- und Magnesiumgehalte Reit im Winkl. Während die Calciumgehalte in allen drei Messstellen relativ ähnlich sind, zeigen die Wässer des Brunnens ER4 die höchsten Magnesiumgehalte.

Ca (mg/l)	ER1	ER4	Rabengschöss
Anzahl der Messungen (n)	4	7	16
Mittelwert ( $\mu$ )	45.85	42.63	39.18
Median	43.00	42.65	40.00
Minimum	42.10	41.10	30.00
Maximum	54.30	43.80	43.00
Standardabweichung ( $\sigma$ )	5.69	0.82	2.81

Tabelle 5.1-5: statistische Auswertung der gemessenen Calciumkonzentrationen

Mg (mg/l)	ER1	ER4	Rabengschöss
Anzahl der Messungen (n)	4	7	16
Mittelwert ( $\mu$ )	23.35	24.47	21.98
Median	23.10	24.15	22.00
Minimum	22.00	24.00	20.00
Maximum	25.00	25.90	23.00
Standardabweichung ( $\sigma$ )	1.24	0.66	0.90

Tabelle 5.1-6: statistische Auswertung der gemessenen Magnesiumkonzentrationen

Die Calciumgehalte liegen im Bereich zwischen 30 und 54 mg/l, die Magnesiumgehalte zwischen 20 und 26 mg/l.

Es zeigt sich, dass die Wässer der Bohrung ER1 generell die höchsten Calcium, die Wässer der ER4 die höchsten Magnesiumgehalte aufweisen, während die Rabengschössquelle jeweils geringere Gehalte im Bereich beider Kationen aufweist. Die Schwankungsbreite ist für beide Parameter in der Bohrung ER1 am größten, in ER4 am geringsten.

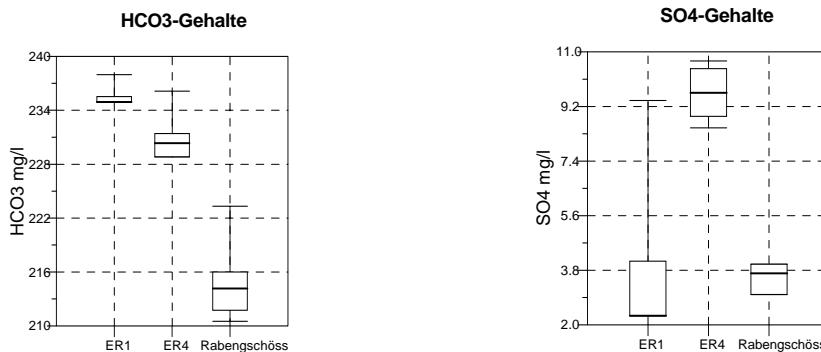


Diagramm 5.1-6 und Diagramm 5.1-7: Hydrogenkarbonat- und Sulfatgehalte Reit im Winkl. Höchste Hydrogenkarbonat-Gehalte liegen in ER1, höchste Sulfat-Gehalte in ER4 vor.

HCO3 (mg/l)	ER1	ER4	Rabengschöss
Anzahl der Messungen (n)	4	7	16
Mittelwert ( $\mu$ )	235.84	231.08	214.51
Median	234.92	230.34	214.17
Minimum	234.92	228.81	210.51
Maximum	237.94	236.14	223.32
Standardabweichung ( $\sigma$ )	1.50	2.51	3.22

Tabelle 5.1-7: statistische Auswertung der gemessenen Hydrogenkarbonatgehalte

SO <sub>4</sub> (mg/l)	ER1	ER4	Rabengschöss
Anzahl der Messungen (n)	4	7	16
Mittelwert ( $\mu$ )	4.53	9.79	3.55
Median	2.30	9.65	3.70
Minimum	2.30	8.50	3.00
Maximum	9.40	10.40	4.00
Standardabweichung ( $\sigma$ )	3.36	0.89	0.47

Tabelle 5.1-8: statistische Auswertung der gemessenen Sulfatkonzentrationen

Die Hydrogenkarbonatgehalte liegen im Bereich zwischen 210 und 237 mg/l, die Sulfatgehalte weisen Werte zwischen 3,5 und 9,8 mg/l auf. Während die Hydrogenkarbonatgehalte der beiden Bohrungen sehr ähnliche Werte um 230 bis 235 mg/l zeigen, liegen die Gehalte in der Rabengschössquelle mit Werten um 215 mg/l deutlich darunter und zeigen außerdem die stärkste Schwankungsbreite. Die Sulfatgehalte der Bohrung ER4 liegen mit Werten um 9,7 mg/l deutlich über jenen der Bohrung ER1 sowie der Rabengschössquelle, welche Werte zwischen 2 und 4 mg/l aufweisen.

Die Auswertung der Ionenverhältnisse wurde anhand von Diagrammdarstellungen (siehe Diagramme 5.1-8 und 5.1-9) durchgeführt. Im Fall der Messstellen in Reit im Winkl erweisen sich die Parameter Calcium, Magnesium sowie Hydrogenkarbonat als bestimmend für die Zusammensetzung der Lösung, während Natrium, Sulfat und Chlorid von untergeordneter Bedeutung sind.

Das Schöller-Diagramm (Diagramm 5.1-8), welches die Konzentrationen der untersuchten Parameter für alle drei Messstellen in logarithmischer Darstellung ermöglicht, zeigt inwieweit die Wässer vergleichbare hydrochemische Zusammensetzungen zeigen und wo sich deutliche Unterschiede herausbilden. Die Darstellung zeigt, dass in den drei untersuchten Messstellen die Calcium-, Magnesium- und Hydrogenkarbonatkonzentrationen im Wesentlichen gleich sind. Während sich messbare Unterschiede im Bereich der geringer konzentrierten Parameter Natrium, Chlorid und Sulfat ergeben. Einzelne Messwerte der Rabengschössquelle sowie alle Messungen der Bohrung ER4 liegen mit Werten um 0,1 mmol/l um mehr als eine Zehnerpotenz über den Werten der Bohrung ER1.

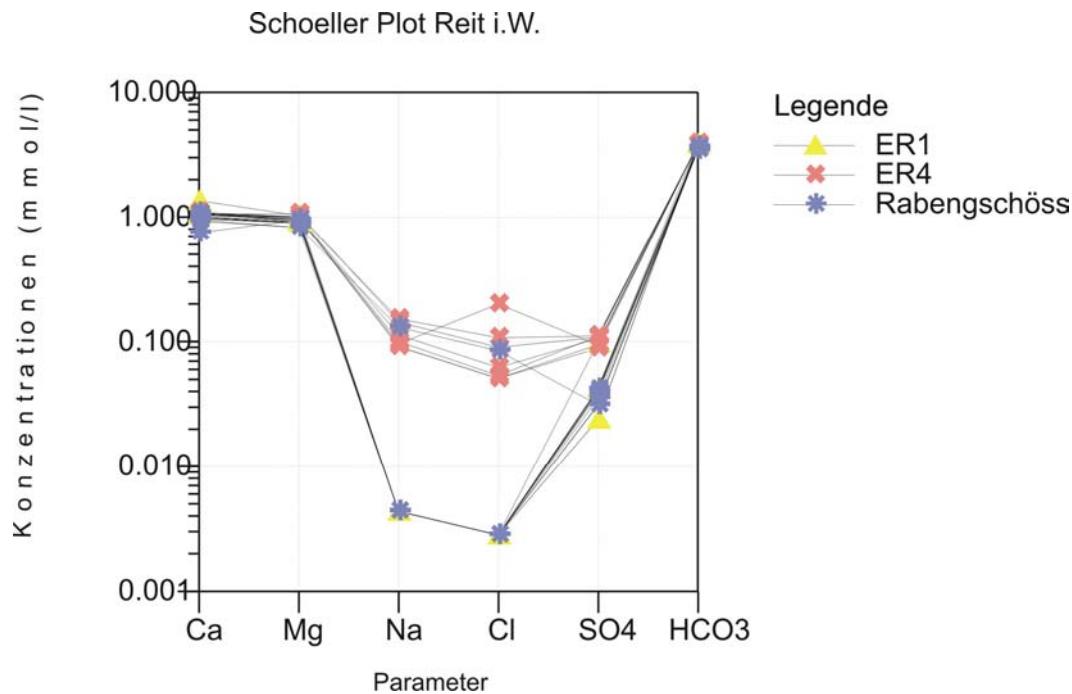


Diagramm 5.1-8: Schoeller-Diagramm zur Darstellung der Ionengehalte. Während die Gehalte an Ca, Mg und HCO<sub>3</sub> in allen Messstellen annähernd gleich sind, liegen für Na, Cl und SO<sub>4</sub> deutliche Unterschiede vor. ER4 zeigt dabei immer die höchsten Gehalte, in der Rabengschössquelle variieren die Na-, und Cl-Gehalte dagegen sehr stark.

Das Piper-Diagramm (Diagramm 5.1-9), welches ein ternäres Kationen- und ein ternäres Anionen-Diagramm kombiniert und anders als das Schoeller-Diagramm nicht Absolutgehalte sondern Ionenverhältnisse darstellt, zeigt deutlich, dass die Ionenverhältnisse in allen drei Messstellen sehr ähnlich sind und die Wässer generell von Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat dominiert werden, während andere Ionen nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen.

Diese Feststellung lässt bereits den Schluss zu, dass die untersuchten Grundwasser-aufschlüsse ausschließlich durch einen karbonatischen Grundwasserleiter beeinflusst werden. Die in geringem Maße auftretenden Sulfatkonzentrationen in ER4 lassen darauf schließen, dass diese Wässer während ihrer Genese mit einem sulfatischen Grundwasserleiter (z.B. Raibler Schichten) in Verbindung waren. Jedoch zeigt die hydro-chemische Modellierung mit Sättigungsindizes für Gips und Anhydrit im Bereich von -2,8 bis -3 eine deutliche Gipsuntersättigung (s. Anhang 2) auch dieser Wässer. Es kann damit ein bedeutender Einfluss von Raibler Schichten auf die in ER4 geförderten Wässer ausgeschlossen werden, da ein länger dauernder Kontakt zu einer Gleichgewichtssituation führen müsste.

### Piper Plot Reit i.W.

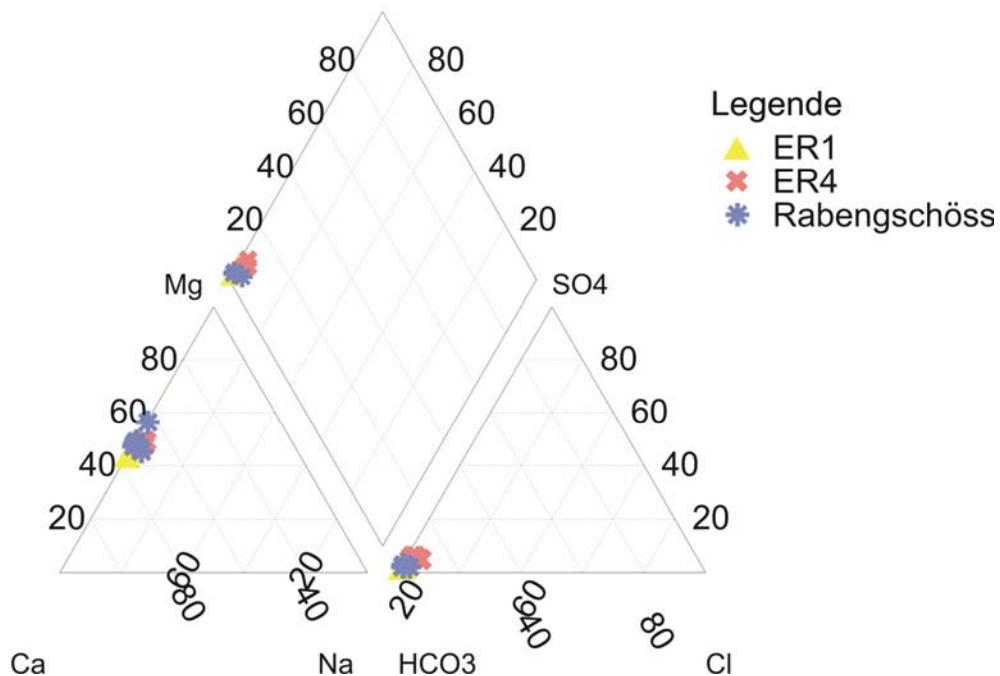


Diagramm 5.1-9: Piper-Plot zur Darstellung der Ionenverhältnisse. Generell liegt der Schwerpunkt der Mineralisierung bei Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat. Natrium, Chlorid und Sulfat weisen im Verhältnis dazu in allen drei Messstellen sehr geringe Gehalte auf.

#### Ca-Mg-Verhältnis

Die Frage, ob es sich zudem auch um vornehmlich dolomitisch beeinflusste Wässer handelt, lässt sich über die Betrachtung des Calcium-Magnesium-Verhältnisses beantworten.

Es ist zu erwarten, dass das Verhältnis von Calcium zu Magnesium innerhalb eines von Hauptdolomit dominierten Aquifers einen Quotienten von annähernd 1:1 aufweist, da im Zuge des Lösungsvorganges innerhalb des Grundwasserleiters Calcium und Magnesium in gleichem Ausmaß aus dem Karbonatgestein gelöst werden. (siehe Kap.3.3). Das Diagramm 5.1-10 zeigt, dass sich die Verhältnisse im Wesentlichen auf der entsprechenden Geraden befinden und wie aus Tabelle 5.1-1 hervorgeht, sich der Quotient im Bereich zwischen 0,99 und 1,2 bewegt. Es zeigt sich damit insgesamt ein nur geringfügiger Calcium-Überschuss. Einzelne Werte von 1,32 und 0,79 können in diesem Zusammenhang als Ausreißer vernachlässigt werden.

Die geringfügig höheren Calciumgehalte im Vergleich zur Magnesiumkonzentration lassen sich durch das Vorhandensein von kalzitischen Kluftfüllungen innerhalb des Hauptdolomits erklären.

Auf Basis dieser Daten lässt sich für alle drei Grundwasseraufschlüsse ein annähernd reiner Hauptdolomitaquifer ableiten.

### Ca-Mg-Verhältnis Reit i.W.

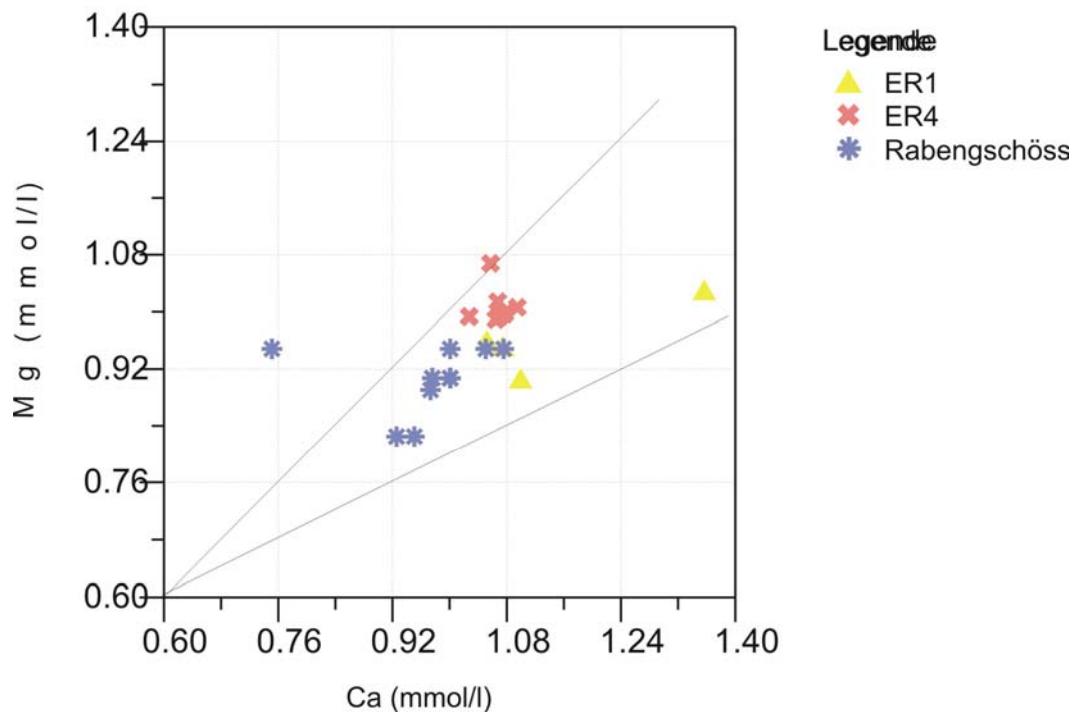


Diagramm 5.1-10: Ca-Mg-Verhältnis Reit im Winkl. Die Wässer aus ER4 und Rabengschössquelle liegen sehr nahe an einer 1:1-Verteilung. In ER1 besteht eine größere Variationsbreite mit bis zu 1,4. Ein einzelner Wert mit einem Quotienten von ca. 0,7 muss als Messfehler betrachtet werden.

Zusammenfassend lässt sich demnach für die Messstellen im Untersuchungsgebiet Reit im Winkl ein stark dolomitisch dominiertes Einzugsgebiet bescheinigen. Geringe Sulfat- und Natrium-Chloridgehalte in den Messstellen ER4 sowie Rabengschössquelle, die jedoch jeweils weit unter der Sättigungskonzentration liegen, weisen auf einen geringfügigen und sehr untergeordneten Einfluss anderer Gesteinseinheiten hin.

Im gegenständlichen Fall ist auf Basis der geologischen Verhältnisse grundsätzlich der Einfluss von Raibler Schichten, die für die Sulfatgehalte verantwortlich sein könnten, denkbar.

#### 5.1.6 Auswertung der Isotopendaten

Im Rahmen des Projektes Grundwasser in Bayern (KASSEBAUM & ZANKL, 2004) wurden keine Isotopenanalysen durchgeführt, so dass zur Auswertung gänzlich auf eigene Untersuchungen zurückgegriffen werden musste.

Die Auswertung stützt sich damit auf die im Jahr 2005 und 2006 gemessenen Tritium-,  $^{18}\text{O}$ - und Deuteriumdaten.

Die gemessenen Isotopenwerte sind in nachfolgender Tabelle 5.1-9 aufgelistet:

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	18O	2H	Deuterium-Exzess	3H	Fehler
ER1	08/07/2004	-13.48	-97.6	10.24		
ER1	03/10/2006	-11.805	-84	10.44	13.4	2.18
ER1	04/10/2006	-11.92	-84.5	10.86	12.8	0.74
ER1	25/10/2006	-11.955	-84.5	11.14	12	0.75
ER1	26/11/2006	-11.875	-84.8	10.2	10.9	0.69
ER4	11/08/2004	-10.71	-78.5	7.18		
ER4	06/10/2006	-11.705	-82.9	10.74	10.6	0.86
ER4	07/10/2006	-11.915	-83.2	12.12	12.2	0.75
ER4	26/11/2006	-11.75	-82.5	11.5	8.8	0.84
Rabengschössquelle	23/05/2006	-11.59	-83.1	9.62	10	1
Rabengschössquelle	25/10/2006	-11.44	-81.1	10.42	10.9	0.85
Rabengschössquelle	26/11/2006	-11.38	-80.2	10.84	10.6	0.77

Tabelle 5.1-9: Isotopendaten Reit im Winkl

### Stabile Isotope

Die Messung der stabilen Isotope  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$  dient vor allem der Bestimmung der mittleren Einzugsgebietshöhen. Je höher das mittlere Einzugsgebiet einer Quelle liegt, umso isotopisch leichter sind deren Wässer. Zur detaillierten Bestimmung der Einzugsgebietshöhe müssen jedoch die Eingangswerte des Niederschlags möglichst höhengestuft bekannt sein. Grundsätzlich kann für  $^{18}\text{O}$  ein Höhengradient von etwa 0,4‰ pro 100 m Höhendifferenz angenommen werden. Die Messung von Deuterium dient in erster Linie zur Verifizierung der  $^{18}\text{O}$ -Daten über den Deuterium-Exzess (siehe Kap. 3.4.1).

Das folgende Diagramm 5.1-11 zeigt die Ergebnisse der stabilen Isotopenmessungen in Form eines Verhältnisdiagramms. Die Werte werden zusammen mit der für Mitteleuropa geltenden Niederschlagsgerade aufgetragen.

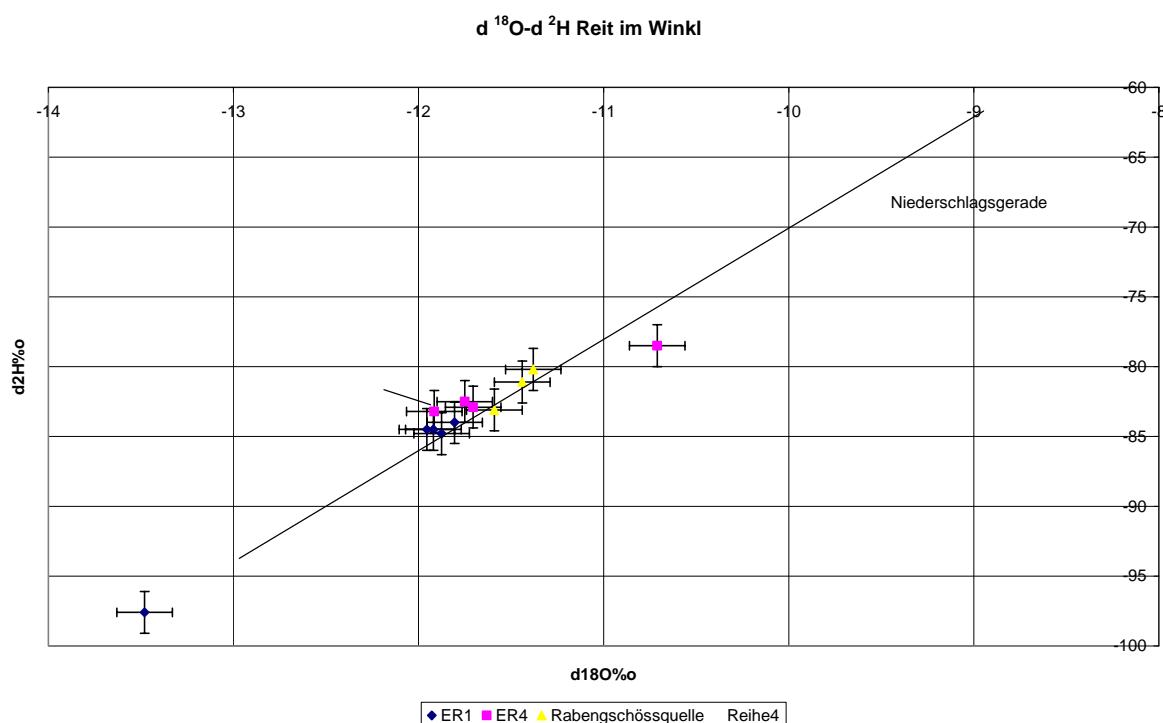


Diagramm 5.1-11:  $^{18}\text{O}$ -Deuterium-Verhältnis Reit im Winkl. Die Werte liegen im Rahmen des analytischen Fehlers auf der Niederschlagsgeraden. Auffällig ist eine einmalige Anweichung hin zu sehr schweren Wässer in ER1 sowie eine einmalig zu hohe  $^2\text{H}$ -Konzentration im Vergleich zu  $^{18}\text{O}$  in ER4. Ein leichter Trend zeigt an, dass in der

Rabengschössquelle immer die schwersten in ER1 immer die leichtesten Wässer auftreten, was deutlich für unterschiedliche hohe mittlere Einzugsgebiete der drei Messstellen spricht.

Es zeigt sich, dass die gemessenen Daten im Wesentlichen auf der Niederschlagsgeraden plotten und generell im Bereich zwischen -11 und -12‰  $d^{18}\text{O}$  und -80 und -85‰  $d^2\text{H}$  liegen. Auffällig ist, dass die Wässer der Rabengschössquelle generell etwas schwerere Isotopenzusammensetzungen zeigen als die Wässer der Bohrungen, was auf ein etwas niedriger liegendes mittleres Einzugsgebiet der Quelle schließen lässt. Die leichtesten Wässer liegen in der Bohrung ER1 vor. Der geringe aber dennoch systematische Unterschied der Isotopenzusammensetzung der Wässer der beiden Bohrungen bestätigt, dass die beiden erschlossenen Kluftsysteme nicht in direkter Verbindung stehen.

Ein extrem leichter Wert wurde im Juli 2004 in ER1 gemessen. Die Beprobung fand im Zuge des ersten Pumpversuches an der neu errichteten Bohrung statt, während die späteren Probennahmen zwei Jahre nach der Erschließung des Kluftaquifers stattgefunden haben. Eine befriedigende Erklärung für diese Abweichung lässt sich auf Basis der vorliegenden Ergebnisse nicht finden. Hierzu bedarf es der Betrachtung von engmaschigen  $^{18}\text{O}$ -Zeitreihen, die jedoch für das gegenständliche Projekt nicht zur Verfügung standen.

Die Abweichung in der Bohrung ER4 hin zu einem auffällig schwereren Wasser lässt sich derzeit nur auf einen Fehler der Probennahme oder der Probenaufbewahrung (Verdunstungseffekt) zurückführen.

### Altersdatierung der Wässer

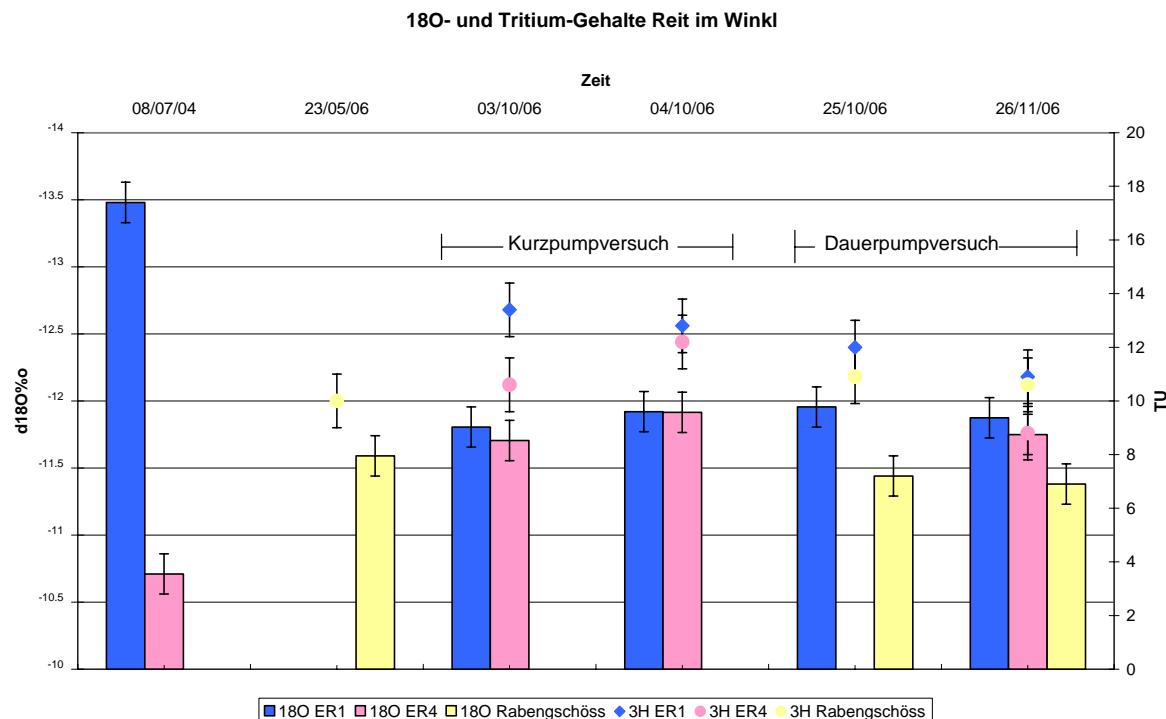


Diagramm 5.1-12:  $^{18}\text{O}$  und Tritium-Gehalte Reit im Winkl. Die  $^{18}\text{O}$ -Gehalte schwanken jeweils im Rahmen des Messfehlers. Die Tritiumgehalte zeigen während der Pumpversuche in ER1 und ER4 insgesamt einen Rückgang, in der Rabengschössquelle ergeben sich keine signifikanten Veränderungen über den Beobachtungszeitraum.

Das Diagramm zeigt die generell geringen Schwankungen der  $^{18}\text{O}$ -Gehalte in den Bohrungen. (Die starken Abweichungen der Messwerte aus 2004 sind derzeit nur über Fehler in der

Probennahme erklärbar.) Auch die Schwankungen in den Wässern der Rabengschössquelle bewegen sich im Bereich des Messfehlers. Diese geringen Schwankungen der stabilen Isotopengehalte deuten bereits an, dass nur ein geringer Anteil sehr junger Wässer vorhanden ist, der den Proben einen Jahresgang der  $^{18}\text{O}$ - und Deuteriumgehalte aufprägen würde.

Die Tritiumgehalte zeigen dagegen deutlichere Schwankungen über den Beobachtungszeitraum. Während die Werte im Zuge der Pumpversuche in ER 1 kontinuierlich zurück gehen, steigen sie während des Kurzpumpversuches in ER4 zunächst an, um dann am Ende des Dauerpumpversuches deutlich zurück zu gehen. In der Rabengschössquelle lassen sich unter Berücksichtigung des Messfehlers keine Schwankungen im Tritiumgehalt feststellen.

Eine Korrelation der Tritiumschwankungen mit der Absenkkurve ist aufgrund der geringen Veränderungen während des Pumpversuches nicht möglich. Die Wasserstände in beiden Bohrungen reagieren annähernd zeitgleich mit dem Anfahren oder Steigern des Pumpbetriebes. Signifikante Änderungen in Temperatur und Leitfähigkeit sind nicht feststellbar.

Die Durchführung einer Modellrechnung mit Hilfe von MULTIS ist im Fall der Bohrungen in Reit im Winkl aus mehreren Gründen nicht zielführend. Zum einen wurden die Proben im Zuge von Pumpversuchen entnommen. Es ist davon auszugehen, dass durch den Pumpvorgang die Alterstruktur der Wässer massiv beeinflusst wird, da eine Vermischung von Wässern aus verschiedenen Fließwegen zu erwarten ist. Die Wässer, die zu Beginn des Pumpversuches gefördert werden, weisen vermutlich eine gegenüber später geförderten Wässern deutlich unterschiedliche Altersstruktur auf.

Zur Auflösung der Beziehung zwischen Pumpdauer und mittlerer Verweilzeit und damit zur Interpretation der Tritiumdaten der geförderten Wässer wäre eine engmaschige Beprobung während des Dauerpumpversuches bzw. wie im Falle der Brunnen Listsee, Bad Reichenhall die Beprobung im Zuge der dauerhaften Förderung in der WVA erforderlich. Da ein derartig engmaschiges Datennetz nicht vorliegt, lassen die drei bis vier Messwerte je Messstelle, die innerhalb weniger Monate gemessen wurden, sehr viel Interpretationsspielraum, so dass die berechneten Alter mit großen Unsicherheiten behaftet wären.

Im gegenständlichen Fall liegt außerdem das Problem der Wahl der passenden Niederschlags-Input-Funktion vor. Im gegenständlichen Raum gibt es keine Niederschlagsmessstelle, an der regelmäßig Tritiumgehalte gemessen werden. Die nächstgelegenen Messstellen Salzburg und Kufstein liegen beide etwa gleich weit vom Untersuchungsgebiet entfernt. Beide bilden die Niederschlagssituation am Alpennordrand ab, allerdings unterscheiden sich die Tritiummesswerte der letzten zehn bis fünfzehn Jahre deutlich voneinander. Generell wird in den westlich gelegenen Messstellen, zu denen auch Kufstein zu zählen ist, ein erhöhter Tritiumeintrag festgestellt. Dieser wird von KRALIK et al, 2002 auf Einträge aus Produktionsstätten im westlichen Ausland (z.B. Uhrenindustrie der Schweiz) zurückgeführt. Da die detaillierten klimatischen Verhältnisse im Untersuchungsraum Reit im Winkl nicht bekannt sind, ergibt sich aus der Unkenntnis der tatsächlich anwendbaren Input-Funktion ein weiterer Unsicherheitsfaktor.

Dennoch wurde versucht, anhand der Messwerte einer der drei untersuchten Messstellen unter der Annahme einiger plausibler Randbedingungen eine Altersdatierung durchzuführen. Dazu wurden die Daten der Rabengschössquelle gewählt, da hier ein ungestörter nicht durch Pumpversuche beeinflusster Abfluss vorausgesetzt und damit zumindest dieser Unsicherheitsfaktor ausgeschlossen werden kann.

Die Berechnungen wurden jeweils mit der Input-Funktion für Kufstein und für Salzburg durchgeführt. Zur Berechnung wurden ein reines Exponentialmodell sowie ein kombiniertes Pistonflow-Exponentialmodell (EPM) mit 75% Exponentialkomponente gewählt.

Folgende Ergebnisse wurden erzielt:

- Inputfunktion Salzburg, Exponentialmodell – MVZ 10,5 a
- Inputfunktion Kufstein, Exponentialmodell – MVZ 10,0 a
- Inputfunktion Salzburg kombiniertes Pistonflow-Exponentialmodell (EPM) mit 75% Exponentialanteil – MVZ EM 10 a, MVZ PM 3,5 a
- Inputfunktion Kufstein, kombiniertes Pistonflow-Exponentialmodell (EPM) mit 75% Exponentialanteil – MVZ EM 10 a, MVZ PM 3,5 a

In diesem Fall wirken sich demnach die Unterschiede in der Input-Funktion nicht wesentlich auf das Ergebnis der Modellrechnung aus.

Das nachfolgende Diagramm 5.1-13 zeigt die berechneten Output-Funktionen zusammen mit den gemessenen Werten. Es zeigt sich, dass alle gewählten Abflussmodelle eine gute Korrelation mit den Messwerten erzielen.

Das kombinierte Modell (EPM) trägt der Tatsache Rechnung, dass im Untersuchungsraum das Auftreten von hydrogeologisch wirksamen Großkluftstrukturen festgestellt wurde, die in guter Näherung durch einen Pistonflow-Anteil wiedergegeben werden können. Voraussetzung hierfür wäre jedoch, dass diese Großklüfte zumindest abschnittsweise gegen das Gebirge abgedichtet sind, hier also keine Vermischung verschiedener Wässer stattfindet. Hierfür wurden auch von KASSEBAUM, 2006 keine eindeutigen Hinweise geliefert. Für die weitere Beurteilung wird daher im Fall der Rabengschössquelle von einem exponentiellen Abflussmodell ausgegangen und eine mittlere Verweilzeit der Wässer von 10,5 Jahren angenommen.

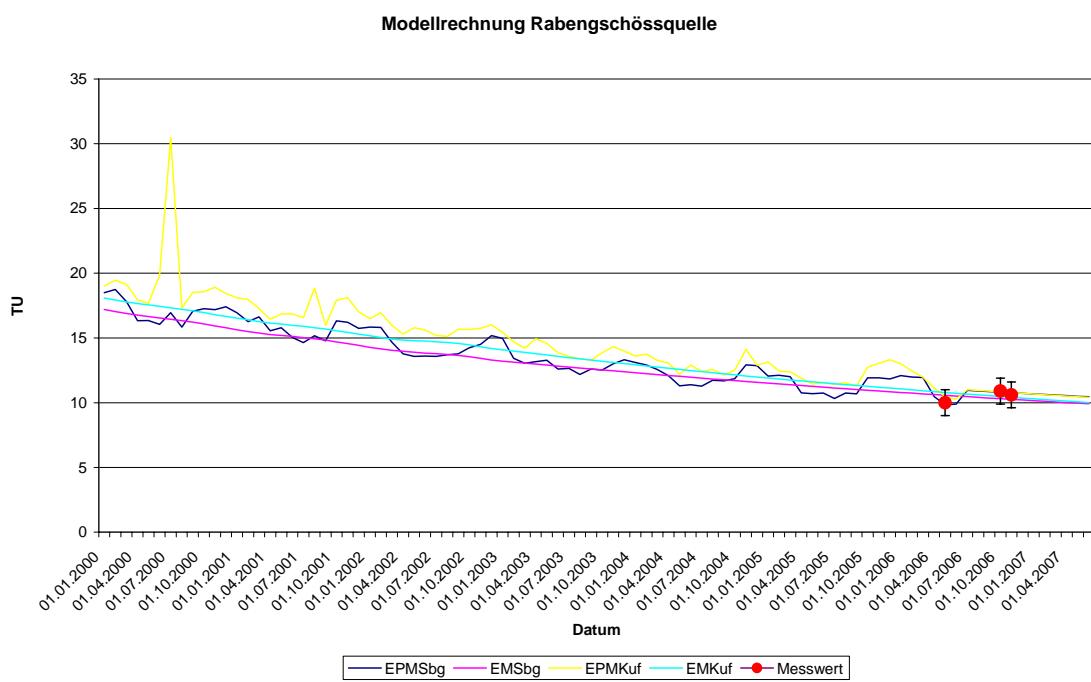


Diagramm 5.1-13: Modellrechnung Rabengschössquelle

Mit dem gewählten Exponentialmodell wurde anschließend eine Berechnung der Altersverteilung durchgeführt. Daraus ergibt sich, dass 90,9% der Wässer älter als ein Jahr sind.

Nach dem betrachteten Modell sind 14,9% der Wässer älter als 20 Jahre und noch 0,9% sind demnach älter als 50 Jahre.

Das nachfolgende Diagramm 5.1-14 stellt die ermittelte Altersverteilung grafisch dar.

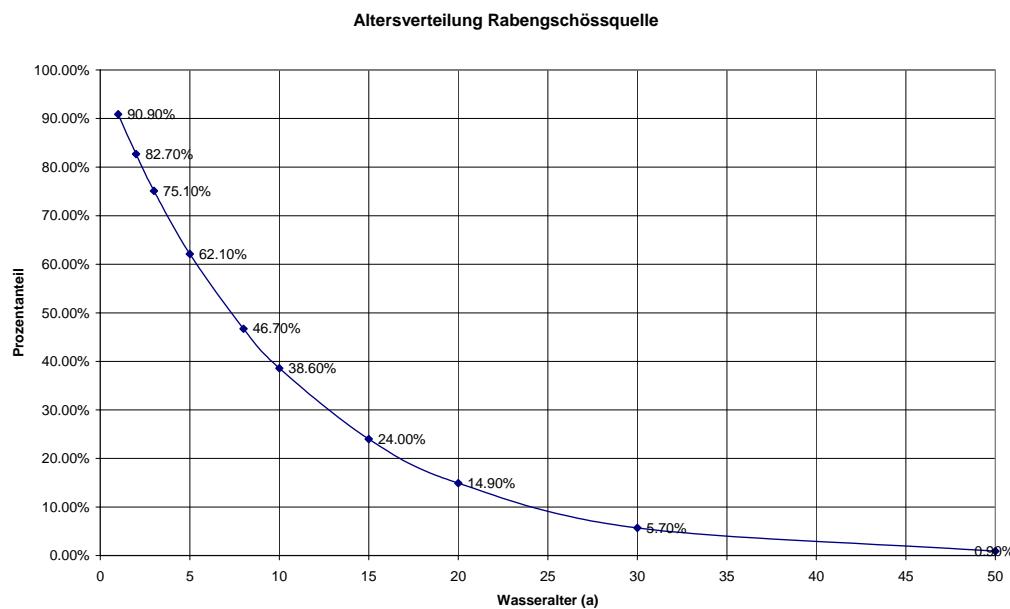


Diagramm 5.1-14: Altersverteilung in der Rabengschössquelle. Über 90% der Wässer sind älter als 1 Jahr, 14,9% sind älter als 20 Jahre und 0,9% sind älter als 50 Jahre.

#### Bewertung der Altersdatierung:

Neben den Eingangsdaten ist die Kenntnis des Abflussmodells von größter Bedeutung. Die Wahl des Exponential-Modells ist im gegenständlichen Fall eine Modellvereinfachung, die in Unkenntnis der tatsächlichen strukturgeologischen Gegebenheiten im gesamten Aquifer erforderlich ist. Zur Absicherung der Modellannahme wäre hier eine detaillierte Aufnahme des Kluftsystems im gesamten Einzugsgebiet sowie die statistische Auswertung der Kluftweiten erforderlich.

Die oben beschriebene Vorgangsweise zur Altersdatierung mit Hilfe von Tritiumdaten kann aufgrund der geringen verwertbaren Datenmengen, des kurzen Untersuchungszeitraumes sowie der bereits sehr geringen Sensitivität der Tritiumschwankungen im Beobachtungszeitraum nur eine erste Abschätzung des Wasseralters darstellen. Eine Verifizierung der Tritiumalter erfordert den Einsatz eines zweiten Tracermediums, das wie in Kapitel 3.4 beschrieben, idealerweise im  $^{85}\text{Krypton}$  oder aber in den Umwelttraceren Schwefelhexafluorid (SF6) oder chlorierte Fluorkohlenwasserstoffe (CFC11, CFC12 und CFC113) zu finden ist. Die gleichzeitige über die Pumpdauer mehrfach wiederholte Beprobung auf Tritium und z.B. SF6 während des Pumpvorganges an den Erkundungsbohrungen könnte damit auch Aufschlüsse über die Förderung von Wässern verschiedenen Alters und damit über die Aktivierung verschiedener Fließwege im Aquifer liefern.

## 5.2 WVA Listsee, Bad Reichenhall

### 5.2.1 Beschreibung der Messstelle

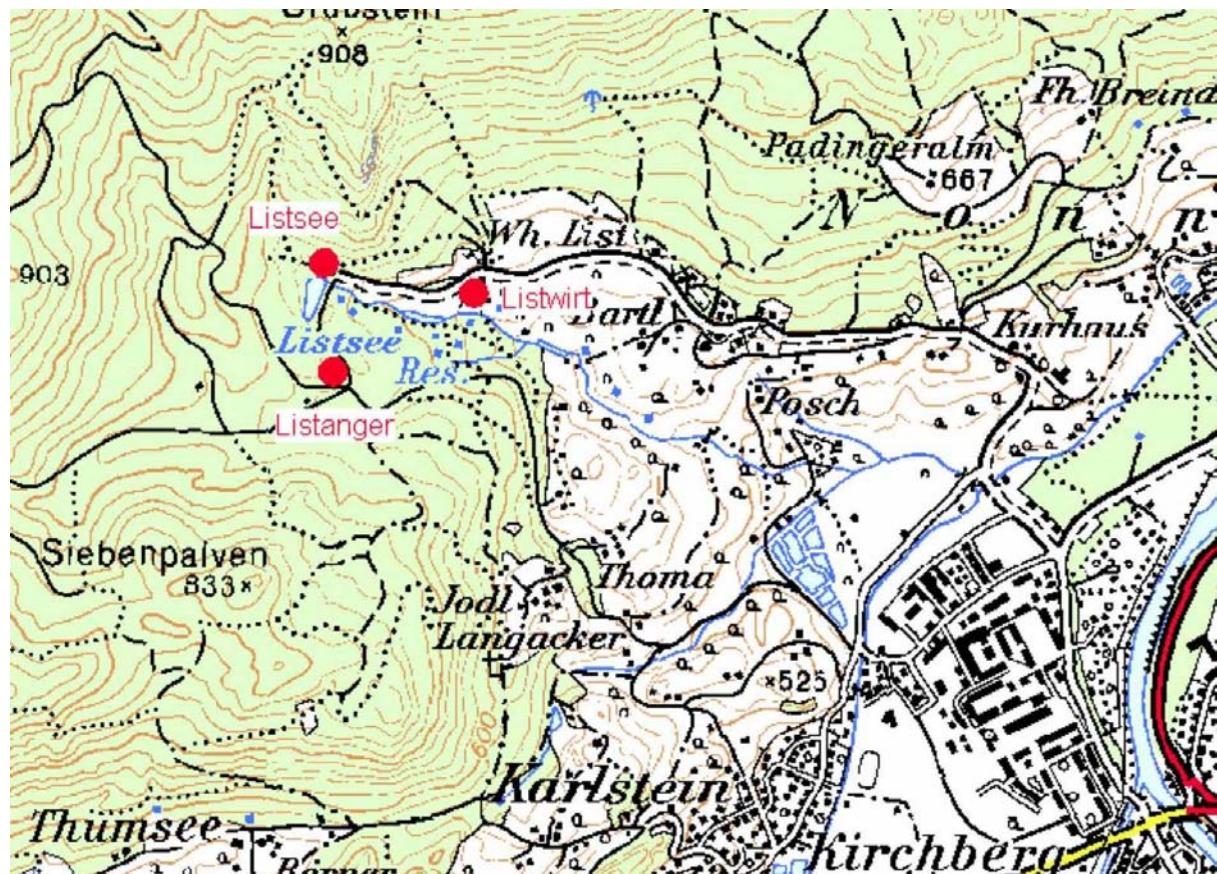


Abbildung 5.2-1: Lage der Wasserversorgung Listsee (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Die berücksichtigten Brunnenbohrungen befinden sich im Bereich um den Listsee westlich von Bad Reichenhall am Fuße des Hochstaufen-Zwiesel-Massivs innerhalb der tirolischen Staufen-Höllengebirgsdecke.

Bei den drei Brunnen handelt es sich um den Brunnen Listsee (ET 180,0 m, bis 100 m ausgebaut, darunter frei stehend, Ruhewasserspiegel ca. 1 m unter Gelände, Förderleistung ca. 32 l/s, Absenkung auf 16 m unter Gelände), den Brunnen Listanger (ET 160 m, Vollausbau, Pumpe bei 60 m, Förderleistung 18,6 l/s, Ruhewasserspiegel bei 21,5 m, Absenkung auf 38 m unter Gelände, Filterstrecke ab 100 m) sowie um den Brunnen Listwirt (ET 150,0 m, Förderleistung 19,7 l/s, Ruhewasserspiegel 21,3 m, Absenkung auf 24,5 m unter Gelände, Filterstrecke ab 85 m). Alle drei Bohrungen wurden in den frühen 90er Jahren niedergebracht, die Anlage ist seit 1995 in Betrieb.

### 5.2.2 Datengrundlage

FELLEHNER, 2003: Der Hauptdolomit als Grundwasserspeicher in den Nördlichen Kalkalpen, unveröff. Dissertation Philipps-Universität Marburg

### 5.2.3 Geologisch-hydrogeologische Situation

Das Erschließungsgebiet Listsee liegt innerhalb der tirolischen Staufen-Höllengebirgsdecke im Bereich einer NE-SW-streichenden Muldenstruktur deren Nordflanke von der Gipfelregion des Staufens gebildet wird. Der Muldenkern wird von Hauptdolomit gebildet, welcher im Bereich des Listsees ausstreckt bzw. von nur gering mächtigem Moränenmaterial überdeckt wird. Die drei Bohrungen wurden jeweils zur Gänze in Hauptdolomit abgeteuft, welcher allerdings von mehreren geringmächtigen Tonhorizonten bzw. in den jeweils tieferen Abschnitten von eingeschuppten Rauhwackenhorizonten der Raiblerschichten durchzogen ist (FELLEHNER, 2003).

Die Zuflüsse zu den Bohrungen sind an Großklüfte im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gebunden. Stark geklüftete Bereiche wechseln mit massivem ungestörttem Hauptdolomit ab. Wie im Zuge von Pump- und Markierungsversuchen nachgewiesen werden konnte, bilden diese ungestörten Bereiche Stauhorizonte, welche die verschiedenen Grundwasserkörper gänzlich voneinander abtrennen (FELLEHNER, 2003).

Das Einzugsgebiet des Grundwasserkörpers um den Listsee wird von den strukturgeologischen Gegebenheiten bestimmt. So erweitert die muldenförmige Schichtlagerung das Gebiet nach Norden in den anschließenden Wettersteinkalk. Die im Zuge der Faltung angelegten Klüfte bilden, soweit sie nicht von eingeschuppten Raiblerschichten verschlossen wurden, die Wegigkeiten für die Wässer. Diese von FELLEHNER (2003) als Klüfte 1. Ordnung klassifizierten Hauptwege des Wassers stehen durch Klüfte 2. und 3. Ordnung miteinander in Verbindung. Diese untergeordneten Kluftsysteme ermöglichen die Infiltration der Wässer und bilden die Speicherkapazität des Hauptdolomits aus. Ihr Auftreten und ihre Ausprägung sind verantwortlich für die im Vergleich zu Kalkaquiferen postulierten langen Verweilzeiten der Hauptdolomitwässer.

Über die 15-jährige Erschließungsgeschichte wurden an allen drei Brunnen immer wieder Wasserproben entnommen und hydrochemisch, wie auch isotopenhydrologisch untersucht. Bei allen drei Brunnen handelt es sich generell um Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Wässer, wobei ein Vergleich der drei Brunnen einen Unterschied zeigt, der generell auf den unterschiedlichen Einfluss des Wettersteinkalkes im Einzugsgebiet der Brunnen zurückgeführt wird. Bei den Brunnen Listanger und Listwirt lassen Ca-Mg-Verhältnis und Gesamtmineralisation auf hauptdolomitgeprägte Wässer schließen, während sich in der hydrochemischen Zusammensetzung der Wässer des Brunnens Listsee eine deutliche Wettersteinkalk-betonung findet. Alle drei Brunnen sind in unterschiedlicher Weise sowohl von Wettersteinkalk als auch von Hauptdolomit beeinflusst, so dass diese Messstellen als Referenz dienen können, um die Signifikanz von Hauptdolomit in anderen untersuchten Messstellen zu zeigen.

Ein Markierungsversuch, der nach Fertigstellung des Brunnens Listsee mittels der Farbstoffe Uranin und Eosin durchgeführt worden war, erbrachte über den Beobachtungszeitraum von 90 Tagen kein Signal, so dass für den Brunnen Listsee eine kurzfristige Beeinflussung durch die Wässer des Listsee bereits bei Inbetriebnahme ausgeschlossen werden konnte. Im Rahmen der gegenständlichen Arbeit durchgeführte Untersuchungen auf die beiden Farbstoffe vor dem Hintergrund der berechneten mittleren Verweilzeiten erbrachten auch nach dem Versuch der Anreicherung einer Probe auf Uranin ebenfalls keinen positiven Nachweis.

## 5.2.4 Geländebefund

Die erste Probennahme im Rahmen des gegenständlichen Projektes fand am 26.10.2005 statt. Die Proben wurden jeweils am Entnahmehahn in den Brunnenstuben genommen. Gleichzeitig mit der eigenen Probennahme zur Isotopenanalytik wurden vom Bayrischen Geologischen Landesamt Proben zur hydrochemischen Analyse entnommen. Im Zuge dessen wurden von einem Vertreter des Betreibers (Stadtwerke Bad Reichenhall) die Grunddaten der drei Brunnen zu Ausbau, Pumpleistung etc. bekannt gegeben. Außerdem wurden von dem für die Errichtung der WVA verantwortlichen Geologen Prof. H. Zankl zusätzlich Informationen über die Erschließungsgeschichte, durchgeführte Untersuchungen und deren Ergebnisse gegeben. Aufgrund der oben beschriebenen umfassenden Geländeuntersuchungen durch FELLEHNER (2003) konnte im gegenständlichen Bereich auf eigene Geländeaufnahmen verzichtet und gänzlich auf diese Unterlagen und Informationen zurückgegriffen werden.

Die Wässer wiesen bei der Probennahme elektrische Leitfähigkeiten zwischen 308  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Brunnen Listsee) und 444  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Brunnen Listwirt) auf. Die gemessenen Temperaturen lagen dabei zwischen 6,6 und 7,7 °C. Es wurden außerdem pH-Werte zwischen 7,7 und 8,06 sowie Sauerstoffkonzentrationen zwischen 5,3 mg/l (Brunnen Listwirt) und 8,4 mg/l (Brunnen Listsee) gemessen.

## 5.2.5 Auswertung der chemisch-physikalischen Daten

Zur Untersuchung der hydrochemischen Zusammensetzung der Wässer aus den Brunnen Listanger, Listsee und Listwirt wurde auf zahlreiche Analysen zurückgegriffen, die im Rahmen des Projektes „Der Hauptdolomit als Grundwasserspeicher in den Nördlichen Kalkalpen“ (FELLEHNER 2003) durchgeführt worden waren. Hier wurden auch bereits generelle Aussagen hinsichtlich der charakteristischen hydrochemischen Eigenschaften der einzelnen Brunnen getroffen. Zur Verifizierung der im Rahmen dieses Projektes getroffenen Aussagen wurden einzelne Untersuchungen einer eigenen Auswertung unterzogen.

Mittels hydrochemischer Modellierung mit Hilfe des Programms PhreeqC wurden die vorliegenden Daten dazu zunächst auf Plausibilität und Vollständigkeit geprüft und bei einzelnen Analysen über einen Angleich des pH-Wertes sowie einen Ladungsausgleich über Chlorid offensichtliche Fehler in der Analyse korrigiert. Basis der vorliegenden Auswertung bilden jeweils die so korrigierten Analysendaten.

Tabelle 5.2-1 zeigt die Ergebnisse der wichtigsten Parameter, bei denen es sich neben pH-Wert und elektrischer Leitfähigkeit um die Kationen Calcium, Magnesium, Natrium sowie die Anionen Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid handelt. Kalium und Nitrat spielen in den Analysen nur eine sehr untergeordnete Rolle und wurden daher nicht in die Betrachtungen einbezogen. Bei früheren Untersuchungen wurden keine bakteriologischen Belastungen festgestellt, so dass grundsätzlich ein sehr kurzfristiger Oberflächeneinfluss auf die Wässer ausgeschlossen werden kann und organische Parameter nicht in die Betrachtung einzubezogen werden müssen.

Messstelle	Probendatum	pH	el. Leitfähigkeit µS/cm	Temperatur °C	Na mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Ca/Mg- Verhältnis mmol/mmol	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l
Brunnen Listanger	27/04/1998	7.71	410		0.3	54	23	1.42	2.1	36	241.63
Brunnen Listanger	29/06/1998	7.88	420	8.3	0.4	55	22	1.52	2	34	240.41
Brunnen Listanger	24/08/1998	7.71	420	7.9	0.4	55	20	1.67	1	34	226.37
Brunnen Listanger	20/10/1998	7.85	420		0.4	56	24	1.42	1	27	236.75
Brunnen Listanger	16/03/1999	7.73	410	7	0	56	22	1.54	2	32	240.41
Brunnen Listanger	15/04/1999	7.89	410	7	0	55	21	1.59	0	31	244.07
Brunnen Listanger	16/06/1999	7.96	420	7	0.4	56	22	1.54	3.5	37	239.8
Brunnen Listsee	24/04/1998	7.89	300	7.3	1	41	16	1.55	1.9	19	180.61
Brunnen Listsee	29/06/1998	7.96	300	7.3	0.9	41	14	1.78	3.5	18	176.95
Brunnen Listsee	24/08/1998	7.8	300	7.8	1.2	40	15	1.62	4.1	18	166.58
Brunnen Listsee	20/10/1998	8.17	300	7.4	1.2	37	14	1.60	3.7	11	168.41
Brunnen Listsee	15/04/1999	8.1	290	6.7	5	38	17	1.36	13.12	17	172.07
Brunnen Listsee	16/03/1999	8.14	260	6.6	0.8	35	12	1.77	3.3	14	157.42
Brunnen Listsee	16/06/1999	8.18	290	6.7	1.6	39	15	1.58	4	19	170.85
Brunnen Listwirt	27/04/1998	7.79	430	7.7	5.9	51	20	1.55	6.3	69	188.54
Brunnen Listwirt	29/06/1998	8	430	8.1	3.5	52	20	1.58	6.6	64	192.2
Brunnen Listwirt	20/10/1998	8.02	420	7.9	7.7	53	22	1.46	6.9	48	187.32
Brunnen Listwirt	16/03/1999	7.95	420	7.6	4	54	21	1.56	5	63	198.92
Brunnen Listwirt	15/04/1999	8.3	420	7.6	9	51	23	1.35	7	61	194.03
Brunnen Listwirt	16/06/1999	8.04	430	7.7	7.2	53	20	1.61	7	65	192.81

Tabelle 5.2-1: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen

### Vor-Ort-Parameter

Die gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten bewegen im Bereich zwischen 260 und 310  $\mu\text{S}/\text{cm}$  im Brunnen Listsee, sowie zwischen 410 und 440  $\mu\text{S}/\text{cm}$  in den Brunnen Listanger und Listwirt, wobei die Wässer des Brunnens Listwirt insgesamt geringfügig höhere Werte aufweisen. Die Streuung der Messwerte ist insgesamt als sehr gering einzustufen, wobei die größte Schwankungsbreite im Brunnen Listsee festgestellt werden kann.

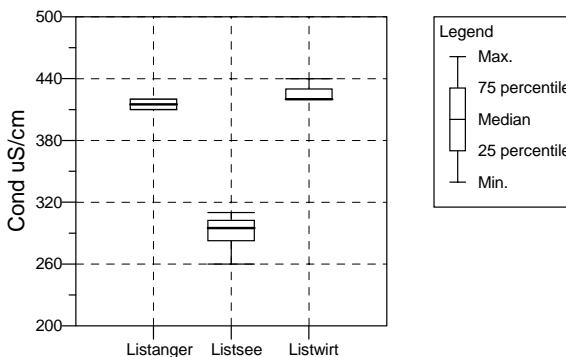


Diagramm 5.2-1: elektrische Leitfähigkeiten Bad Reichenhall. Bei geringen Schwankungen zeigen Listanger und Listwirt deutlich höhere Mineralisierung als Listsee.

elektrische Leitfähigkeit ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	Listanger	Listsee	Listwirt
Anzahl der Messungen (n)	7	7	6
Mittelwert ( $\mu$ )	415.71	294.29	426.67
Median	415.00	295.00	420.00
Minimum	410.00	260.00	420.00
Maximum	420.00	310.00	440.00
Standardabweichung ( $\sigma$ )	5.35	17.18	8.16

Tabelle 5.2-2: statistische Auswertung der gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten

Die gemessenen pH-Werte liegen mit Werten zwischen 7,7 und 8,3 erwartungsgemäß im basischen Bereich. Im Brunnen Listanger wurden dabei die geringsten, im Brunnen Listsee die höchsten pH-Werte gemessen. Die Schwankungen sind, wie bei der elektrischen Leitfähigkeit auch im Bereich der pH-Werte im Brunnen Listsee am stärksten ausgeprägt.

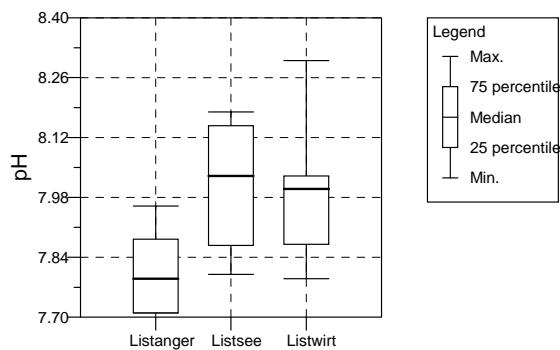


Diagramm 5.2-2: pH-Werte Bad Reichenhall liegen im basischen Bereich, niedrigste pH-Werte liegen im Brunnen Listanger vor, Listwirt und Listsee sind im Rahmen ihrer Schwankungsbreite etwa gleich.

pH-Werte	Listanger	Listsee	Listwirt
Anzahl der Messungen (n)	7	7	6
Mittelwert ( $\mu$ )	7.81	8.01	7.99
Median			
Minimum	7.71	7.80	7.79
Maximum	7.96	8.18	8.30
Standardabweichung ( $\sigma$ )			

Tabelle 5.2-3: statistische Auswertung der gemessenen pH-Werte

Die Wassertemperaturen liegen im Wertebereich zwischen 6,6 und 8,3°C wobei ein leichter Trend zu höheren Temperaturen in den Brunnen Listanger und Listwirt und geringeren im Brunnen Listsee zu verzeichnen ist

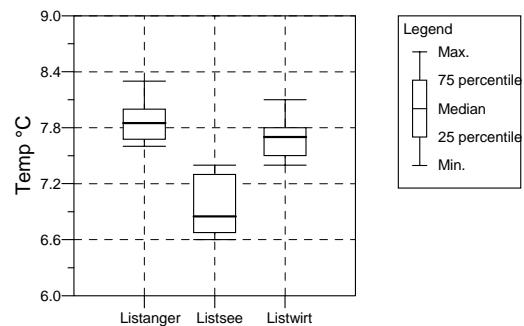


Diagramm 5.2-3: Wassertemperaturen Bad Reichenhall liegen zwischen 6,6 und 8,4°C bei relativ geringer Schwankung. Die Wässer im Brunnen Listsee sind geringfügig kälter als jene in den beiden anderen Brunnen.

Temperatur (°C)	Listanger	Listsee	Listwirt
Anzahl der Messungen (n)	7	7	6
Mittelwert ( $\mu$ )	7.93	7.00	7.73
Median	7.85	6.85	7.70
Minimum	7.60	6.60	7.40
Maximum	8.30	7.40	8.10
Standardabweichung ( $\sigma$ )	0.28	0.34	0.24

Tabelle 5.2-4: statistische Auswertung der gemessenen Wassertemperaturen

#### Ionenkonzentrationen

Die Auswertung der gemessenen Ionenkonzentrationen wurde anhand von Diagrammdarstellungen durchgeführt. Auch im Fall der untersuchten Wässer in Bad Reichenhall erweisen sich die Parameter Calcium, Magnesium sowie Hydrogenkarbonat als bestimmd für die Zusammensetzung der Lösungen. Zum Unterschied zu den bereits dargestellten hydrochemischen Verhältnissen in Reit im Winkl zeigen sich hier jedoch auch nennenswerte Gehalte an Sulfat und auch die Werte für Natrium und Chlorid können hier nicht mehr gänzlich vernachlässigt werden.

Nachfolgend werden die vorliegenden Analysenergebnisse zunächst statistisch ausgewertet.

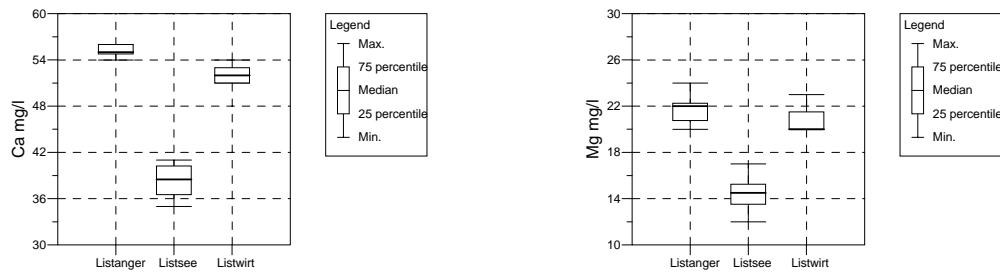


Diagramm 5.2-4 und Diagramm 5.2-5: Calcium- und Magnesiumgehalte Bad Reichenhall. Beide Parameter sind im Brunnen Listsee geringer vertreten als in den beiden anderen Brunnen. Die Schwankungsbreite ist dabei jeweils gering.

Ca (mg/l)	Listanger	Listsee	Listwirt
Anzahl der Messungen (n)	7	7	6
Mittelwert ( $\mu$ )	55.29	38.71	52.33
Median	55.00	38.50	52.00
Minimum	54.00	35.00	51.00
Maximum	56.00	41.00	54.00
Standardabweichung ( $\sigma$ )	0.76	2.21	1.21

Tabelle 5.2-5: statistische Auswertung der Calciumgehalte

Mg (mg/l)	Listanger	Listsee	Listwirt
Anzahl der Messungen (n)	7	7	6
Mittelwert ( $\mu$ )	22.00	14.71	21.00
Median	22.00	14.50	20.00
Minimum	20.00	12.00	20.00
Maximum	24.00	17.00	23.00
Standardabweichung ( $\sigma$ )	1.29	1.60	1.26

Tabelle 5.2-6: statistische Auswertung der Magnesiumgehalte

Es zeigt sich, dass die Wässer der Brunnen Listwirt und Listanger hinsichtlich ihrer Calcium-Magnesium-Gehalte sehr ähnliche Werte aufweisen, während der Brunnen Listsee in Übereinstimmung mit den festgestellten elektrischen Leitfähigkeiten deutlich geringere Gehalte in beiden Parametern zeigt. Die Schwankungsbreite liegt im Brunnen Listsee geringfügig höher als in den beiden anderen Brunnen.

Hinsichtlich der Anionenverteilung sind vornehmlich die Parameter Hydrogenkarbonat und Sulfat zu betrachten.

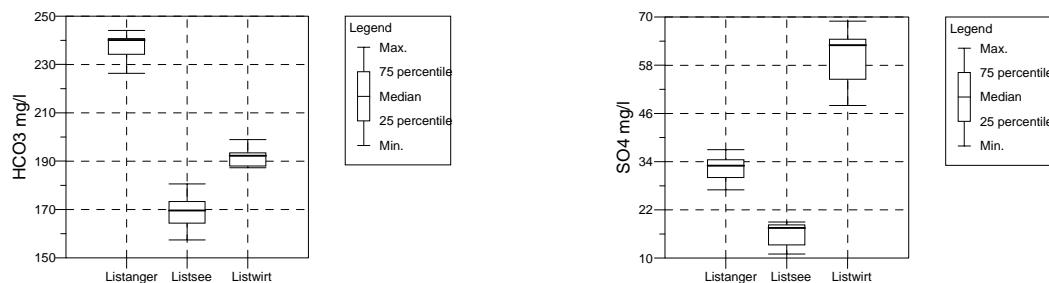


Diagramm 5.2-6 und Diagramm 5.2-7: Hydrogenkarbonat- und Sulfatgehalte Bad Reichenhall. Die insgesamt geringere Mineralisation im Brunnen Listsee zeigt sich auch bei diesen beiden Parametern. Die höchsten Hydrogenkarbonatgehalte weist der Brunnen Listanger auf, höchste Sulfatgehalte zeigt der Brunnen Listwirt.

HCO <sub>3</sub> (mg/l)	Listanger	Listsee	Listwirt
Anzahl der Messungen (n)	7	7	6
Mittelwert ( $\mu$ )	238.49	170.41	192.30
Median	240.11	173.29	192.20
Minimum	226.37	157.42	187.32
Maximum	244.07	180.61	198.92
Standardabweichung ( $\sigma$ )	5.77	7.50	4.14

Tabelle 5.2-7: statistische Auswertung der Hydrogenkarbonatgehalte

SO <sub>4</sub> (mg/l)	Listanger	Listsee	Listwirt
Anzahl der Messungen (n)	7	7	6
Mittelwert ( $\mu$ )	33.00	16.57	61.67
Median	33.00	17.50	63.00
Minimum	27.00	11.00	48.00
Maximum	37.00	19.00	69.00
Standardabweichung ( $\sigma$ )	3.37	2.99	7.20

Tabelle 5.2-8: statistische Auswertung der Sulfatgehalte

Höchste Hydrogenkarbonatgehalte mit Werten um 240 mg/l wurden im Brunnen Listanger gemessen, während die Brunnen Listsee und Listwirt mit 170 bzw. 192 mg/l deutlich geringere Werte aufweisen. Anders verhält sich der Sulfatgehalt, welcher im Brunnen Listwirt mit Werten um 60 mg/l am höchsten ist. Im Brunnen Listanger werden mit Werten um 33 mg/l mittlere, im Brunnen Listsee mit Werten um 17 mg/l geringste Sulfatgehalte gemessen.

Die Auswertung der Ionenverhältnisse wird anhand von Diagrammdarstellungen (siehe Diagramme 5.2-8 und 5.2-9) durchgeführt.

Das Schöller-Diagramm (Diagramm 5.2-8), welches die Konzentrationen der untersuchten Parameter für alle drei Messstellen in logarithmischer Darstellung ermöglicht, zeigt inwieweit die Wässer vergleichbare hydrochemische Zusammensetzungen zeigen und wo sich deutliche Unterschiede herausbilden. Die Darstellung zeigt, dass in den drei untersuchten Messstellen die Calcium-, Magnesium- und Hydrogenkarbonatkonzentrationen im Wesentlichen gleich sind. Während sich messbare Unterschiede im Bereich der geringer konzentrierten Parameter Natrium, Chlorid und Sulfat ergeben. Höchste Konzentrationen dieser untergeordneten Parameter weist dabei generell der Brunnen Listwirt auf, der Brunnen Listanger zeigt geringste Natrium- und Chlorid-Konzentrationen, der Brunnen Listsee dagegen geringste Sulfatkonzentrationen.

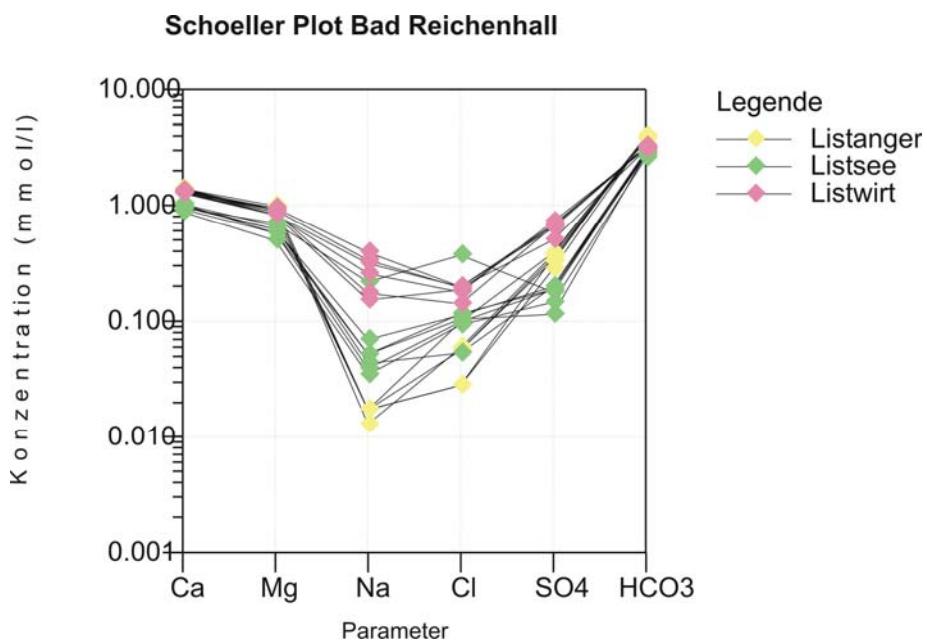


Diagramm 5.2-8: Schoeller-Plot Bad Reichenhall. Die Wässer im Brunnen Listwirt sind insgesamt am höchsten mineralisiert, die im Brunnen Listsee am geringsten. Der Brunnen Listsee zeigt auch die stärkste Beeinflussung durch nicht karbonatische Komponenten (höchste Na, Cl, SO<sub>4</sub>-Gehalte)

Die Darstellung im Piper-Diagramm bestätigt, dass neben den stark vertretenen Ionen Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat hier auch die Parameter Natrium, Sulfat und Chlorid von Bedeutung sind. Es zeigt sich, dass höchste Sulfatgehalte im Brunnen Listwirt, geringste im Brunnen Listsee auftreten.

Diese Feststellung lässt bereits darauf schließen, dass die untersuchten Grundwasseraufschlüsse neben einem dominanten karbonatischen Einfluss außerdem einen nachweisbaren evaporitischen Einfluss aufweisen. Hier wirken offenbar auf den jeweiligen Grundwasserleiter in unterschiedlicher Weise eingeschuppte Raibler Schichten ein. Im Brunnen Listwirt ist dieser Raibler Einfluss am stärksten ausgeprägt. Dies zeigt sich vor allem in den Sulfatgehalten der Wässer. Der Brunnen Listsee weist im Vergleich mit dem Brunnen Listanger einen höheren Natrium-Chlorid- aber einen geringeren Sulfatgehalt auf. Während die Ursache für erhöhte Sulfatgehalte über den Einfluss von Raibler Schichten im Einzugsgebiet plausibel erklärbar ist, sind erhöhte Natrium- und Chloridgehalte grundsätzlich hierüber nicht erklärbar. Die Lösung von Natrium und Chlorid ist aus Haselgebirgsanteilen denkbar, für deren Auftreten es im Einzugsgebiet und auch in der weiteren Umgebung jedoch keine offensichtlichen Anhaltspunkte in Form von oberflächlich auftretenden Gesteinen dieser Formation gibt.

Möglicherweise prägt sich hier ein geringfügiger Einfluss der Reichenhaller Sohlewässer durch, die im Bad Reichenhaller Becken in Tiefbohrungen in über 1000 m Tiefe gefördert werden.

Angesichts der mit Hilfe der hydrochemische Modellierung festgestellten deutlichen Untersättigung der Lösung für die Phasen Gips, Anhydrit und Halit ist den drei Komponenten dennoch nur eine untergeordnete Rolle zuzuweisen, da ein längerfristiger Einfluss von evaporitischen Ablagerungen zu einer Sättigung dieser Phasen in den geförderten Wässern führen müsste.

Piper Plot Bad Reichenhall

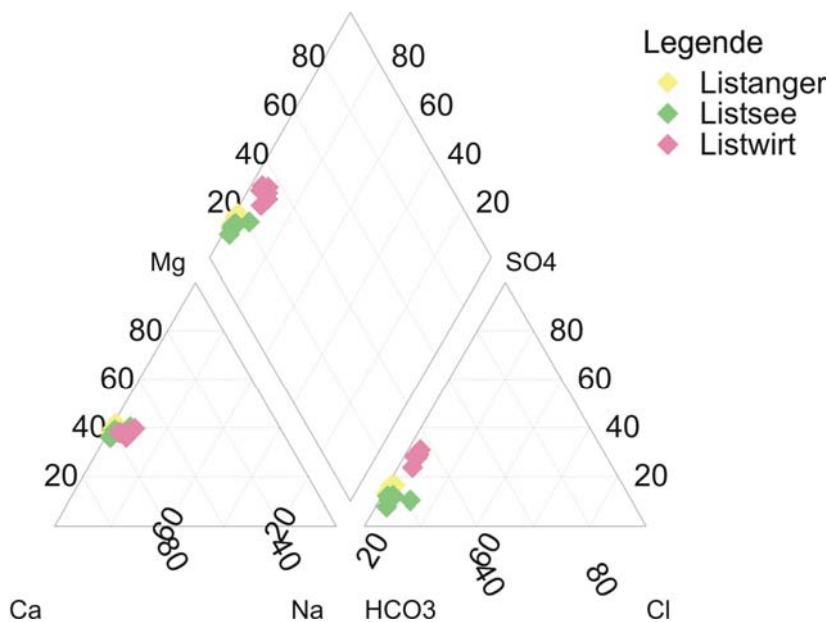


Diagramm 5.2-9: Piper-Diagramm Bad Reichenhall. Auch im Verhältnis der Ionenkonzentrationen zueinander zeigen die Wässer im Brunnen Listwirt die stärkste Sulfatbeeinflussung. Im Brunnen Listsee liegt das größte Ca-Mg-Verhältnis vor.

### Ca-Mg-Verhältnis

Die Frage, ob die dominante karbonatische Komponente des Einzugsgebietes vornehmlich durch Hauptdolomit oder aber durch den ebenfalls im Einzugsgebiet auftretenden Wettersteinkalk geprägt ist, lässt sich über die Betrachtung des Calcium-Magnesium-Verhältnisses beantworten.

Das im Hauptdolomit zu erwartende Verhältnis von Calcium zu Magnesium von annähernd 1:1 steht dabei einem grundsätzlich zugunsten des Calciums verschobenen Verhältnis innerhalb des Wettersteinkalks gegenüber.

Das Diagramm 5.2-10 zeigt, dass die Ca-Mg-Verhältnisse in allen drei Brunnen Quotienten aufweisen, die deutlich über dem Wert von 1 liegen. Die höchsten Quotienten mit durchschnittlich 1,6 wurden dabei im Brunnen Listsee festgestellt. Die Wässer der Brunnen Listwirt und Listanger zeigen Quotienten von durchschnittlich rund 1,5.

### Ca-Mg-Verhältnis Bad Reichenhall

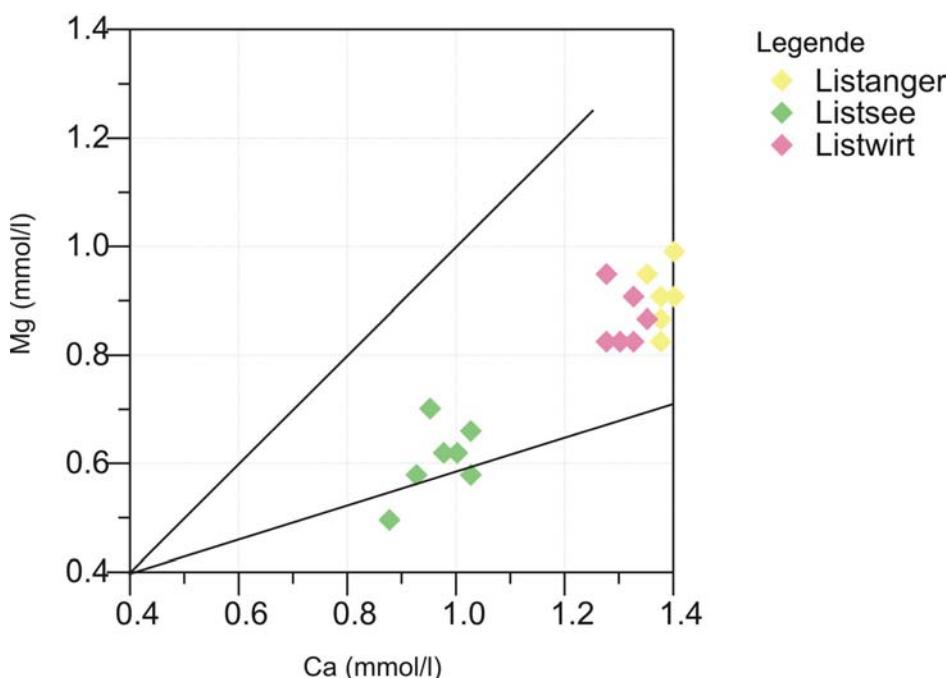


Diagramm 5.2-10: Ca-Mg-Verhältnis Bad Reichenhall. In allen drei Brunnen liegen Ca-Mg-Verhältnisse vor, die im Bereich von 1,5:1 liegen, was eindeutig darauf hinweist, dass hier Mischwässer oder Kalziumkarbonat-Wässer vorliegen. Im Brunnen Listsee, der die höchsten Ca-Mg-Verhältnisse zeigt ist die Mineralisierung insgesamt am geringsten.

Auf Basis dieser Daten ist festzustellen, dass alle drei Grundwasseraufschlüsse neben einer starken dolomitischen Komponente im Einzugsgebiet auch eine kalkdominierte Komponente aufweisen, wobei diese im Brunnen Listsee am stärksten zum Tragen kommt.

Die Hydrochemische Modellierung der untersuchten Wässer zeigt, dass in allen drei Brunnen die Phasen Kalzit und Dolomit mehr oder weniger in Gleichgewichtskonzentrationen auftreten, während die Phasen Gips und Anhydrit mit Indizes zwischen -2 und -3 deutlich untersättigt sind. Die geringste Untersättigung an Gips (SI -1,85) weist in Übereinstimmung mit den

oben erläuterten Verhältnissen der Brunnen Listwirt auf. Die Betrachtung der Speziesverteilung zeigt, dass die Spezies  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{SO}_4^{2-}$  die Hauptspezies in der Lösung darstellen, andere treten nur untergeordnet auf.

Die Betrachtung der hydrochemischen Eigenschaften der drei Aufschlüsse zeigt, dass hier trotz der räumlichen Nähe drei unterschiedliche Aquifere aufgeschlossen werden. So zeigen die Wässer des Brunnens Listsee einen deutlich stärkeren Einfluss durch Wettersteinkalk als die beiden anderen Brunnen, während im Brunnen Listwirt der stärkste, wenn auch gering bedeutende evaporitische Einfluss deutlich wird.

Unter Berücksichtigung der oben dargestellten Mischwasserverhältnisse innerhalb der hier untersuchten Grundwasseraufschlüsse sind die Mischungsverhältnisse von dolomitischen und kalzitischen Wässern für die Wahl des Abflussmodells und damit für die Interpretation der Altersdaten von großer Bedeutung, da davon auszugehen ist, dass nach dem vergleichsweise schnellen Durchlaufen der kalkdominierten verkarsteten Zonen eine sehr viel längere Verweilzeit innerhalb des Hauptdolomitbereiches vorliegt.

Dabei müssen auch hier die anisotropen Durchlässigkeiten innerhalb des Hauptdolomitaquifers basierend auf der strukturengeo logischen Situation berücksichtigt werden. Die Frage nach dem Alter der vorliegenden Wässer muss auch hier mit einem Modell verbunden werden, dass die Mischung von relativ jungen Wässern, die sich ausschließlich innerhalb von Karststrukturen und Großklüften bewegen, mit älteren Wässern, die über einen längeren Zeitraum in Klein- und Mikroklüften verweilen, berücksichtigt.

## 5.2.6 Auswertung der Isotopendaten

Zur Alterdatierung mit Hilfe von Isotopenuntersuchungen standen Sauerstoff-18-, Deuterium- und Tritiumdaten aus dem Zeitraum 1985 bis 1999 zur Verfügung. Im Rahmen des Projektes wurden im Zeitraum 2005 und 2006 weitere Proben entnommen und untersucht. Die verfügbaren Isotopendaten sind den Tabellen 5.2-9 bis 5.2-11 zu entnehmen.

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	18O	2H	Deuterium-Exzeess	3H	Fehler
Listanger	18/08/1988	-11.55	-87.3	5.1	52.8	4.6
Listanger	02/11/1988	-11.64	-82.9		55.8	4.6
Listanger	16/10/1990	-11.63	-80	13.04	52.8	5.4
Listanger	07/04/1991	-11.38			39.6	2
Listanger	16/07/1991	-11.59			41.8	4.9
Listanger	18/10/1991	-11.66			53	6.3
Listanger	09/03/1992	-10.98			45.6	
Listanger	11/11/1992	-11.66			35.8	
Listanger	22/02/1994	-11.33			28.8	
Listanger	06/12/1995	-11.66			28	
Listanger	05/02/1996	-11.64			25.4	
Listanger	04/03/1996	-11.49			28.3	
Listanger	01/04/1996	-11.5			20.3	
Listanger	29/04/1996	-11.46			27.1	
Listanger	13/05/1996	-11.48			27.1	
Listanger	12/08/1998	-11.49			17.9	
Listanger	14/12/1998	-11.26			17.8	
Listanger	16/06/1999	-11.45			16.8	
Listanger	26/10/2005	-11.13	-79.2	9.84		
Listanger	25/01/2006	-11.15	-79	10.2		
Listanger	23/05/2006	-11.3	-79.8	10.6	11.2	1
Listanger	20/12/2006	-11.42	-81.2	10.16	9.5	0.82

Tabelle 5.2-9: Isotopendaten Listanger

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	18O	2H	Deuterium-Exzeess	3H	Fehler
Listsee	04/07/1985	-11.9	86.8	182	86.6	8
Listsee	19/11/1985	-11.89			81.5	8
Listsee	22/01/1986	-11.9	-11.8		71.2	5.1
Listsee	06/04/1986	-11.9			73.7	3.8
Listsee	10/07/1986	-12.17			89.6	3.5
Listsee	14/08/1986	-11.59			87.9	3.2
Listsee	26/11/1986	-11.91			91.7	7.2
Listsee	03/12/1986	-11.88			97.2	9.8
Listsee	17/12/1986	-11.95			78.8	5.5
Listsee	23/12/1986	-11.88			80.8	5
Listsee	30/12/1986	-11.82			84.3	7.1
Listsee	07/01/1987	-11.9			74.5	5.9
Listsee	15/01/1987	-11.95			84.6	7
Listsee	22/01/1987	-11.98			82.2	6
Listsee	28/01/1987	-11.91			76.5	5
Listsee	08/12/1987	-12.01	-88		76.6	6.8
Listsee	18/08/1988	-11.82			73.6	6.2
Listsee	02/11/1988	-11.86			75.9	4.5
Listsee	16/10/1990	-12.08	-82.6		65.5	5.2
Listsee	08/01/1991	-11.82			54.1	
Listsee	07/04/1991	-11.75			50.4	2
Listsee	16/07/1991	-11.91			49.1	5.8
Listsee	18/10/1991	-12.11			62.2	7.4
Listsee	09/03/1992	-12.2			63.4	
Listsee	21/07/1992	-11.65			66	
Listsee	11/11/1992	-10.19			58.1	
Listsee	24/02/1993	-11.85			51.4	
Listsee	05/07/1993	-11.79			42.4	
Listsee	02/08/1993	-11.91			40.1	
Listsee	22/02/1994	-11.94			54.7	
Listsee	13/06/1994	-11.94			35.8	
Listsee	17/10/1994	-11.91			37.3	
Listsee	13/02/1995	-12.01			45.8	
Listsee	19/06/1995	-12.02			38.1	
Listsee	06/12/1995	-12.15			36.1	
Listsee	22/01/1996	-11.82			40.7	
Listsee	05/02/1996	-11.94			33.9	
Listsee	04/03/1996	-11.82			34.4	
Listsee	01/04/1996	-11.81			34.7	
Listsee	29/04/1996	-11.82			22	
Listsee	13/05/1996	-11.8			22.9	
Listsee	21/08/1996	-11.76			29.4	
Listsee	13/11/1996	-11.91			39	
Listsee	25/02/1997	-11.89			35.6	
Listsee	12/05/1997	-11.83			29.2	
Listsee	12/08/1997	-11.87			28.8	
Listsee	10/11/1997	-11.85			32.9	
Listsee	09/02/1998	-11.82			24.9	
Listsee	12/06/1998	-11.92			25	
Listsee	12/08/1998	-11.86			25.4	
Listsee	14/12/1998	-12			27.6	
Listsee	16/06/1999	-11.96			24.8	
Listsee	26/10/2005	-11.64	-82.6	10.52		
Listsee	25/01/2006	-11.58	-82.2	10.44		
Listsee	23/05/2006	-11.74	-82.2	11.72	11.6	1
Listsee	20/12/2006	-11.89	-84.7	10.42	12.1	0.81

Tabelle 5.2-10: Isotopendaten, Listsee

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	18O	2H	Deuterium-Exzeess	3H	Fehler
Listwirt	16/10/1990	-12.03	-80.9	15.34	56.8	4.8
Listwirt	07/04/1991	-11.52			48.5	2
Listwirt	16/07/1991	-11.49			45.1	5.3
Listwirt	18/10/1991	-11.72			50.3	6
Listwirt	09/03/1992	-12.3			55.8	
Listwirt	05/07/1993	-11.68			40.7	
Listwirt	02/08/1993	-11.54			33.5	
Listwirt	13/06/1994	-11.81			46.9	
Listwirt	13/09/1995	-11.94			29.7	
Listwirt	27/12/1995	-11.8			31.4	
Listwirt	05/02/1996	-11.74			33.1	
Listwirt	04/03/1996	-11.72			35.6	
Listwirt	01/04/1996	-11.69			33.8	
Listwirt	29/04/1996	-11.7			33.9	
Listwirt	07/01/1997	-11.79			32.6	
Listwirt	22/01/1997	-11.74			33.9	
Listwirt	12/08/1998	-11.93			24	
Listwirt	14/12/1998	-11.79			27	
Listwirt	16/06/1999	-11.71			25.7	
Listwirt	26/10/2005	-11.64	-81.6	11.52		
Listwirt	25/01/2006	-11.56	-82.1	10.38		
Listwirt	23/05/2006	-11.6	-81.4	11.4	15.3	1.2
Listwirt	20/12/2006	-11.8	-84.5	9.9	14.4	0.72

Tabelle 5.2-11: Isotopendaten, Listwirt

#### Stabile Isotope:

Die Darstellung der stabilen Isotope  $^{18}\text{O}$  und Deuterium zeigt grundsätzlich die schwersten Wässer im Brunnen Listanger, die leichtesten im Brunnen Listsee, was darauf schließen lässt, dass der Brunnen Listsee das höchstgelegene Einzugsgebiet aufweist, während die Infiltration der Wässer des Brunnens Listanger in durchschnittlich geringerer Höhe von statthen geht. Auffallend sind starke Abweichungen von der Niederschlagsgeraden, die vor allem die Brunnen Listwirt und Listsee betreffen. Aufgrund der insgesamt eher geringen Schwankungen der stabilen Isotopenzusammensetzung in den Brunnenwässern sind kurzzeitige Abweichungen der Isotopenzusammensetzung im Niederschlag als Erklärung hierfür eher nicht wahrscheinlich. Verdunstungseffekte, die sich im Rahmen von Probennahme oder Probenaufbewahrung ergeben, sind daher nicht auszuschließen. Darauf lassen auch die  $^{18}\text{O}$ -Zeitreihen (Diagramme 5.2-12 bis 5.2-14) schließen, die mehrfach deutliche Ausreißer innerhalb der langjährigen Messreihen aber keinen saisonal interpretierbaren Trend zeigen.

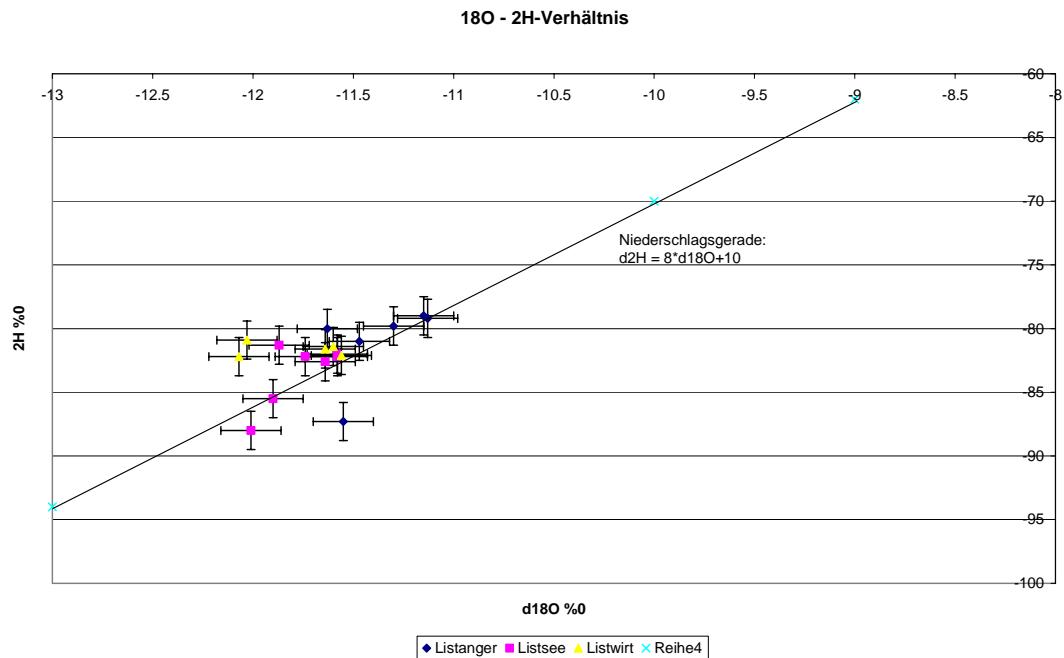


Diagramm 5.2-11: Verhältnisdarstellung der stabilen Isotope in den Messstellen Bad Reichenhall. Einige Messwerte, vor allem vom Brunnen Listwirt liegen deutlich oberhalb der Niederschlagsgeraden. Die Streuung ist z.B. durch Verdunstungseffekte nach der Probennahme erklärbar.

Zur Bestimmung der mittleren Einzugsgebietshöhen der Brunnen wurden die gemessenen  $^{18}\text{O}$ -Daten mit den Niederschlagswerten der Messstation N39 Salzburg verglichen. Diese Bewertung ist aufgrund möglicher kleineräumig wechselnder Bedingungen sowie eines im Einzugsgebiet möglicherweise vorherrschenden abweichenden Kleinklimas mit Unsicherheiten behaftet. In Ermangelung detaillierter Eingangsdaten aus dem direkten Einzugsgebiet kann diese Bewertung jedoch zumindest Anhaltspunkte für die Bestimmung der mittleren Einzugsgebietshöhen der drei Brunnen liefern.

Tabelle 5.2.12 zeigt die statistische Auswertung der vorliegenden  $^{18}\text{O}$ - und Deuterium-Daten. Auf Basis der berechneten Medianwerte der  $^{18}\text{O}$ -Gehalte erfolgt eine Abschätzung der mittleren Einzugsgebietshöhen.

	Parameter	Einheit	Min	Max	Mittelwert	Standardabweichung	Medianwert	Probenanzahl
Listanger	$^{18}\text{O}$	‰	-11.66	-10.98	-11.38	0.20	-11.44	13
	$2\text{H}$	‰	-87.30	-79.00	-81.08	3.14	-80.00	6
Listsee	$^{18}\text{O}$	‰	-12.01	-11.12	-11.73	0.25	-11.85	11
	$2\text{H}$	‰	-88.00	-82.00	-83.89	2.28	-83.65	7
Listwirt	$^{18}\text{O}$	‰	-12.30	-11.49	-11.77	0.21	-11.79	14
	$2\text{H}$	‰	-84.50	-80.90	-82.66	1.60	-83.15	5

Tabelle 5.2-12: statistische Auswertung der stabilen Isotopenwerte der WVA Listsee

Aufgrund der topografischen Verhältnisse wurde von FELLEHNER (2003) für den Brunnen Listanger eine mittlere Einzugsgebietshöhe von 1000 m angenommen. Nach CLARK, FRITZ, 1997 beträgt der Höhengradient zwischen -0,15 und -0,5‰ pro 100 m. Unter der Annahme einer mittleren Einzugsgebietshöhe von 1.000 m für den Brunnen Listanger ergibt sich für den Bereich Listsee ein Höhengradient von -0,325‰ pro 100m, woraus sich für die beiden anderen Brunnen eine mittlere Einzugsgebietshöhe von 1.130 m (Listsee) und 1.110 m (Listwirt) ergibt.

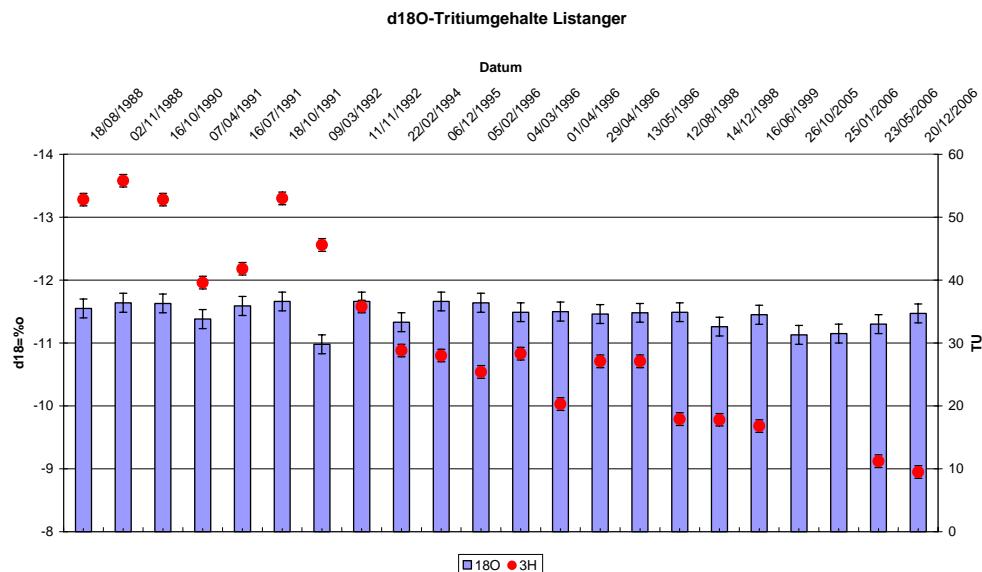
	Nd-Station N-39	Listanger	Listsee	Listwirt
<b>d18O‰</b>	-9,6 (gew. Mittel)	-11,44	-11,85	-11,79
<b>Differenz</b>		-1,84	-2,25	-2,19
<b>Höhengradient (‰ pro 100m)</b>		-0,325	-0,325	-0,325
<b>Höhendifferenz (m)</b>		567	693	675
<b>Mittlere Einzugsgebietshöhe (m ü.A.)</b>	<b>435</b>	<b>1000</b>	<b>1130</b>	<b>1110</b>

Tabelle 5.2-13: Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhen der Wässer der WVA Listsee

### Altersdatierung

Für die drei Messstellen im Listseegebiet in Bad Reichenhall stehen zahlreiche Tritiummessungen aus den Jahren der Erschließung zu Verfügung. Älteste Daten liegen dabei für den Brunnen Listsee aus dem Jahre 1985 vor. In unregelmäßigen Abständen wurden die Tritiumgehalte der Wässer in den drei Brunnen bis 1999 gemessen. Zusätzlich wurden im Rahmen der gegenständlichen Arbeit im Jahr 2006 Tritiummessungen durchgeführt.

Grundsätzlich wurden im Zuge der Beprobung auf Tritiumgehalte auch  $^{18}\text{O}$ -Proben entnommen und analysiert. Die  $^{18}\text{O}$ -Daten können in diesem Zusammenhang zur Prüfung der Plausibilität der zugehörigen Tritiumwerte dienen. Die folgenden Diagramme 5.2-12 bis 5.2-14 zeigen die gemessenen Werte grafisch und geben einen Überblick über das Schwankungsverhalten über den gesamten Untersuchungszeitraum seit 1985.

Diagramm 5.2-12:  $d^{18}\text{O}$ - und Tritiumgehalte Listanger. Geringe Schwankungen im  $^{18}\text{O}$  steht ein deutlicher Rückgang der Tritiumgehalte zwischen 1988 und 2006 gegenüber.

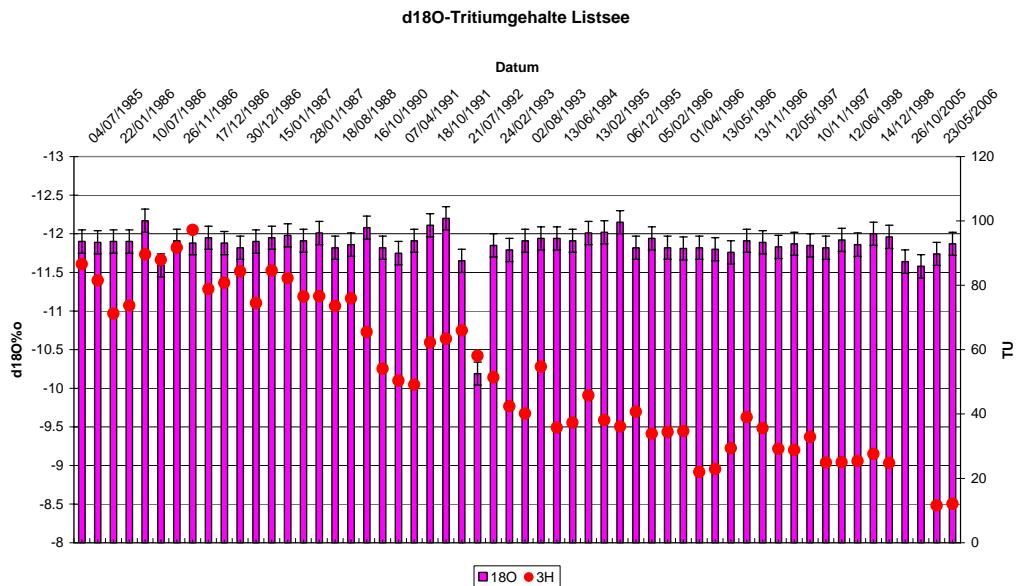


Diagramm 5.2-13: d<sup>18</sup>O - und Tritiumgehalte Listsee. Einem deutlich zu schweren Wert im Jahr 1993 stehen ansonsten sehr geringe Schwankungen der <sup>18</sup>O-Gehalte gegenüber. Die Tritiumgehalte sinken zwischen 1985 und 2006 von maximal 90 TU auf Werte um 10 TU ab.

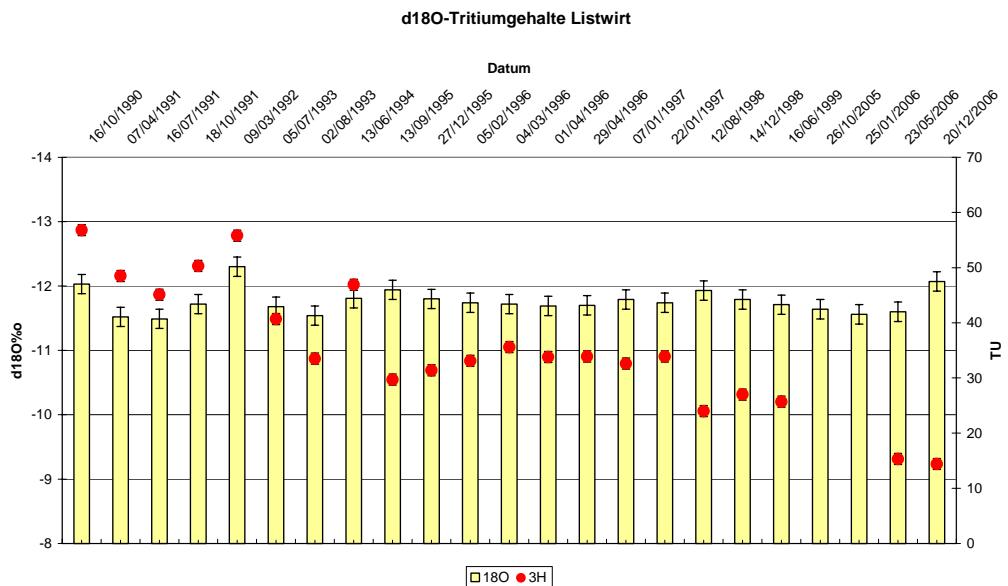


Diagramm 5.2-14: d<sup>18</sup>O - und Tritiumgehalte Listwirt. Hier zeigen sich nur leichte Ausreißer hin zu leichteren Wässern in den Jahren 1990 und 1992. Die Tritiumgehalte gehen unter Schwankungen von Werten um 60 TU auf Werte um 12 TU im Jahr 2006 zurück.

Die <sup>18</sup>O-Werte zeigen in den drei Brunnen über lange Dauer relativ geringe Schwankungen, die sich im Wesentlichen innerhalb des Fehlerbereiches von 0,15‰ bewegen.

Im Brunnen Listanger liegen die Werte zwischen -11,3 und -11,6 ‰, einzelne Ausreißer hin zu schwereren Wässern bis -11‰ werden jedoch verzeichnet. Im Brunnen Listsee liegen die Messwerte im Allgemeinen zwischen -11,7 und -11,9‰, wobei auch hier einzelne abweichende Werte gemessen wurden, die im Maximum -10,2 im Minimum -12,2‰ betragen. Im Brunnen Listwirt liegen die <sup>18</sup>O-Werte allgemein zwischen -11,5 und -11,8‰. Auch hier wur-

den einzelne Abweichungen vor allem hin zu leichteren Wässern bis -12,3‰ festgestellt. Die Ausreißer gehen nicht einher mit deutlich vom Trend abweichenden Tritiumwerten, so dass grundsätzlich die Plausibilität der Messwerte nicht in Frage gestellt werden muss. Die über lange Zeiträume geringe Schwankung der  $^{18}\text{O}$ -Werte zeigt grundsätzlich, dass in den Brünnchen nur in geringem Maße sehr junge Wässer erschlossen werden und daher kein Jahresgang aufgeprägt wird. Die Ausreißer weisen ebenfalls nicht auf jahreszeitlich bedingte Einflüsse hin, da leichte Wässer im Rahmen von Probennahmen zu verschiedenen Jahreszeiten festgestellt wurden.

Auf Basis der Tritiumeingangsdaten wurden die Wasseralter der drei Brunnen mit Hilfe des Programmes MULTIS (RICHTER, SZYMCZAK, 1994) berechnet.

Als Niederschlagsinputfunktion wurde dabei die ANIP-Niederschlagsmessstellen Salzburg N-39 (s. Kap.3.4.2) herangezogen. In den nachfolgenden Abbildungen (Diagramm 5.2-15 bis 5.2-19) werden die Output-Funktionen hergeleitet und daraus die Alterstruktur der geförderten Wässer entwickelt.

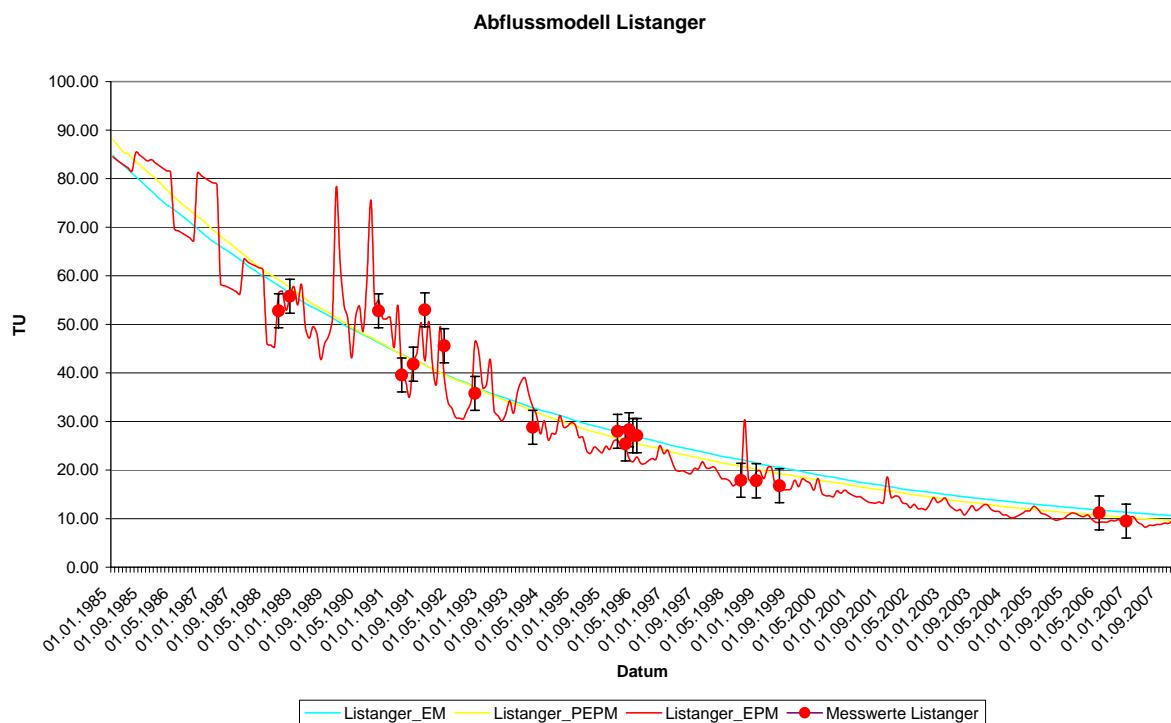


Diagramm 5.2-15: Abflussmodell Listanger. Die je nach Abflussmodell unterschiedlichen Output-Kurven werden hier gemeinsam mit den messwerten dargestellt. Die Kurve nach dem kombinierten EPM ergibt die beste Übereinstimmung mit den Messwerten.

Zur Entwicklung des Abflussmodells für den Brunnen Listanger wurden Berechnungen mit folgenden Modellansätzen vorgenommen:

- Exponentialmodell (EM): MVZ 13 a
- Kombiniertes Exponential-Pistonflow-Modell mit 75% Exponentialkomponente (EPM): MVZ EM 11 a, MVZ PM 15,5 a

- Kombiniertes Pistonflow - Exponential-Pistonflow -Modell (PEPM) mit 5% Anteil an tritiumfreier Pistonflow-Komponente: MVZ EPM 13,5 a bei 84% EM-Anteil

Die Annahme eines reinen Pistonflow-Modells innerhalb des vorliegenden großräumigen Kluftaquifers kann ausgeschlossen werden. Diese Variante würde ein eng begrenztes Infiltationsgebiet und einen sehr gleichförmigen Abfluss innerhalb eines isotropen Aquifers voraussetzen. Da diese Bedingungen im Untersuchungsraum nicht verwirklicht sind, wurde das Pistonflow-Modell bei den Modellansätzen nicht berücksichtigt.

Die seit 1988 vorliegenden Messwerte zeigen nicht nur den generellen Abwärtstrend der Tritium-Gehalte sondern auch deutliche kurzfristige Schwankungen, was darauf hin deutet, dass sich Schwankungen in den Niederschlagsgehalten auf die Output-Werte übertragen. Dies ist wiederum ein Hinweis dafür, dass mit dem Vorhandensein einer gewissen Pistonflow-Komponente zu rechnen ist, da im Exponentialmodell die Mischung unterschiedlich alter Wässer zu einer Dämpfung dieser kurzfristigen Tritiumschwankungen im Niederschlag führen würde. Dies zeigt auch die im Diagramm 5.2-15 dargestellte Output-Kurve des Exponentialmodells (EM), die einen sehr gleichmäßigen Abwärtstrend zeigt. Gleiches gilt für das kombinierte Pistonflow-Exponential-Pistonflow-Modell (PEPM), wonach die Wässer der Modellrechnung zum Großteil aus Exponentialkomponente (84%) bestehen. Die beste Übereinstimmung mit den Messwerten zeigt das kombinierte Exponential-Pistonflow-Modell mit 75%-Anteil an Exponentialkomponente. In Übereinstimmung mit den auf sehr viel weniger gut abgesicherten Daten getroffenen Aussagen für die Erkundungsbohrungen Reit im Winkl, stellt dieses Modell die beste Annäherung an die hydrogeologischen Verhältnisse innerhalb eines geklüfteten dolomitischen Aquifers mit Groß-, Klein- und Feinstklüften dar, wobei die Großklüftung für den Pistonflow-Anteil, die Klein- und Mikroklüftung für den Exponentialanteil der Wässer verantwortlich ist.

Aus der Modellrechnung ergibt sich für die Wässer des Brunnens Listanger eine mittlere Verweilzeit von 11 Jahren für die Pistonflow-Komponente und eine mittlere Verweilzeit von 15,5 Jahren für die Exponentialkomponente.

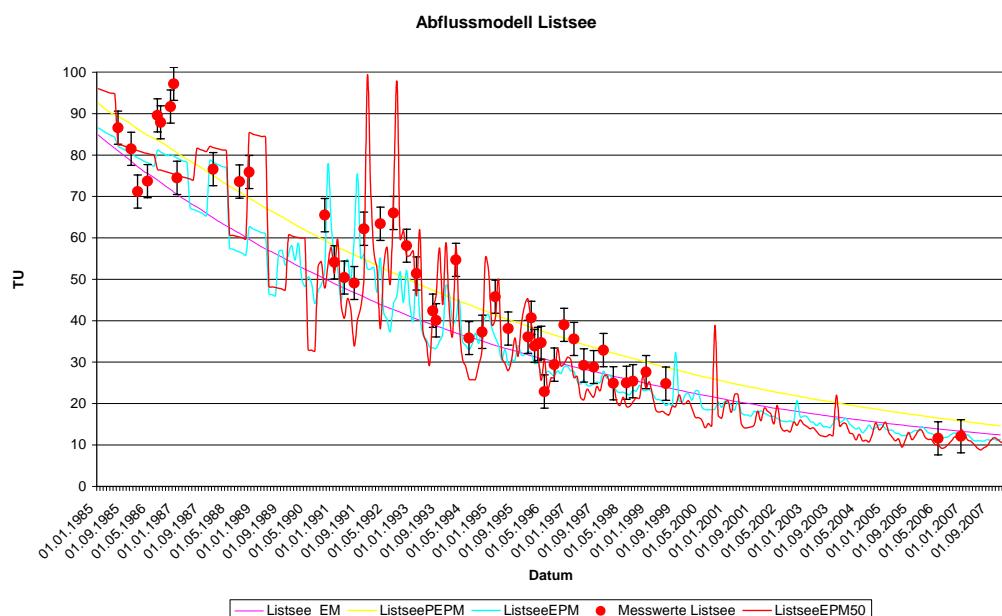


Diagramm 5.2-16: Abflussmodell Listsee. Die beste Übereinstimmung für weite Zeitbereiche wird durch das Abflussmodell eines kombinierten EPM mit jeweils 50%-Anteil von PM und EM erzielt.

Auch für den Brunnen Listsee kann aufgrund der vorliegenden Informationen über den Aquiferkörper das Vorliegen eines reinen Pistonflow-Modells ausgeschlossen werden. Die Schwankungen in der Tritiumganglinie, die im Vergleich zur Ganglinie des Brunnens Listanger deutlich stärker sind, weisen jedoch eindeutig auf einen stärkeren Einfluss einer Pistonflow-Komponente hin. Für die Entwicklung eines entsprechenden Abflussmodells wurden deshalb folgende Modellansätze gewählt:

- Exponentialmodell (EM): MVZ 18,5 a (zum Vergleich)
- kombiniertes Exponential-Pistonflow-Modell mit 75% Exponentialkomponente (EPM): MVZ EM 19,5 a, MVZ PM 16,5 a
- Kombiniertes Exponential-Pistonflow-Modell mit 50% Exponentialkomponente (EPM50): MVZ EM 24a, MVZ PM 17,5 a
- Kombiniertes Pistonflow - Exponential-Pistonflow -Modell (PEPM) mit 5% Anteil an tritiumfreier Pistonflow-Komponente: MVZ EPM 31 a bei 74% EM-Anteil

Das Diagramm 5.2-16 zeigt, dass sich die beste Übereinstimmung mit den Messwerten im kombinierten Exponential-Pistonflow-Modell mit 50%-Anteil an Exponentialkomponente ergibt. Für die Wässer des Brunnens Listsee wird daher eine mittlere Verweilzeit von 17,5 Jahren für die Pistonflow-Komponente und eine mittlere Verweilzeit von 24 Jahren für die Exponentialkomponente berechnet. Dieser Modellansatz ist in guter Übereinstimmung mit den natürlich zu erwartenden Abflussverhältnissen in einem bereichsweise verkarsteten Aquifer mit Kluftweiten im Mikro- bis Dezimeterbereich. Der im Vergleich zum Brunnen Listanger größere Anteil an Pistonflow-Komponente lässt sich daraus erklären, dass im Einzugsgebiet des Brunnens Listsee die Wettersteinkalkkomponenten und damit ein Transport innerhalb von Karstschläuchen, für die sowohl ein konzentriertes Infiltrationsgebiet als auch ein gleichmäßiger Abfluss angenommen werden können, am stärksten ausgeprägt ist.

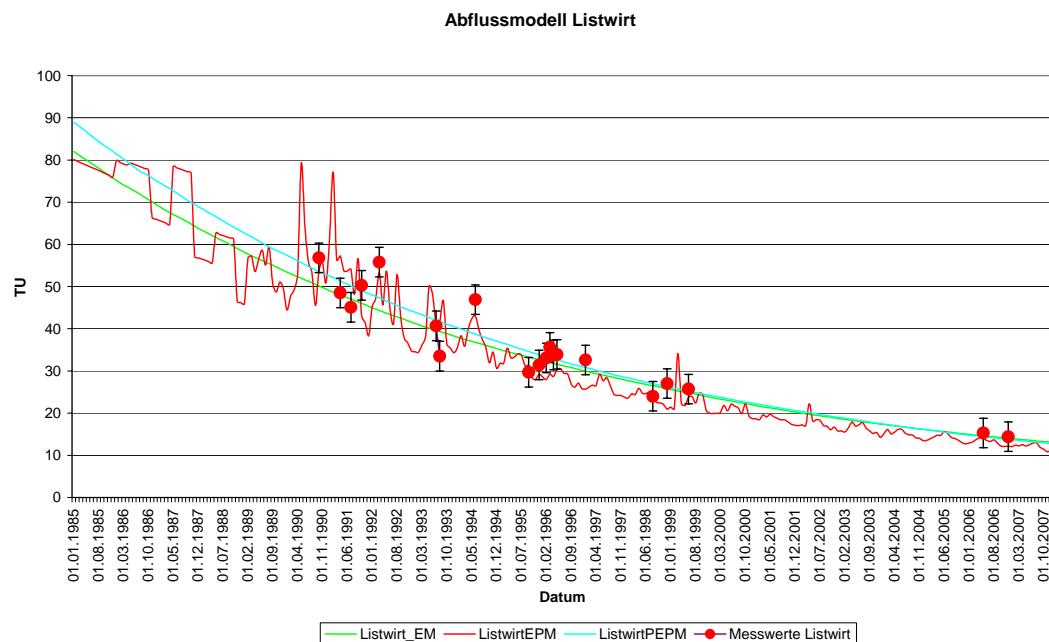


Diagramm 5.2-17: Abflussmodell Listwirt. Die Output-Kurve für das kombinierte EPM gibt die durch die Messwerte gegebenen Schwankungen am besten wieder.

Zur Altersbestimmung der Wässer im Brunnen Listwirt wurden folgende Modellansätze untersucht:

- Exponentialmodell (EM): MVZ 22 a
- Kombiniertes Exponential-Pistonflow-Modell mit 75% Exponentialkomponente (EPM): MVZ EM 27 a, MVZ PM 16 a
- Kombiniertes Pistonflow - Exponential-Pistonflow -Modell (PEPM) mit 5% Anteil an tritiumfreier Pistonflow-Komponente: MVZ EPM 23,5 a bei 85% EM-Anteil

Auch hier zeigt sich aufgrund der kurzfristigen starken Schwankungen der Tritiumwerte (Diagramm 5.2-17), dass eine gewisse Pistonflow-Komponente das Fließgeschehen im Aquifer beeinflusst. Die Schwankungen sind jedoch im Vergleich zum Brunnen Listsee deutlich geringer ausgeprägt. Die beste Übereinstimmung findet sich daher im kombinierten Exponential-Pistonflow-Modell mit 75%-Exponentialanteil. Die mittleren Verweilzeiten liegen damit bei 27 Jahren für die Exponentialkomponente und 16 Jahren für die Pistonflow-Komponente.

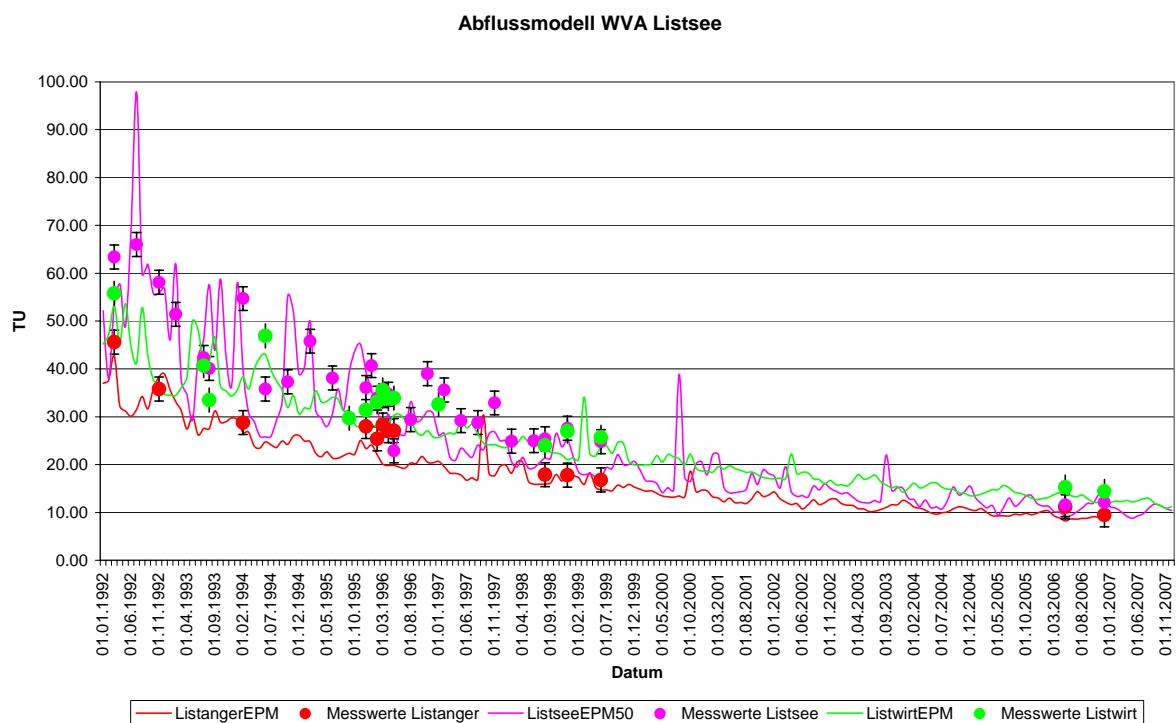


Diagramm 5.2-18: Abflussmodelle der Brunnen WVA-Listsee. Die größten Schwankungen innerhalb der Tritium-Zeitreihe zeigen die Wässer im Brunnen Listsee. Dieser Tatsache wird bei der Altersberechnung durch einen höheren PM-Anteil Rechnung getragen. Der höhere PM-Anteil führt zu einer geringeren Vermischung verschiedener alter Wässer, Schwankungen im Niederschlag prägen sich entsprechend stärker in den Abfluss durch.

Im Diagramm 5.2-18 wurden die drei Output-Funktionen mit den jeweiligen Messwerten zusammengefasst dargestellt. Es zeigt sich, dass Messwerte und Output-Kurve des Brunnens Listanger am niedrigsten liegen. Hier wurden immer geringere Tritiumwerte gemessen, was auf ein generell jüngeres Alter hinweist. Der Vergleich der Output-Kurven von Listsee und Listwirt zeigt, dass sich diese Werte unter starken Schwankungen etwa auf dem gleichen Niveau bewegen, die Wässer demnach in etwa gleiche Verweilzeiten aufweisen sollten. Die wesentlich stärkeren Schwankungen der Messwerte im Brunnen Listsee, zeigen den stärke-

ren Einfluss einer Pistonflow-Komponente, hervorgerufen von einer größeren Verkarstung im Einzugsgebiet, die wiederum auf den sowohl durch Geländeaufnahmen als auch über die Auswertung der hydrochemischen Daten belegten größeren Einfluss von Wettersteinkalk im Einzugsgebiet zurückführbar ist.

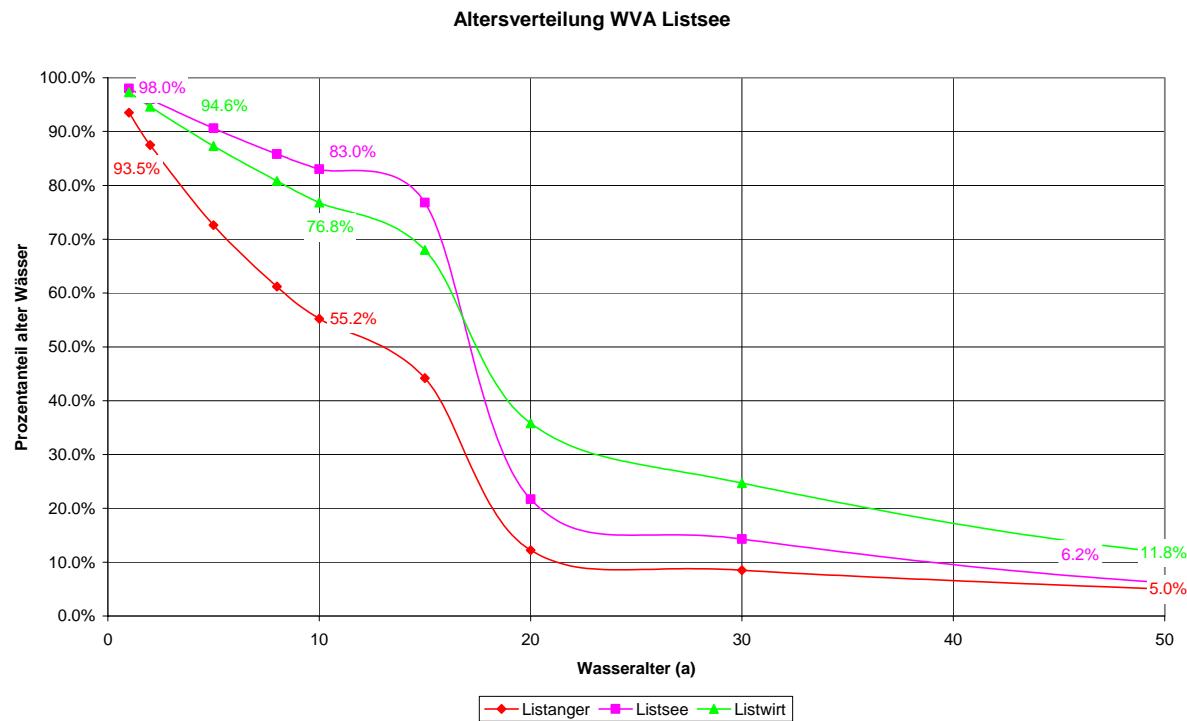


Diagramm 5.2-19: Altersverteilung der Wässer der WVA Listsee. Dem exponentiellen Verlauf der drei Kurven wird durch die Kombination mit einem PM eine abschnittsweise größere Kurvenneigung aufgeprägt. Der größere PM-Anteil im Brunnen Listsee führt dazu, dass hier die Alterstreuung am geringsten ist.

Anhand der Definition des Jungwasseralters im Rahmen der Modellrechnung ermöglicht MULTIS die Bestimmung der Altersverteilung innerhalb eines Mischwassers. Im Diagramm 5.2-19 werden für die drei Brunnen jeweils die Prozentanteile an Wässern, die älter als ein definiertes Alter sind, aufgezeigt. Hier bestätigt sich, dass im Brunnen Listanger die jüngsten Wässer gefördert werden, da diese Messstelle bei jedem Alter die geringsten Anteile aufweist. Der Anteil von Wässern, die älter als ein Jahr sind beträgt hier 93,5%.

Die Altersverteilung im Brunnen Listsee bewegt sich, bedingt durch den größeren Pistonflow-Anteil innerhalb eines engeren Rahmens, so dass im Vergleich zum Brunnen Listwirt weniger Wasseranteile älter als 20 Jahre, jedoch mehr Wasseranteile älter als 15 Jahre sind. Der steile Abschnitt jeder der drei Kurven beschreibt den Pistonflow-Anteil, während sich im Exponentialanteil die Wässer besser vermischen, was durch die flacheren Kurvenanteile sowohl bei den jüngeren als auch bei den älteren Wasseranteilen beschrieben wird.

Die Darstellung der Altersverteilung zeigt außerdem, dass alle drei Wässer einen, wenn auch geringen Anteil an sehr jungen (einjährigen Wässern) haben. Dieser junge Anteil ist für die oben erwähnten geringen Schwankungen der Werte der stabilen Isotope verantwortlich zu machen, welcher sich den älteren Wässern aufprägt. Die Aussage steht im Einklang mit der Tatsache, dass stärkste  $^{18}\text{O}$ -Schwankungen im Brunnen Listanger, geringste im Brunnen Listsee festgestellt wurden.

## 5.3 Thermalbohrung Saalach Thermal I, St. Martin bei Lofer

### 5.3.1 Beschreibung der Messstelle

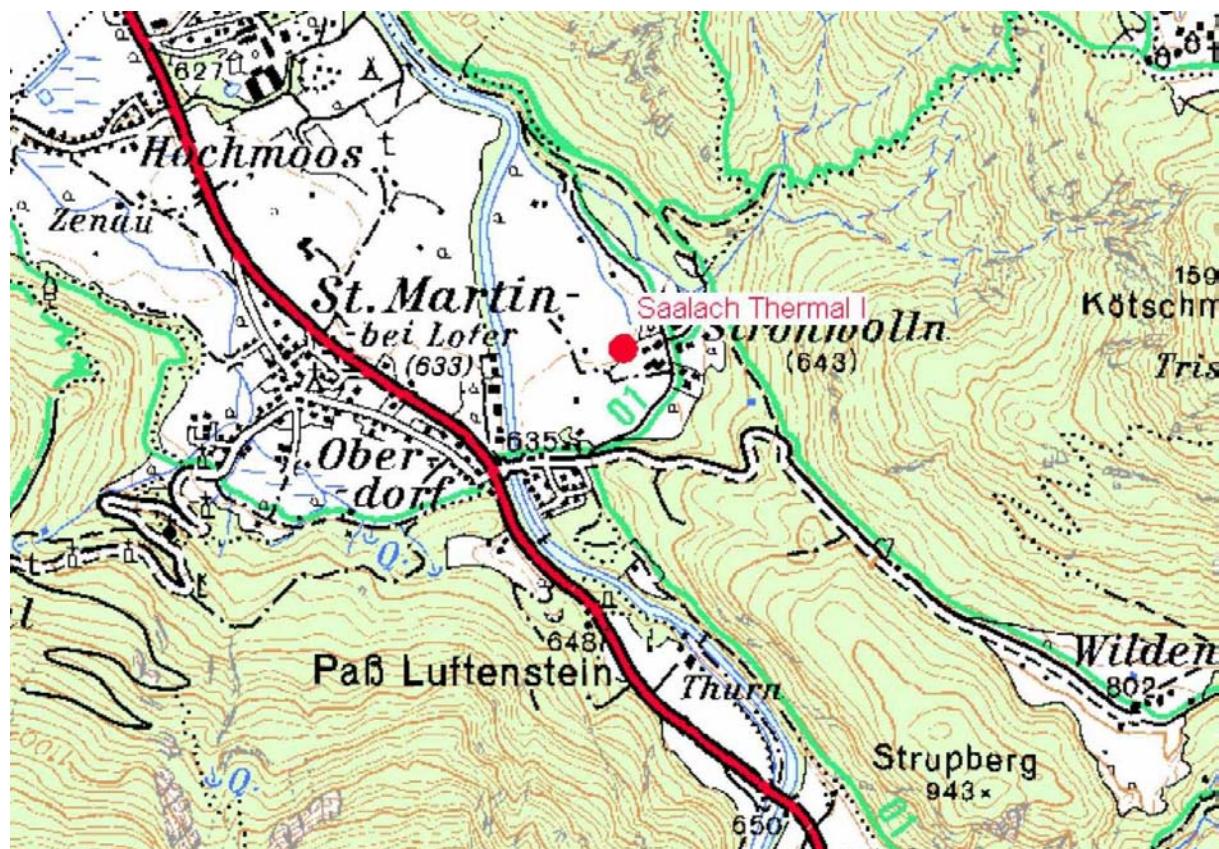


Abbildung 5.3-1: Lage der Thermalbohrung Saalachtal Thermal 1 (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Die Tiefbohrung Saalachtal Thermal 1 wurde im Jahr 2001 im Gemeindegebiet von St. Martin bei Lofer am nordöstlichen Ortsrand niedergebracht. Im Rahmen umfangreicher Voruntersuchungen durch GEOTEAM GmbH im Auftrag der ARGE THEBA Saalachtal (ein Zusammenschluss von sieben Gemeinden im oberen Saalachtal) im Jahr 1999 wurden fünf mögliche Lokationen für eine Thermalbohrung hinsichtlich ihrer geologisch-hydrogeologischen Eignung sowie der ökonomischen Sinnhaftigkeit untersucht. Als Zielhorizont wurde bereits zu diesem Zeitpunkt der Hauptdolomit oder alternativ der Wettersteindolomit definiert. Aufgrund der Ergebnisse von strukturgeologischen sowie geophysikalischen Untersuchungen wurde der gegenständliche Bohrpunkt mit dem Zielhorizont Hauptdolomit bestimmt. Zwischen Mai und August 2001 wurde die Bohrung im Rotations-Verfahren bis 1200 m als Vertikalbohrung unterhalb als Richtbohrung bis auf eine Endteufe von 2.201,5 m niedergebracht. Die Bohrung wurde bis 1734 m unter Gelände verrohrt und auszementiert und ist unterhalb freistehend. Nach Fertigstellung wurde zunächst ein freier Überlauf von 2,0 l/s gemessen, nach der Durchführung einer Säurestimulation wurde die Ergiebigkeit auf 3,7 l/s gesteigert. Nach Einschließen der Sonde stand am Rohrkopf ein Druck von 23 bar an, wobei eine Sondenkopftemperatur von 24 °C gemessen wurde.

### 5.3.2 Datengrundlage

Im Zusammenhang mit der Vorerkundung sowie der Ausführung des Projektes wurden von GEOTEAM in den Jahren 1999 bis 2001 umfangreiche Untersuchungen durchgeführt.

- Geoteam GmbH (1999): Thermalwassererschließung Pinzgau, Saalachtal – Voruntersuchung: Darstellung der großräumigen geologischen Verhältnisse, Erläuterung der Standortentscheidung:
  - Hauptdolomit in 500 m Tiefe, von Dachsteinkalk überdeckt
  - SE-NW verlaufendes Störungssystem, SW- NE- Kirchenthal- Störung
- Geoteam (2000): Tiefbohrung Saalachtal Thermal 1 – Technischer Bericht Wasserrechtliche Einreichung
  - Bohrung erschließt NE - SW-verlaufendes Kirchthal-Störungssystem
- Joanneum Research, Inst. für angewandte Geophysik (2000): Reflexionsseismische Messungen Saalachtal: aus dem Bericht geht keine nachvollziehbare Darstellung der Untergrundssituation hervor
- Geoteam GmbH (2002): Bohrung Saalachtal Thermal 1 – Abschlussbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung:

### 5.3.3 Geologisch-hydrogeologische Situation

Die Bohrung liegt innerhalb der tirolischen Staufen-Höllengebirgsdecke und liegt ebenso wie der Bereich der Bohrungen in Reit im Winkl der Großstruktur der Unkener Mulde zuzuordnen.

Die lithologische Abfolge stellt sich generalisiert vom Hangenden ins Liegende wie folgt dar: Unter einer Muldenfüllung aus Jura und Kreideablagerungen lagern Dachsteinkalk, darunter Hauptdolomit mit eingeschuppten oder unterlagernden Raiblerschichten, die wiederum von Wetterstein- und Ramsaudolomit, Reichenhaller Schichten und als tiefste Triaseinheit den Werfener Schichten unterlagert werden. Die tektonischen Verhältnisse sind hier geprägt durch die nahe gelegene Deckengrenze zwischen Staufen-Höllengebirgsdecke und der juvavischen Berchesgadener Decke, so dass die generelle Hauptstörungsrichtung SW-NE saalachparallel verläuft. Die Bohrung liegt im Bereich einer senkrecht dazu verlaufenden Querstörung, der Kirchenthalstörung.

Die lithologische Beschreibung wurde von GEOTEAM (2001) im Zuge der Bohrbetreuung durchgeführt. Unter einer 93,6 m mächtigen quartären Talfüllung wurden zunächst Aptychenschichten und Oberalmer Kalke bis in eine Tiefe von 288 m erbohrt. Darunter lagert bis in eine Tiefe von 1203 m Dachsteinkalk, der in Tiefen zwischen 400 und 550 m sowie um 1100 m markante Störungszonen zeigte. Ab 1203 m unter Gelände wurde schließlich Hauptdolomit erbohrt. Dieser wird als relativ monotone Serie von hell- bis mittelgrauen Dolomiten mit kalzitverfüllten Klüften und aufgearbeiteten Karbonaten beschrieben, vereinzelt treten Pyritkristalle sowie tonige Zwischenlagen auf. Deutliche Störungszonen wurden bei ca. 1215 m, zwischen 1900 und 2000 m sowie im Bereich zwischen 2100 m und der Endteufe festgestellt, die sich jeweils als Kaliberausbrüche bzw. durch das vermehrte Auftreten von Kalzitkristallen zeigten. Auf Basis der geophysikalischen Untersuchungen wird von GEOTEAM (2001) für den Hauptdolomit eine Mächtigkeit von ca. 1300 m angenommen, wobei die unterlagernden Raibler Schichten für den hohen Sulfatgehalt der erbohrten Wässer verantwortlich gemacht werden.

Mittels eines Langzeitpumpversuches zwischen Dezember 2001 und März 2002 wurde ein Durchlässigkeitsbeiwert von  $3,7 \cdot 10^{-7}$  m/s ermittelt.

Nach hydrochemischen Untersuchungen handelt es sich bei den erbohrten Wässern um solche des Calcium-Magnesium-Sulfat-Schwefel-Thermalwassertypus, wobei die Summe der gelösten Stoffe mit 3.033 mg/l angegeben wird.

Isotopenuntersuchungen auf Tritium, Deuterium und  $^{18}\text{O}$  ergaben, dass es sich um Wässer meteorischen Ursprungs handeln muss. Die sehr geringen Tritiumwerte von  $0,36 \pm 0,13$  TU (eigentlich unter der Nachweigrenze) lassen sicher auf ein Vorbombenalter schließen.

### 5.3.4 Auswertung der chemisch-physikalischen Daten

Zur Bewertung der hydrochemischen Eigenschaften der Thermalquelle konnte ausschließlich auf Daten der Erkundung durch Geoteam im Zuge der Erschließung der Thermalquelle zurückgegriffen, da eine eigene Probennahme aufgrund der zum Untersuchungszeitpunkt noch offenen Besitz- und Nutzungsverhältnisse der Bohrung nicht möglich war. Zur Auswertung stehen zwei hydrochemische Untersuchungsdurchgänge aus den Jahren 2001 und 2002 zur Verfügung.

Da es sich bei dieser und der nachfolgenden Messstelle Bad Vigaun jeweils um Tiefenwässer handelt, deren Genese wie auch deren hydrochemische und isotopenhydrologische Eigenschaften sich grundlegend von allen anderen untersuchten Wässern unterscheidet, wird das Kapitel Hydrochemie für beide Messstellen zusammengefasst und die vorliegenden Daten gemeinsam im Kapitel 5.4 ausgewertet.

### 5.3.5 Auswertung der Isotopendaten

Zur Beurteilung der isotopenhydrologischen Eigenschaften der Wässer der Tiefbohrung Saalach Thermal I steht eine Untersuchung auf  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$  und  $^3\text{H}$  aus dem Jahre 2002 zur Verfügung. Eigene Untersuchungen konnten nicht durchgeführt werden, da die Bohrung zu Beprobungszwecken nicht zur Verfügung stand.

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	$^{18}\text{O}$	$^2\text{H}$	Deuterium-Exzeess	$^3\text{H}$	Fehler
Saalach Thermal I	18/02/2002	-17.05	-124.4	12	0.36	0.13

Tabelle 5.3-1: Isotopendaten Saalach Thermal I

Der Tritiumwert von 0,36 TU zeigt, dass es sich hier um Wässer handelt, welche jedenfalls älter als 55 Jahre sein müssen, da sich hier der Bombenpeak aus den 50er und 60er Jahren nicht aufgeprägt hat. Weitere Erkenntnisse können damit rein über die Bewertung von Tritiumdaten über diese Wässer nicht gewonnen werden. Auch eine Analyse von  $^{85}\text{Krypton}$  oder den Umwelttracer CFC oder SF6 (s. Kap. 3.4) sind in diesem Fall zur Datierung der Wässer nicht zielführend, da auch diese Parameter erst seit Nutzung der Nukleartechnologie bzw. der Freisetzung von Fluorchlorkohlenwasserstoffen bzw. von Schwefelhexafluorid bei verschiedenen modernen Produktionsprozessen in messbaren Mengen emittiert werden.

Die Isotopenmethode, die in diesem Fall eine Altersdatierung ermöglichen könnte, wäre die  $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Methode, welche im Rahmen des gegenständlichen Projektes allerdings nicht angewandt werden konnte.

Hier besteht dementsprechend weiterer Untersuchungsbedarf.

Mit Hilfe der stabilen Isotope  $^{18}\text{O}$  und Deuterium lassen sich sehr alte Wässer in bestimmten Fällen zumindest qualitativ identifizieren, wenn auch eine genaue Altersdatierung hierüber nicht möglich ist.

Wie Tabelle 5.3-1 zeigt, handelt es sich bei den in der Bohrung Saalach Thermal I geförderten Wässern um isotopisch sehr leichte Wässer mit einem  $^{18}\text{O}$ -Wert von  $-17\text{\textperthousand}$  und einem Deuteriumwert von  $-124\text{\textperthousand}$ .

Zur Interpretation der Daten werden die Messwerte der Niederschlagsmessstation N-51 Weißbach bei Lofer (HUMER, 1995) herangezogen. Dazu wurde aus den monatlichen Messwerten für  $^{18}\text{O}$  und Deuterium aus dem Beobachtungszeitraum Oktober 1983 bis Oktober 1989 ein nach den Niederschlagsmengen gewichtetes Mittel gebildet. Dieses beträgt für  $^{18}\text{O}$   $-10,97\text{\textperthousand}$ , für Deuterium  $-77,96\text{\textperthousand}$ .

Nach CLARK, FRIZ, 1997 kann der Höhengradient je nach Temperatur und Luftdruck für  $^{18}\text{O}$  zwischen  $0,15$  und  $0,5\text{\textperthousand}$  pro 100 m und für Deuterium zwischen  $1$  und  $4\text{\textperthousand}$  pro 100 m liegen.

Wie aus Tritiumuntersuchungen ableitbar, weisen die gegenständlichen Wässer „Vorbombenalter“ auf. Es ist daher anzunehmen, dass eine sehr gute Durchmischung der jahreszeitlich isotopisch unterschiedlichen Infiltrationswässer stattfindet und somit auch denkbare extreme Höhengradienten eine gewisse Dämpfung erfahren. Zur Abschätzung einer mittleren Einzugsgebietshöhe wird daher für den gegenständlichen Bereich ein mittlerer Höhengradient von  $-0,325$  bzw.  $-2,5\text{\textperthousand}$  angenommen.

	d $^{18}\text{O}$ $\text{\textperthousand}$	d $2\text{H}$ $\text{\textperthousand}$
<b>Niederschlagsstation N-51 (650m ü.A.) (gew. Mittel)</b>	-10,97	-77,96
<b>Saalach Thermal I</b>	-17,04	-124,4
<b>Differenz</b>	-6,07	-46,44
<b>Höhengradient (<math>\text{\textperthousand}</math> pro 100m)</b>	-0,325	-2,5
<b>Höhendifferenz (m)</b>	1867	1858
<b>Mittlere Einzugsgebietshöhe (m ü.A.)</b>	<b>2517</b>	<b>2508</b>

Tabelle 5.3-2: Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhe der Wässer Saalach Thermal I

Aus den Werten ergibt sich eine mittlere Einzugsgebietshöhe von ca. 2500 m. Seehöhen um 2500 bis 2700 m werden innerhalb des denkbaren Einzugsgebietes von den Gipfelbereichen der Loferer und Leoganger Steinberge erreicht. Da es sich bei der Berechnung jedoch um mittlere Einzugsgebietshöhen handelt, müssten die Wässer jedoch zumindest teilweise deutlich höheren Einzugsgebieten entstammen. Diese stehen jedoch im gegenständlichen Raum nicht zur Verfügung.

Die Ergebnisse lassen zwei Interpretationsmöglichkeiten zu:

- Der Höhengradient wurde falsch gewählt. Unter Berücksichtigung des maximalen Höhengradienten von  $-0,5\text{\textperthousand}$  bzw.  $-4\text{\textperthousand}$  ergibt sich eine mittlere Einzugsgebietshöhe von ca. 1800 m. Diese könnte in Hinblick auf die topografischen Gegebenheiten als plausibel betrachtet werden. Mit Hilfe von Messreihen stabiler Isotope im Einzugsge-

biet (Niederschlagsmessstellen, seichte Quellen in verschiedenen topografischen Höhenlagen) über ein hydrografisches Jahr könnte der tatsächliche Höhengradient genauer bestimmt und damit die Plausibilität der hier getroffenen Annahmen überprüft werden.

- Der durch die Bohrung Saalach Thermal I erschlossene Kluftgrundwasserkörper besitzt zumindest Anteile einer pleistozänen Grundwasserkomponente. Hier käme demnach der in Kapitel 3.4 erläuterte Klimaeffekt zum Tragen.

Sichere Aussagen hierzu könnten über die hier nicht angewandte Methode der Altersdatierung mit Hilfe der  $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Methode gewonnen werden.

## 5.4 Thermalbohrung Bad Vigaun

### 5.4.1 Beschreibung der Messstelle

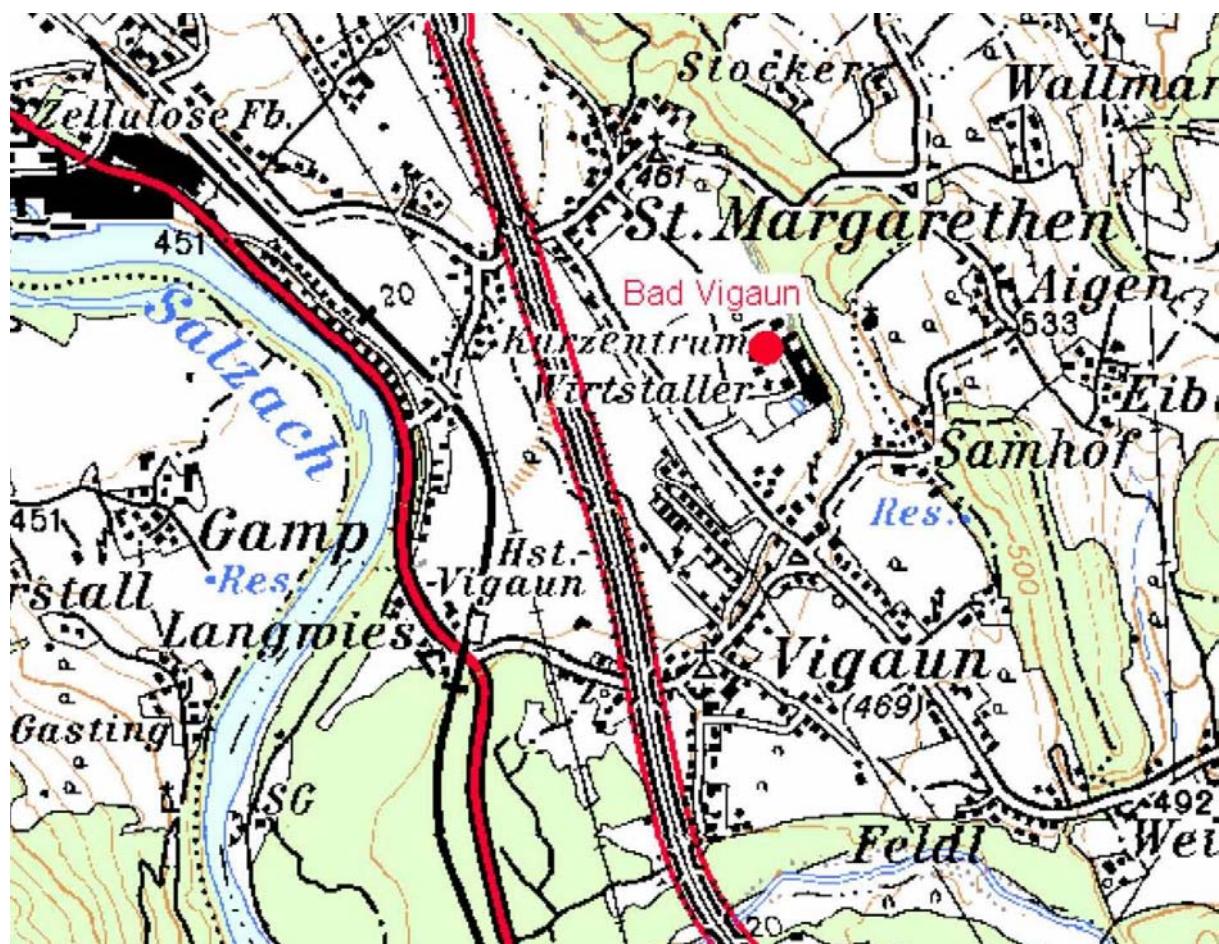


Abbildung 5.4-1: Lage der Thermalbohrung Bad Vigaun (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Es handelt sich hierbei um eine 1976 abgeteufte Untersuchungsbohrung der OMV zum Zwecke der Kohlenwasserstoffexploration. Statt der erhofften Erdölvorkommen wurden jedoch seinerzeit bis zur Endteufe von 1354 m Thermalwässer erschlossen und diese schließlich zu einer Heil- und Thermalwasserquelle ausgebaut. Die Wässer wurden in einer Tiefe ab 1248 m unter GOK angetroffen. Es handelt sich um artesische Wässer mit einem freien Abfluss von ca. 1,1 l/s.

Die Bohrung liegt auf einer Seehöhe von 455 m im Salzachtal, ca. 3 km SE von Hallein im Gemeindegebiet von Bad Vigaun. Die Bohrstelle liegt auf dem Gelände des Kurzentrums Bad Vigaun. Um den Bohrpunkt wurde die Tiefgarage der Anlage errichtet.

### 5.4.2 Datengrundlage

- KRAMER, KRÖLL, 1977 Die Untersuchungsbohrung Bad Vigaun U1 bei Hallein in den Salzburger Kalkalpen: Bohrprofil, Erläuterungen zur Biostratigrafie, Wasseranalytik
- JENISCH, 1976: Schongebietsabgrenzung
- Wasserrechtsbescheid der Salzburger Landesregierung zur Nutzung der „Barbaraquelle“, 1991
- Heilwasseranalysen 1993, 2000 und 2003

### 5.4.3 Geologisch-hydrogeologische Situation

Die Bohrung liegt innerhalb der spätwürmglazialen Hammerauterrasse am Rande einer ausgedehnten NNW-SSE-streichenden Konglomeratbank, welche sich von Adnet bis zum Ortsrand von Vigaun erstreckt und im Bereich der Bohrung die obersten 2 m unter Gelände bildet. Darunter wurden bis zu einer Tiefe von 20 m die Salzachschorrer der Hammerauterrasse erbohrt, die von 18 m mächtigem Salzburger Seeton unterlagert werden. Ab einer Tiefe von 38 m beginnt eine mächtige Wechsellagerung von Moränen verschiedenen Alters mit zwischengeschalteten mehrere Zehnermeter mächtigen Seetonlagen. Die quartäre Beckenfüllung reicht bis in eine Tiefe von 338 m.

Unterlagernd bis in eine Tiefe von 479 m wurden oberjurassische hornsteinführende Oberalmerschichten erbohrt, welche generell flach nach SW bis W einfallen. Im Liegenden finden sich jurassische Taugl Bodenschichten und Adneter Kalke, die unterlagert werden von triadischen Kössener Schichten und Plattenkalken. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten liegt zwischen wenigen Metern und einigen Hundert Metern. Der norische Plattenkalk, bestehend aus dunkelgrauen bis bräunlichen Kalken mit fließenden Übergängen zu körnigen Dolomiten, erreicht in der Bohrung eine Mächtigkeit von annähernd 500 m und wird schließlich in einer Tiefe von 1248 m von norischem Hauptdolomit unterlagert. Dieser wurde bis zur Endteufe der Bohrung in 1354 m Tiefe angetroffen.

Wasserzuflüsse im Bohrloch wurden innerhalb der quartären Bedeckung sowie im Bereich der Plattenkalke und des Hauptdolomits festgestellt. Erschlossen wurden im Zuge der Errichtung der Therme Bad Vigaun die Wässer, welche innerhalb der Hauptdolomitformation angetroffen wurden. Aus mehreren vorliegenden Untersuchungen geht hervor, dass es sich dabei um Thermalwässer des Natrium-Calcium-Chlorid-Sulfat-Typs handelt.

### 5.4.4 Geländebefund

Die erste Probennahme fand am 22.09.2005 statt. Die Bohrung befindet sich direkt im Bereich der Anlage des Kurzentrums Bad Vigaun innerhalb der Tiefgarage.

Die artesischen Wässer aus einer Tiefe von ca. 1300 m steigen mit einer Menge von ca. 1,1 l/s über ein Rohr auf und werden von der Bohrung zur Wasseraufbereitung geleitet. Zur Probennahme besteht direkt über dem Bohrloch ein Entnahmehahn.

Die Wässer wiesen bei der Probennahme deutlichen Schwefelgeruch bei einer Temperatur von 26 °C auf. Die elektrische Leitfähigkeit betrug 11.770 µS/cm bei neutralem pH-Wert und sehr geringen Sauerstoffkonzentrationen. Im Bereich der Verrohrungen und Leitungen finden sich weiße Ausfällungen.

Geländeaufnahmen in der Umgebung sind in Hinblick auf die große Entnahmetiefe und das damit vermutlich weit ausgedehnte Einzugsgebiet nicht zielführend.

### 5.4.5 Auswertung der chemisch-physikalischen Daten

Zur Bewertung wurden Daten verwendet, die vom Betreiber der Thermalbohrung zur Verfügung gestellt wurden. Weiters kann auf KRAMER & KRÖLL, 1977 zurückgegriffen werden.

Die Auswertung der Ergebnisse erfolgt gemeinsam mit den Analysendaten der Bohrung Saalach Thermal I in St. Martin bei Lofer. Diese beiden Messstellen unterscheiden sich grundlegend von allen anderen untersuchten Messstellen und nehmen sowohl hinsichtlich ihres Einzugsgebiets als auch ihrer hydrochemischen und isotopenhydrologischen Eigenschaften eine Sonderstellung ein.

Zur Bewertung der hydrochemischen Daten erfolgt nachfolgend zunächst eine statistische Auswertung der vorliegenden Daten der Thermalbohrung Bad Vigaun. Aus den Daten der Bohrung Saalach Thermal I, für die nur zwei Messdurchgänge vorliegen, werden für die weiteren Betrachtungen Mittelwerte gebildet.

In Form von Box-Whisker-Plots werden die Schwankungsbreiten der untersuchten Parameter dargestellt und Mittel- bzw. Medianwerte für die weitere Beurteilung berechnet.

Messstelle	Datum	pH	elektr. Leitfähigkeit uS/cm	Temp. °C	Na mg/l	K mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Ca:Mg mmol:mmol	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l
Bad Vigaun	10/02/1978	6.4		37	1990	18	664	213	1.89	2800	2732	47
Bad Vigaun	01/04/1993	7		28.1	1945	18	589	234	1.53	2698	2684	102
Bad Vigaun	07/11/2001	7.44	11880	27.8	1997	17.7	602	225	1.62	2687	2758	119.3
Bad Vigaun	22/07/2003	7.56	11780	27.8	1926	16.4	594	193	1.87	2707	2725	58
Saalach Thermal I	02/10/2001		3500	24.8	21.8	8.7	652	167	2.37	226	1890	170.86
Saalach Thermal I	18/02/2002		2700	31.7	18	9.1	597	173	2.09	13.9	2085	87.9

Tabelle 5.4-1: Analysenergebnisse der Messstellen Saalach Thermal I in St. Martin bei Lofer und Bad Vigaun

Parameter	Probenan-zahl	Min	Max	Mittelwert $\mu$	Standardab-weichung	Medianwert
Ca (mg/l)	4	589	664	612.25	34.91	594
Mg (mg/l)	4	193	234	216.25	17.73	213
Na (mg/l)	4	1926	1997	1964.50	34.49	1945
Cl (mg/l)	4	2687	2800	2723.00	51.98	2698
HCO <sub>3</sub> (mg/l)	4	47	119	81.58	34.60	58
SO <sub>4</sub> (mg/l)	4	2684	2758	2724.75	30.65	2725
TEMP (°C)	3	27.80	37.00	30.97	5.23	27.95
pH	4	6.40	7.56	6.85	6.76	
Cond (μS/cm)	2	11780	11880	11830.00	70.71	11780.00

Tabelle 5.4-2: statistische Auswertung der hydrochemischen Analysenergebnisse der Thermalbohrung Bad Vigaun

### Vor-Ort-Parameter

Bei der Beurteilung der Vor-Ort-Parameter elektrische Leitfähigkeit und Temperatur ist hier zu beachten, dass die Messung dieser Tiefenwässer an der Erdoberfläche unter gegenüber den Insitu-Bedingungen deutlich veränderten Umgebungsbedingungen stattgefunden hat. Die Veränderung von Druck und Temperatur beim Aufstieg der Wässer aus der Tiefe kann zu Fällungsreaktionen führen, die die elektrischen Leitfähigkeiten und den pH-Wert verändern. Diese Daten sind daher nur bedingt für eine Interpretation verwertbar.

Die nachfolgenden Diagramme 5.4-1 und 5.4-2 zeigen die Verteilung der gemessenen Vor-Ort-Parameter unter Berücksichtigung der Schwankungsbreiten.

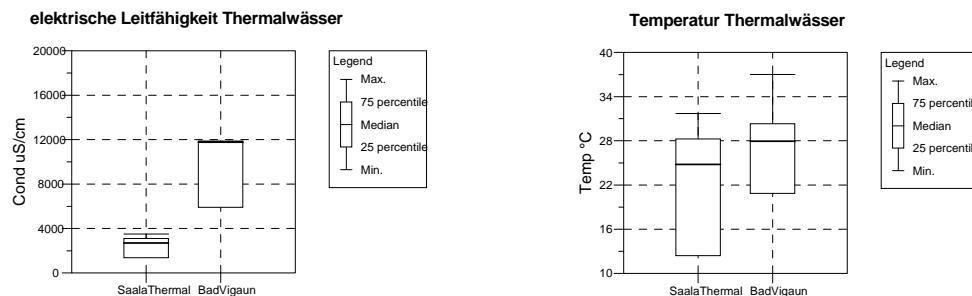


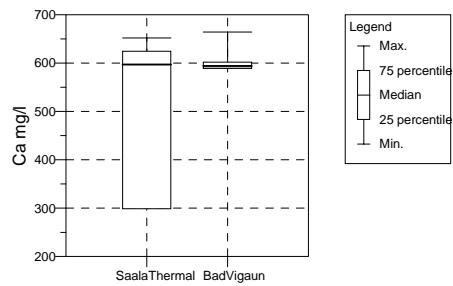
Diagramm 5.4-1 und Diagramm 5.4-2: elektrische Leitfähigkeit und Temperatur der Thermalwässer. Bei sehr ähnlichen Temperaturen zeigen sich deutlich Unterschiede in der Gesamtmineralisierung der Wässer. Sie ist in der Bohrung Bad Vigaun ca. 3mal so hoch wie in Saalach Thermal I.

Es zeigt sich bereits hier, dass sich die beiden Wässer massiv in ihrer Mineralisierung unterscheiden. Während die Wässer der Bohrung Saalach Thermal I Werte um 3.000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  aufweisen, wurden in Bad Vigaun immer Werte gemessen, die im Bereich von 12.000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  liegen. Die Temperaturen beider Wässer liegen mit Werten um 30°C sehr ähnlich. Während die Wässer der Bohrung Bad Vigaun aus einer Tiefe von 1250 bis 1350 m gefördert werden, steigen die Wässer der Bohrung Saalach Thermal I aus bis zu 2000 m auf. Es ist demnach davon auszugehen, dass in Bad Vigaun ein etwas größerer thermischer Gradient vorliegt, als dies in Saalach Thermal I der Fall ist.

### Ionenkonzentrationen

Die Wässer der beiden untersuchten Thermalbohrungen werden, anders als die seichten Kluftgrundwässer des Hauptdolomits, nicht mehr vornehmlich durch Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat geprägt. Hier spielen stattdessen die Parameter Natrium, Chlorid und Sulfat eine wesentlich größere Rolle. Die nachfolgenden Box-Whisker-Plots 5.4-3 bis 5.4-8 zeigen die Konzentrationen der Hauptelemente mit ihren Variationen.

Calciumgehalte Thermalwässer



Magnesiumgehalte Thermalwässer

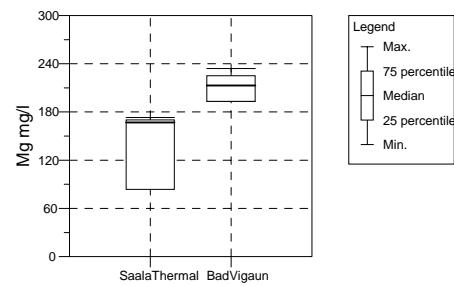
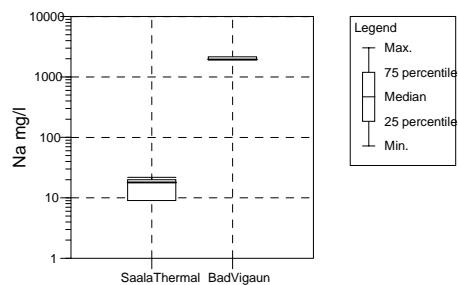


Diagramm 5.4-3 und Diagramm 5.4-4: Calcium- und Magnesium-Gehalte der Thermalwässer. Es sind nur geringe Unterschiede zwischen den beiden Messstellen erkennbar.

Natriumgehalte Thermalwässer



Chloridgehalte Thermalwässer

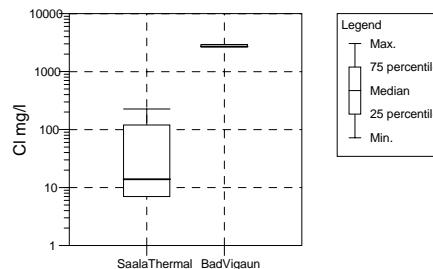


Diagramm 5.4-5 und Diagramm 5.4-6: Natrium- und Chloridgehalte Thermalwässer (logarithmische Darstellung!). Die Wässer in Bad Vigaun weisen bedeutend mehr Natrium und Chlorid auf als die Wässer in Saalach Thermal I.

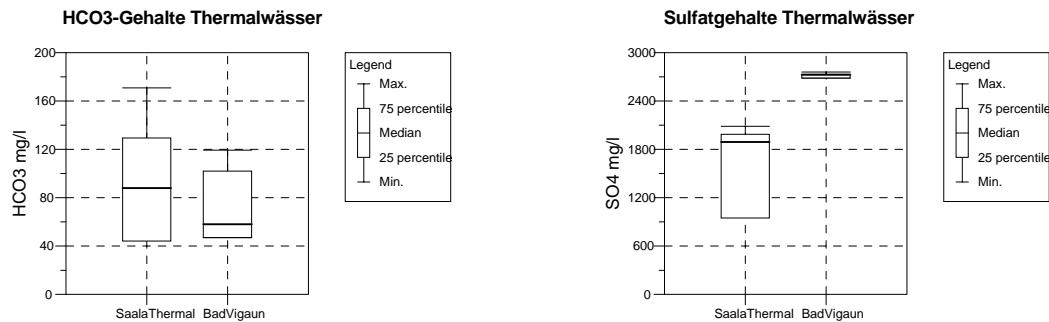


Diagramm 5.4-7 und Diagramm 5.4-8: Hydrogenkarbonat- und Sulfatgehalte Thermalwässer. Sehr geringen Hydrogenkarbonat-Gehalten stehen hohe Sulfatgehalte gegenüber, wobei jene in Bad Vigaun wiederum höher sind als in Saalach Thermal I.

Die Calcium- und Magnesiumgehalte liegen in beiden Messstellen im Bereich von 600 mg/l Calcium bzw. 180 bis 200 mg/l Magnesium. Ein wesentlicher Unterschied zeigt sich im Vergleich der Natrium- und Chloridgehalte. Während in der Bohrung Saalach Thermal I Natriumgehalte um 20 mg/l und stark schwankende Chloridgehalte zwischen 14 und 220 mg gemessen wurden, zeigen die Daten der Bohrung Bad Vigaun mit Natriumgehalten von annähernd 2000 mg/l und Chloridgehalten von ca. 2.700 mg/l Werte, die um ein bis zwei Zehnerpotenzen höher liegen. Die Hydrogenkarbonatgehalte liegen wiederum in beiden Messstellen ähnlich mit Werten zwischen 88 und 170 mg/l in Saalach Thermal I und Werten um 60 mg/l in Bad Vigaun. Sie liegen damit deutlich unter jenen der seichten Kluftgrundwässer. Die Sulfatgehalte liegen mit Werten um 2000 mg/l in Saalach Thermal I sowie um 2700 mg/l in Bad Vigaun erwartungsgemäß wieder deutlich über jenen der seichten Wässer.

Das nachfolgende Schoeller-Diagramm 5.4-9 zeigt die Ionenkonzentrationen beider Messstellen im Vergleich.

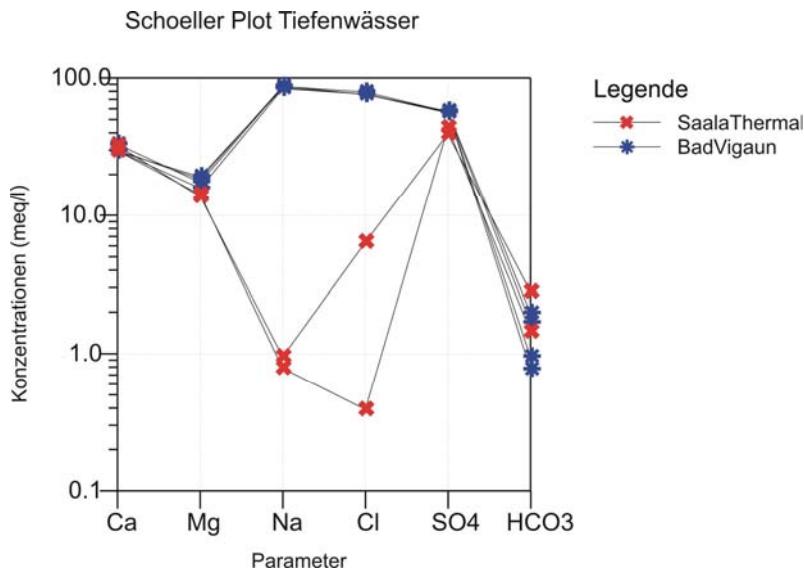


Diagramm 5.4-9: Schoellerdiagramm Thermalwässer. Sehr ähnlichen Ca-, Mg- und HCO<sub>3</sub>-Gehalten stehen bei den beiden Messstellen deutliche Unterschiede in den Natrium- und Chloridkonzentrationen gegenüber, durch die die Wässer in Bad Vigaun sehr stark geprägt sind.

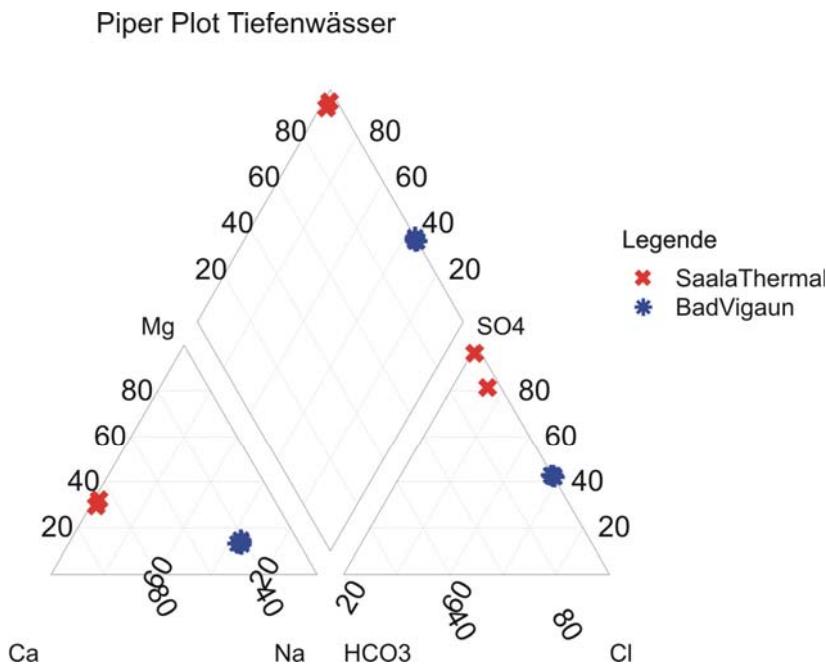


Diagramm 5.4-10: Piperplot Tiefenwässer. Es zeigt sich hier die unterschiedliche Charakteristik der beiden Wässer. Saalach Thermal I ist deutlich sulfatdominiert, Bad Vigaun ist stark von Natrium und Chlorid geprägt. Beide Wässer zeigen sehr geringe Hydrogenkarbonatgehalte.

Die logarithmische Darstellung der Konzentrationen in meq/l ermöglicht den direkten Vergleich der beiden Wässer hinsichtlich der wesentlichen Hauptelemente. Ähnlichen Zusammensetzungen in den für Hauptdolomitaquifere wesentlichen Parametern Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat stehen stark unterschiedliche Konzentrationen in den Parametern Natrium und Chlorid gegenüber. Die Sulfatgehalte sind dagegen wieder in etwa vergleichbar.

Der Piper-Plot zeigt das Verhältnis der Anionen und Kationen zueinander unabhängig von den Absolutwerten.

Es zeigt sich, dass es sich bei den Wässern der Bohrung Saalach Thermal I um Sulfat dominierte Wässer handelt, während die Wässer der Bohrung Bad Vigaun eine deutliche Dominanz der Parameter Natrium und Chlorid bei ebenfalls sehr hohen Sulfatgehalten zeigen.

Auf Basis der gemessenen Ionenkonzentrationen zeigt sich, dass beide Thermalwässer eine Genese aufweisen, die ein wesentlich komplexeres Einzugsgebiet voraussetzt, als es ein reiner Hauptdolomitaquifer liefern könnte. Derart hohe Sulfatgehalte, wie sie in beiden Bohrungen auftreten, wie auch extrem hohe Natrium- und Chloridgehalte in Bad Vigaun können nur durch den engen und anhaltenden Kontakt zu einem evaporitischen dominierten Aquifer (Gips, Anhydrit, Steinsalz) gelöst werden.

Die Modellierung der Wässer mittels PhreeqC zeigt, dass die Phasen Gips und Anhydrit sowohl in der Bohrung Saalach Thermal I als auch in Bad Vigaun mit der Lösung annähernd im Gleichgewicht stehen bzw. ebenso wie die Phasen Kalzit und Dolomit eine nur geringe Untersättigung zeigen. Halit weist trotz der hohen Natrium- und Chlorid-Konzentrationen der Wässer in Bad Vigaun mit einem Sättigungsindex von etwa -4 eine deutliche Untersättigung auf. Die Betrachtung der Speziesverteilung in der Lösung zeigt in den beiden Thermalwasseraufschlüssen neben den Hauptspezies HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> und SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, die auch in den bereits besprochenen seichten Kluftgrundwässern eine wesentliche Rolle spielen, außerdem bedeutende Anteile an CaSO<sub>4</sub>, MgSO<sub>4</sub>, Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> und NaSO<sub>4</sub><sup>-</sup>.

Die hohen Sulfatgehalte in beiden Wässern sind vermutlich auf den Kontakt zu Raibler Schichten zurückführbar, in Bad Vigaun ist die Nähe des Haselgebirges eine denkbare Erklärung für die stark steinsalzhaltigen Wässer. Ein andauernder Kontakt zum Haselgebirge hätte jedoch eine Hallit-Sättigung zur Folge, die jedoch hier nicht verwirklicht ist.

Zur hydrochemischen Modellierung der Tiefenwässer auf Basis von an der Oberfläche entnommenen Proben sind einige grundsätzliche Anmerkungen zu machen: Beim Aufstieg der Wässer aus über 1000 m bis 2000 m Tiefe kommt es zum einen zur Abkühlung zum anderen zu Entgasungsprozessen aufgrund des Druckabfalls. Eine Verringerung des CO<sub>2</sub>-Partialdruckes geht dabei mit hydrochemischen Prozessen einher, die sich vor allem auf die gelösten Karbonatphasen auswirken. Ausfällungsprozesse im Zuge des Aufstieges werden zum Beispiel durch die Fällungsprodukte an der Entnahmeeinrichtung der Bohrung Bad Vigaun dokumentiert.

Aussagen hinsichtlich der festgestellten Sättigungsindizes sind daher hier mit großen Unsicherheiten behaftet.

#### 5.4.6 Auswertung der Isotopendaten

Für die Messstelle Bad Vigaun stehen Daten der stabilen Isotope <sup>18</sup>O und Deuterium sowie Tritium-Daten aus fünf eigenen Probennahmen im Zeitraum April 2005 bis Dezember 2006 zur Verfügung.

Bei den nachfolgenden Betrachtungen werden die Isotopendaten der oben erläuterten Messstelle Saalach Thermal I zur vergleichenden Darstellung nochmals berücksichtigt. Die nachfolgende Tabelle 5.4-3 beinhaltet alle zur Verfügung stehenden Isotopendaten der beiden untersuchten Thermalbohrungen.

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	18O	2H	Deuterium-Exzeess	3H	Fehler
Bad Vigaun	08/04/2005	-14.3	-105.1	9.3		
Bad Vigaun	22/09/2005	-14.3	-102.6	11.8		
Bad Vigaun	23/05/2006	-14.4	-105.3	9.9	<0.6	
Bad Vigaun	13/09/2006	-14.45	-105.1	10.5	<0.6	
Bad Vigaun	20/12/2006	-14.69	-103.7	13.82	<0.6	
Saalach Thermal I	18/02/2002	-17.05	-124.4	12	0.36	0.13

Tabelle 5.4-3: Isotopendaten der Thermalwässer

Zur Untersuchung ihrer meteorischen Herkunft werden die Ergebnisse der stabilen Isotopenuntersuchungen in einem Verhältnisdiagramm zusammen mit der Niederschlagsgeraden in Diagramm 5.4-11 dargestellt.

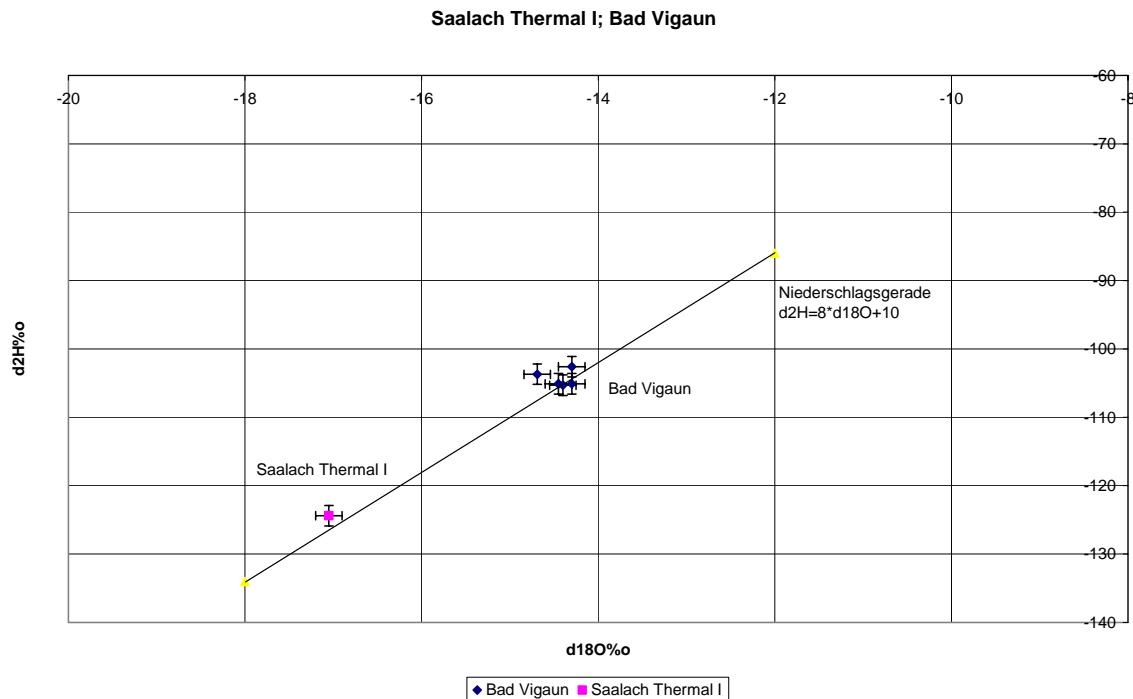


Diagramm 5.4-11:  $d^{18}\text{O}$ - $d^2\text{H}$ -Verhältnis der Thermalwässer. Die Wässer plotten auf der Niederschlagsgeraden. Die Wässer aus Saalach Thermal I sind dabei deutlich leichter als die Wässer aus Bad Vigaun.

Die Wässer liegen im Rahmen des Fehlers auf der für Mitteleuropa geltenden Niederschlagsgeraden, was bedeutet, dass für die Wässer grundsätzlich meteorische Herkunft vorausgesetzt werden kann.

Parameter	Unit	Min	Max	Mittelwert	Standardabweichung	Medianwert	Probenanzahl
$^{18}\text{O}$	‰	-14.69	-14.3	-14.428	0.16022	-14.425	5
$^2\text{H}$	‰	-106.7	-102.6	-104.96	1.47919	-105.2	5

Tabelle 5.4-4: statistische Auswertung der Isotopendaten Bad Vigaun

Die  $^{18}\text{O}$ -Werte der Messstelle Bad Vigaun liegen im Bereich von  $-14,425\text{‰}$  mit einem Ausreißer mit  $-14,69\text{‰}$ , die Deuteriumwerte liegen bei etwa  $-105,2\text{‰}$  wobei zwei Werte mit

$-102,6$  und  $-103,7\text{‰}$  hiervon schwerere einer mit  $106,7\text{‰}$  etwas leichtere Wässer anzeigen. Generell zeigt sich, dass hier deutlich schwerere Wässer vorliegen als in der Bohrung Saalach Thermal I.

Zur Interpretation der Daten aus Bad Vigaun werden in oben beschriebener Weise die Daten der Niederschlagsstation N-40 Golling/Salzach herangezogen. Neben den  $^{18}\text{O}$ - und den Deuteriumwerten werden auch die monatlichen Niederschlagsmengen aus dem Zeitraum September 1985 bis August 1990 berücksichtigt und darüber das gewichtete Mittel der Isotopenwerte aus den betrachteten fünf Jahren errechnet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 5.4-5 dargestellt. Für die weitere Interpretation werden die Medianwerte der beiden Parameter verwendet.

	d18O‰	d2H‰
<b>Niederschlagsstation N-40 (476m ü.A.) (gew. Mittel)</b>	-10,18	-78,81
<b>Thermalbohrung Bad Vigaun</b>	-14,425	-105,2
<b>Differenz</b>	-4,25	-33,39
<b>Höhengradient (‰ pro 100m)</b>	-0,325	-2,5
<b>Höhendifferenz (m)</b>	1307	1336
<b>Mittlere Einzugsgebietshöhe (m ü.A.)</b>	<b>1783</b>	<b>1812</b>

Tabelle 5.4-5: Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhe der Thermalbohrung Bad Vigaun

Es ergibt sich demnach unter Zugrundelegung eines mittleren Höhengradienten von 0,325‰ für <sup>18</sup>O und -2,5‰ für <sup>2</sup>H eine mittlere Einzugsgebietshöhe von ca. 1800 m. Damit bilden die umgebenden Gebirgsmassive des Tennen- und Hagengebirges sowie des Hohen Göll potentielle Einzugsgebiete für die Tiefenwässer der Thermalbohrung Bad Vigaun.

Eine Altersdatierung der Wässer ist auf Basis des vorliegenden Datenmaterials nicht möglich, da die gemessenen Tritiumwerte unter der Nachweisgrenze liegen und damit von einem Grundwasserneubildungszeitraum auszugehen ist, welcher vor den Bombenereignissen der 1950er Jahre liegt. Die Werte der stabilen Isotope zeigen zwar deutlich leichtere Wässer als in den seichten Kluftgrundwässern festgestellt wurden, sie liegen jedoch deutlich über den Werten der Bohrung Saalach Thermal I und lassen sich über eine plausible Einzugsgebietshöhe erklären. Es gibt demnach keine Anzeichen für ein pleistozänes Bildungsalter der vorliegenden Wässer.

Eine Altersdatierung im Zuge weiterführender Untersuchungen könnte hier über die <sup>14</sup>C/<sup>13</sup>C-Methode erfolgen.

## 5.5 WVA Werksschulheim Felbertal, Tiefquelle

### 5.5.1 Beschreibung der Messstelle



Abbildung 5.5-1: Lage der WVA Werksschulheim Felbertal (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Die Messstelle liegt im Salzburger Flachgau im Gemeindegebiet von Ebenau, Ortsteil Hinterrebau unterhalb der so genannten Strubklamm. Der Austritt liegt am Fuße des Strumberges auf einer Seehöhe von 568 m. Der Strumberg mit einer Höhe von 981 m wird zur Gänze aus Hauptdolomit aufgebaut.

Es handelt sich um die Fassung zweier Quellen, die Fassungsbereiche selbst sind nicht mehr zugänglich, laut technischer Beschreibung handelt es sich jeweils um Kluftquellen, welche direkt im Fels gefasst werden konnten.

Die untersuchte Tiefquelle bildet den wichtigsten Teil der Wasserversorgung für das Werksschulheim Felbertal und versorgt hier ca. 300 Personen.

Der Austritt liegt rund 120 Höhenmeter unter dem Versorgungsobjekt. Das Wasser wird über eine Pumpanlage in einen ca. 50 Höhenmeter über dem Schulgelände befindlichen Hochbehälter gefördert. Zwei weitere Quellen der Wasserversorgungsanlage, welche oberhalb des Versorgungsobjektes liegen, werden wegen ihres offensichtlichen Oberflächeneinflusses nicht in die Untersuchungen miteinbezogen.

Die Fotodokumentation der Messstelle sowie der Geländeaufnahme finden sich in Anhang 1.

## 5.5.2 Datengrundlage

Vor Beginn der gegenständlichen Untersuchungen lagen folgende Ergebnisse und Daten zur Quelle vor:

- Wasserrechtliches Einreichprojekt (ohne Datum und Verfasser) mit Bedarfsermittlung, Beschreibung der technischen Anlagen und der geografischen Lage des Austrittes.
- Hydrogeologische Untersuchungen (BECHTOLD, 1995 bis 2001) mit Schutzgebietsvorschlag. In diesem Zusammenhang wurden vom Werksschulheim regelmäßige Schüttungsmessungen durchgeführt.
- Aus den Jahren 1995, 1996 sowie 2004 wurden vom Betreiber der WVA Trinkwasseranalysen übergeben.

## 5.5.3 Geologisch-hydrogeologische Situation

Die Tiefquelle Felbertal entspringt im südwestlichen untersten Hangbereich des Strumberges im Mündungsbereich des Schwarzaubaches in den aus der Strubklamm zufließenden Almbach.

Der Strumberg selbst wird zur Gänze aus Hauptdolomit aufgebaut, der bereichsweise von Hangschuttssedimenten, weitgehend jedoch nur von einer geringmächtigen Humusschicht überdeckt wird und vor allem im Bereich von Straßenaufschlüssen gut aufgeschlossen ist. Im direkten Einzugsgebiet der Tiefquelle wird der Hauptdolomit von Ablagerungen einer würmglazialen Eisrandterrasse überlagert, welche im Bereich des Weilers Strub sowie der Sportanlagen des Werksschulheimes eine Verebnungsfläche bilden. Es ist daher davon auszugehen, dass die aus der Tiefquelle austretenden Wässer neben den Kluftgrundwässern aus Hauptdolomit auch einen Anteil an auf der glazialen Talschulter versickernden Niederschlagswässern enthalten.

Im Zeitraum Mai 1995 bis Mai 1996 wurden an der Quelle mit Unterbrechungen in den Ferienmonaten im Sommer wöchentlich Schüttungs- und Temperaturmessungen durchgeführt (siehe Diagramm 5.5-1). Es zeigten sich hier generell Schüttungsschwankungen im Bereich von 1 bis 1,5 l/s wobei auch Spitzenwerte von bis zu 3,5 l/s gemessen wurden. Die Temperaturen bewegten sich dabei im Bereich zwischen 7,5 und 9°C mit einem einzelnen Ausreißer von 10,5°C im Juni 1995.

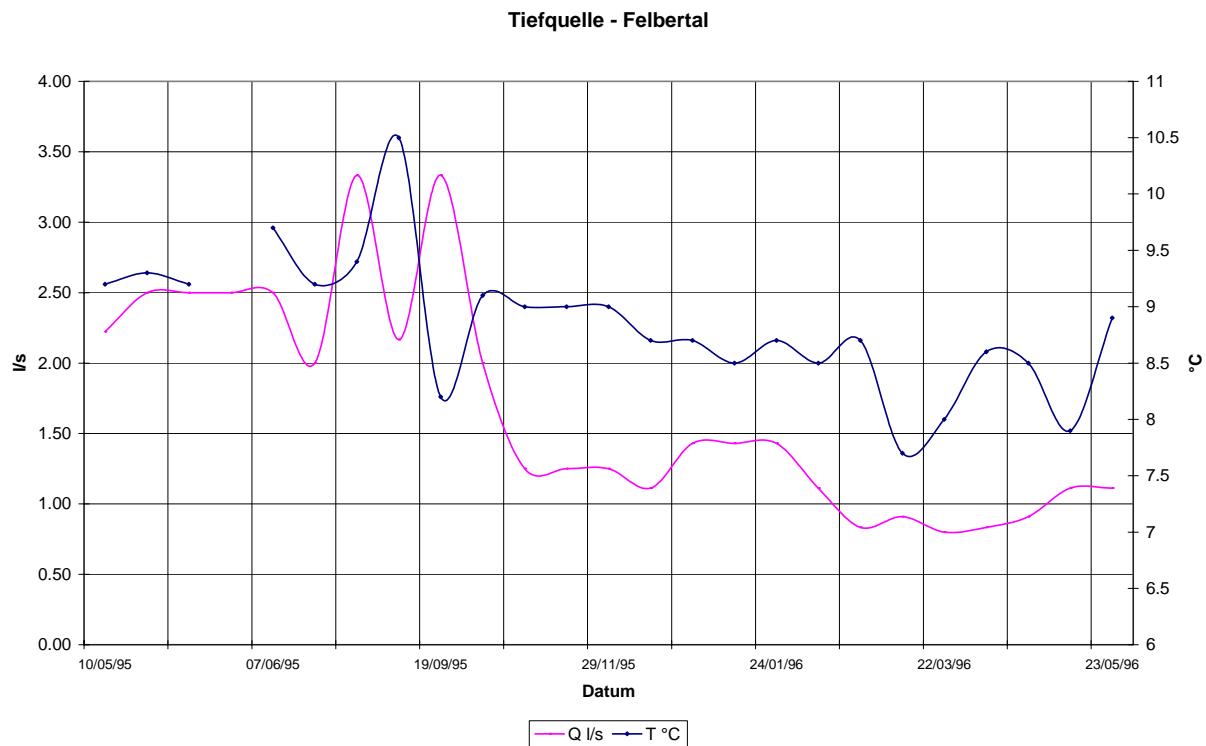


Diagramm 5.5-1: Schüttungs- und Temperaturverlauf der Tiefquelle 1995 und 1996. Die Quelle schüttet zwischen 1 und 3,5 l/s bei Temperaturschwankungen zwischen 8 und 10,5 °C. Ein deutlicher Jahresgang ist nicht ableitbar.

Eine kombinierte Darstellung der Schüttungsmengen aus dem Zeitraum Mai 1995 bis Mai 1996 mit den täglichen Niederschlagsmengen des Zeitraumes Mai bis Juli 1995 (Diagramm 5.5-2) zeigt, dass die Quelle entweder gar nicht oder so kurzfristig auf Niederschlagsereignisse reagiert, dass ein etwaiger Schüttungsanstieg im Zuge der Stichtagsmessungen nicht erfasst werden konnte. Eine Reihe von Starkniederschlagsereignissen im Zeitraum 22.06. bis 04.07.1995 führte zu einem deutlichen Schüttungsanstieg von 2,5 auf 3,3 l/s welcher durch die Messung am 12.07.1995 dokumentiert wurde. Die detaillierte Auswertung des Schüttungsverhaltens der Quelle in Bezug auf die Niederschlagstätigkeit erfordert eine längere und engmaschigere Messreihe, die im gegenständlichen Fall nicht vorliegt.

Ein Jahresgang mit Schüttungsmaxima von Mai bis September und deutlichen Schüttungsrückgängen in den Wintermonaten ist jedoch zu verzeichnen. Im Beobachtungsjahr wurde ein Schüttungsquotient (Verhältnis minimaler NQ zu maximaler HQ Schüttungsmenge) von etwa 0,24 verzeichnet.

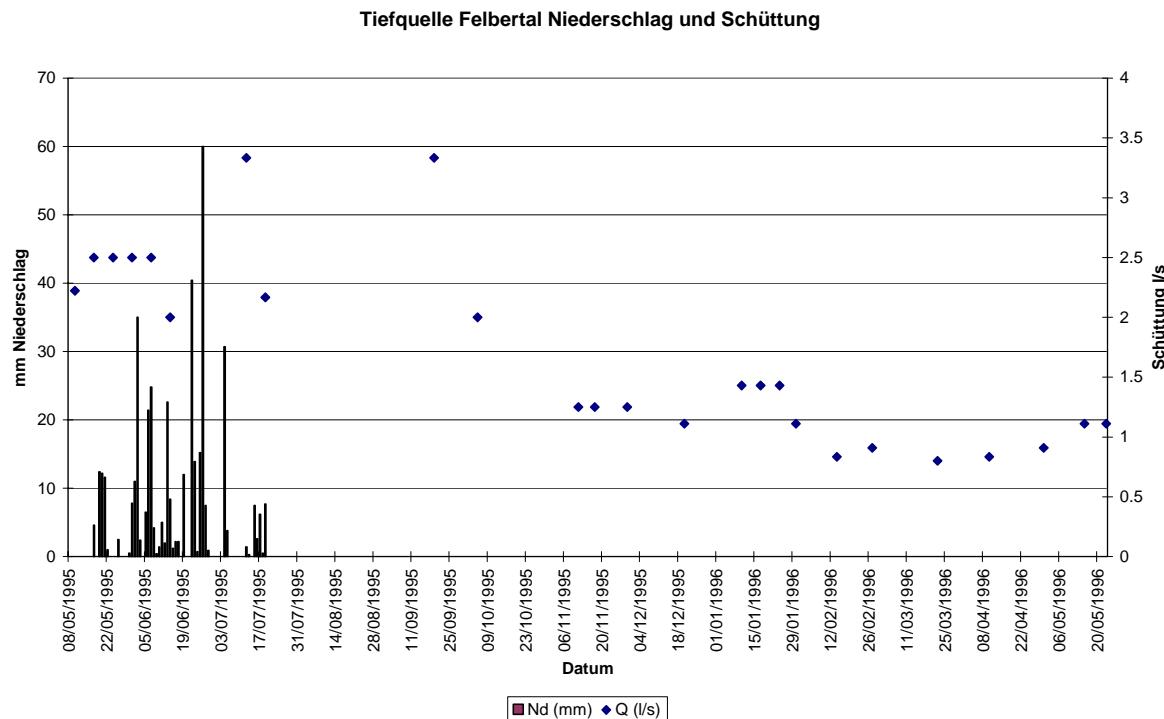


Diagramm 5.5-2: Schüttungsdaten (Stichtagsmessungen) kombiniert mit Niederschlagsaufzeichnungen (Mai bis Juli 1995)

Im Zuge der jährlichen Überprüfung der Wasserversorgungsanlage wurden jeweils Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Wässer festgestellt. Dabei wurden elektrische Leitfähigkeiten zwischen 358 und 454  $\mu\text{S}/\text{cm}$  gemessen. Eine bakteriologische Belastung wurde nicht festgestellt. Die detaillierte Darstellung der hydrochemischen Eigenschaften der Quelle erfolgt in Kap. 5.5.5.

#### 5.5.4 Geländebefund

Die Geländebegehung fand am 25.08.2005 statt. Im Einzugsgebiet der Messstelle wurden dazu sämtliche Quellaustritte sowie alle geologischen Aufschlüsse aufgenommen. Es wurden struktureogeologische Messungen durchgeführt, um vor allem die Lagerungs- und Kluftsituation am Standort zu klären.

Die Quelle selbst wurde im Zuge der Begehung erstmals beprobt. Die gemessenen Vor-Ort-Parameter stimmten dabei mit jenen der Voruntersuchungen im Wesentlichen überein.

Das orografische Einzugsgebiet reicht vom Austritt nach NE bis zur Spitze des 981 m hohen Strumberges und umfasst damit eine Fläche von ca. 0,65  $\text{km}^2$ .

Der untere Teil des orografischen Einzugsgebiets der Quelle zeigt keine geologischen Aufschlüsse. Der ca. 35 ° steile Hang ist sehr stark bewachsen und von einer Humusschicht geringer Mächtigkeit bedeckt. Ca. 40 Höhenmeter oberhalb des Quellaustrittes geht der Hang in eine leicht geneigte Verebnungsfläche über, auf welcher sich der Weiler Strub sowie die Sportanlagen des Werksschulheimes befinden. Die Freiflächen werden landwirtschaftlich genutzt.

Die Quelle selbst liegt in der Verlängerung einer nach NE ausgerichteten ca. 20 m breiten Rinne. Aufgrund der Vegetation innerhalb dieses Bereiches lässt sich schließen, dass hier ein temporärer Oberflächenabfluss stattfindet.

Von der Quelle dem Forstweg nach Norden folgend, finden sich großflächig an der Straße einige Hauptdolomitaufschlüsse. Es handelt es um drei bis vier Meter hohe steile Straßenanschnitte, die nach oben in geringer geneigte humusbedeckte Hangbereiche übergehen.

Der Hauptdolomit zeigt hier bereichsweise die typische engscharige Zerklüftung, in anderen Bereichen konnte diese nicht festgestellt werden. Hier sind eher stark gerundete massive Formen festzustellen. Es handelt sich dabei um von Kalksintern überzogene Kluftflächen im Hauptdolomit.

Im Rahmen der Geländeaufnahmen wurden oberhalb der Straßenböschungen zahlreiche kleine diffuse Quellaustritte festgestellt. Die austretenden Wässer fließen dabei flächig über die aufgeschlossenen Felswände ab. Auffällig sind teilweise starke Versinterungen im Bereich der Quellaustritte, die sowohl die unterliegenden Gesteine als auch die Vegetation betreffen, demnach also rezent stattfinden. Die zahlreichen kleinen diffusen Austritte sowie die Versinterungen deuten darauf hin, dass der Grundwasserkörper in diesem Bereich gespannt ist und es durch die Druckentlastung beim Austritt zur Freisetzung von  $\text{CO}_2$  und damit zur Ausfällung von Kalzit kommt.

Der Süd- bis Südwesthang des Strumberges weist in seinen bewaldeten mittelsteilen Hängen zahlreiche Hauptdolomitaufschlüsse auf. Auffällig ist im unteren Hangbereich eine großflächige Abtreppung des Geländes mit geringfügig zum Hang geneigten Flächen, die jeweils eine Tiefe von einigen Zehnermetern aufweisen. Diese Flächen entsprechen in ihrer Ausrichtung der in den Aufschläßen festgestellten Bankung des Hauptdolomits. Im oberen Hangbereich zwischen der Forststraße auf einer Seehöhe von ca. 800 m und dem Strumbergsgipfel wurden vergleichbare Abtreppungen nicht mehr festgestellt.

Bei den gemessenen Strukturen handelt es sich um Kluftflächen und Bankungen. Die grafische Darstellung der aufgenommenen Flächen findet sich im Messstellenkataster in Anhang 1. Es wurden hier zwei Kluftsysteme festgestellt, die ein steiles Einfallen nach Westen bis Westsüdwest bzw. ein steil nach Nordnordwest bzw. Südsüdost fallendes Kluftsystem. Ein Kluftsystem verläuft demnach parallel zur Strubklamm, ein weiteres parallel zum Schwarzaubach. Während die Westsüdwest einfallenden Klüfte engscharig und mit Kluftweiten im Millimeter bis Zentimeterbereich auftreten, wurden Großklüfte im Dezimeterbereich beim parallel zur Strubklamm verlaufenden System festgestellt. An eine derartige Großkluft ist auch Quellaustritt der Tiefquelle gebunden.

### 5.5.5 Auswertung der chemisch-physikalischen Daten

Die Beurteilung der Quellwässer hinsichtlich ihrer hydrochemischen Eigenschaften erfolgt auf Basis der vom Betreiber der Wasserversorgungsanlage zur Verfügung gestellten Analysen. Zusätzlich wurden im Mai 2006 eigene Proben entnommen und zur Analyse ans Labor übergeben.

Zur Auswertung stehen somit von der Tiefquelle Felbertal vier Analysen aus einem Zeitraum zwischen 1995 und 2006 zur Verfügung.

Mittels hydrochemischer Modellierung mit Hilfe des Programmpaketes PhreeQC wurden die vorliegenden Daten auf Plausibilität und Vollständigkeit geprüft und über einen Angleich des pH-Wertes in drei der vier Proben der Sättigungsindex von Calcit korrigiert. In den betroffe-

nen Analysen wurde eine Übersättigung von Calcit im Bereich von 0,3 bis 0,7 festgestellt. Durch geringe Anpassungen des pH-Wertes wurden hier jeweils Gleichgewichtskonzentrationen modelliert. Basis der vorliegenden Auswertung bilden jeweils die so korrigierten Analysen. Die wichtigsten Ergebnisse der Modellierung sind in tabellarischer Form in Anhang 2 angeführt.

Tabelle 5.5-1 zeigt die Ergebnisse der wichtigsten Parameter, bei denen es sich neben pH-Wert und elektrischer Leitfähigkeit um die Kationen Calcium, Magnesium, Natrium sowie die Anionen Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid handelt. Kalium und Nitrat spielen in allen Analysen nur eine sehr untergeordnete Rolle und wurden daher nicht in die Betrachtungen einbezogen.

Bei den Untersuchungen an der Tiefquelle Felbertal wurden keine bakteriologischen Belastungen festgestellt, so dass grundsätzlich, wie auch schon aufgrund der Schüttungsganglinie vermutet, ein sehr kurzfristiger Oberflächeneinfluss auf die Wässer weitestgehend ausgeschlossen werden kann und somit organische Parameter nicht in die Betrachtung einbezogen werden müssen.

Messstelle	Probendatum	pH	el. Leitfähigkeit µS/cm	Temperatur °C	Na mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Ca-Mg- Verhältnis mmol/mmol	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l
Tiefquelle Felbertal	06.11.1995	7.43	385	9.5	0.1	62.0	19.2	2.0	1.00	8.00	256.25
Tiefquelle Felbertal	03.04.1996	8.00	380	9.6	0.1	50.0	20.0	1.5	1.00	7.00	207.46
Tiefquelle Felbertal	12.07.2004	7.77	378	10.2	3.6	65.1	18.9	2.1	11.70	2.70	267.00
Tiefquelle Felbertal	29.08.2005	7.54	482	9.9							
Tiefquelle Felbertal	23.05.2006	7.50	458	9.8	4.5	67.0	18.0	2.3	6.40	2.60	280.68
Tiefquelle Felbertal	12.09.2006	7.80	447	11.0							
Tiefquelle Felbertal	18.12.2006		449	9.8							

Tabelle 5.5-1: Vor-Ort-Parameter und Analysenergebnisse der Tiefquelle Felbertal

### Vor-Ort-Parameter

Die gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten bewegen im Bereich zwischen 380 und 480 µS/cm, wobei die höheren Leitfähigkeiten im Rahmen der eigenen Probennahmen und vor Ort Messungen festgestellt wurden. Der Grund hierfür ist die Abweichung der der Messung zugrunde liegenden Referenztemperaturen. Während den vom Betreiber überlassenen Untersuchungen eine Referenztemperatur von 20°C zugrunde liegt, wurden die eigenen Messungen auf die allgemein übliche Referenztemperatur von 25°C eingestellt. Für die weiteren Betrachtungen werden daher nur die eigenen Messwerte, die im Bereich zwischen 440 und 480 µS/cm liegen, berücksichtigt.

Die gemessenen pH-Werte liegen mit 7,4 bis 8,0 erwartungsgemäß im basischen Bereich und weisen eine recht große Streuungsbreite auf.

Die Wassertemperaturen während der Probennahmen bewegen sich zwischen 9,5 und 10,2°C und zeigen damit leichte saisonale Schwankungen an.

### Ionenkonzentrationen

Die Darstellung sowie die statistische Auswertung der gemessenen Ionenkonzentrationen wurden anhand von Diagrammdarstellungen (siehe Diagramm 5.5-3) durchgeführt.

### Ionenkonzentrationen Tiefquelle Felbertal

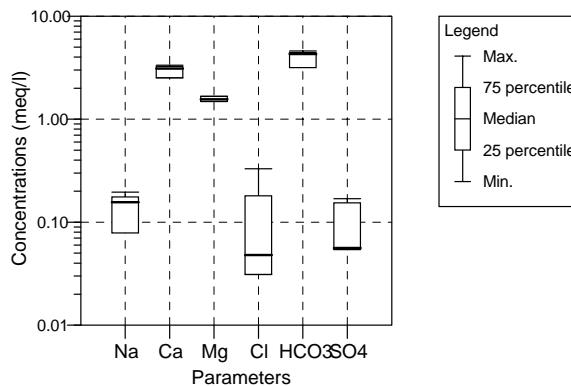


Diagramm 5.5-3: Ionenkonzentrationen Tiefquelle Felbertal. Dominierende Parameter sind Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat.

Parameter	Min	Max	Mittelwert $\mu$	Standardabweichung	Medianwert	Probenanzahl
Ca (mg/l)	50.40	67.00	61.13	7.44	62.00	4
Mg (mg/l)	18.00	20.30	19.05	0.95	18.90	4
Na (mg/l)	3.60	4.50	4.05	0.64	3.60	2
Cl (mg/l)	1.10	11.70	5.23	4.92	1.70	4
HCO3 (mg/l)	256.27	280.68	267.98	12.23	261.64	3
SO4 (mg/l)	2.60	8.10	5.20	2.96	2.70	4
TEMP °C	9.00	10.20	9.63	0.51	9.50	5
pH	7.43	8.12	7.63	7.87	0.00	6
Cond ( $\mu$ S/cm)	470.0	482.0	463.6	17.3	453.5	5

Tabelle 5.5-2: statistische Auswertung der hydrochemischen Analysenergebnisse Tiefquelle Felbertal

Die bestimmenden Parameter der Wässer der Tiefquelle Felbertal sind Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat, während Natrium, Chlorid und Sulfat in der Lösung nur eine untergeordnete Rolle spielen. Auffällig ist dennoch eine vergleichsweise starke Streuung der Chloridgehalte, die zwischen 1,1 und 11,7 mg/l schwanken, wobei die erhöhten Werte jeweils auch mit höheren Natriumgehalten einhergehen. Die erhöhten Werte wurden dabei jeweils in den Monaten Juli und Mai gemessen, so dass ein kurzfristiger Einfluss durch mit Streusalz beaufschlagten Oberflächenwässer nicht als Erklärung herangezogen werden kann. Möglicherweise macht sich hier jedoch ein um einige Monate verzögterer Abfluss von streusalzbeaufschlagten Schneeschmelzwässern bemerkbar. Eine geogene Herkunft der Natrium-Chloridgehalte lässt sich auf Basis der vorherrschenden geologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet nicht ableiten.

Die Darstellung im Piper-Diagramm (Diagramm 5.5-5), welches ein ternäres Kationen- und ein ternäres Anionen-Diagramm kombiniert wie auch der Schoeller-Plot (Diagramm 5.5-4) bestätigen, dass im Wesentlichen die drei Parameter Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat bestimend für die Zusammensetzung der Lösung sind.

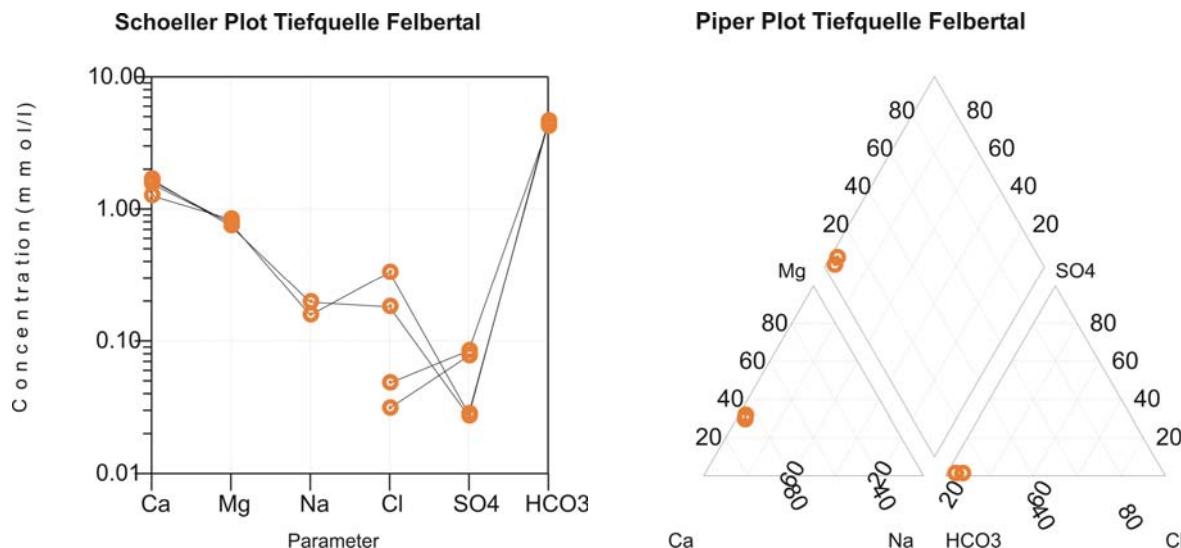


Diagramm 5.5-4 und Diagramm 5.5-5: Schoeller Plot und Piper Plot Tiefquelle Felbertal zeigen zum einen den deutlichen Calcium-Überschuss im Vergleich zum Magnesium. Natrium und Chlorid, wie auch Sulfatgehalte variieren stark, allerdings auf insgesamt niedrigem Niveau.

Diese Feststellung lässt bereits den Schluss zu, dass der untersuchte Grundwasseraufschluss Tiefquelle Felbertal im Wesentlichen durch einen karbonatischen Grundwasserleiter beeinflusst wird, sich jedoch auch durch die Gehalte an Natrium, Chlorid und Sulfat ein geringfügiger Einfluss evaporitischer Phasen bemerkbar macht.

#### Ca-Mg-Verhältnis

Die Frage, ob es sich zudem auch um vornehmlich dolomitisch beeinflusste Wässer handelt, lässt sich über die Betrachtung des Calcium-Magnesium-Verhältnisses beantworten.

Das Diagramm 5.5-6 zeigt, dass das Calcium-Magnesium-Verhältnis der Quellwässer deutlich von Calcium dominiert ist. Wie aus Tabelle 5.5-1 hervorgeht, liegt der durchschnittliche Quotient bei etwa 2,0, woraus sich schließen lässt, dass sich die Wässer der Tiefquelle insgesamt in einem von Kalzit dominierten Bereich bewegen. Die Quelle weist also Einflüsse auf, die nicht auf einen reinen Hauptdolomitaquifer zurückführbar sind.

In diesem Bereich macht sich möglicherweise ein zugunsten des Calciums verschobenes Verhältnis innerhalb des Dolomitgesteins bemerkbar. Wie in Kap. 4.4 erläutert, sind Ca-Mg-Mischreihen möglich, die eine derartige Beeinflussung des Ca-Mg-Verhältnisses auch innerhalb eines lithologisch noch als Dolomit zu bezeichnenden Gesteins bewirken können. Um diese Frage zu klären, wären geochemische Untersuchungen des Hauptdolomits im Einzugsgebiet der Tiefquelle Felbertal erforderlich. Im Rahmen dieser Arbeit wurden derartige Untersuchungen jedoch nicht durchgeführt.

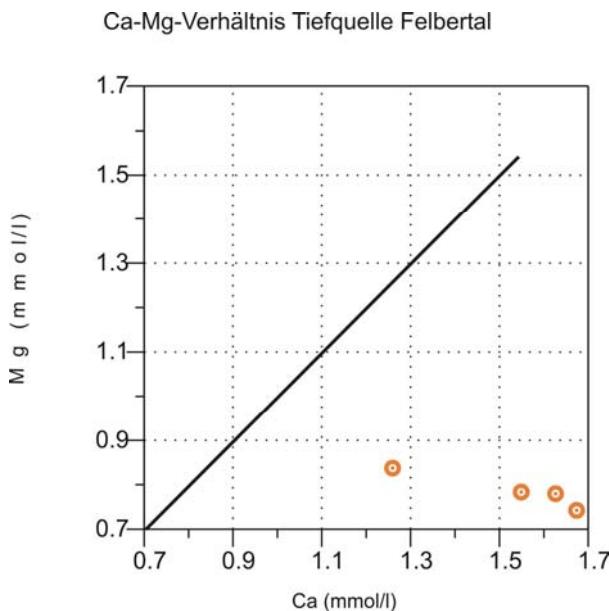


Diagramm 5.5-6: Calcium-Magnesium-Verhältnis Tiefquelle Felbertal. Das Diagramm zeigt deutlich, dass hier Calcium gegenüber Magnesium in den Vordergrund tritt.

Sowohl das Calcium-Magnesium-Verhältnis der Wässer als auch das Auftreten von Natrium und Chlorid in erheblichen Konzentrationen sprechen dafür, dass in der Tiefquelle ein Mischwasser erschlossen wird, dass neben dem das Einzugsgebiet beherrschenden Hauptdolomit auch mit anderen Gesteinen in Kontakt kommt. Aus der geologische Karte (Geol. Bundesanstalt, 2003) sowie aus der eigenen geologischen Geländeaufnahme geht hervor, dass das gesamte Einzugsgebiet von Hauptdolomit aufgebaut wird. Es finden sich im Einzugsgebiet weder kalzitische und noch evaporitische Gesteine.

Die hydrochemische Modellierung (Anhang 2) zeigt, dass bei Calcitgleichgewicht die Phase Dolomit jeweils gering untersättigt ist, Gips und Anhydrit als auch Halit sind dagegen jeweils deutlich untersättigt. Die aquatische Speziesverteilung wird dominiert von  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{HCO}_3^-$ .

### 5.5.6 Auswertung der Isotopendaten

Von der Tiefquelle Felbertal stehen die Daten einer viermaligen Untersuchungen auf die stabilen Isotope  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$  sowie einer dreimaligen Untersuchungen auf Tritium zur Verfügung. Die Proben wurden im Zeitraum August 2005 bis Dezember 2006 entnommen. Die Ergebnisse sind in der nachfolgenden Tabelle 5.5-3 dargestellt.

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	$^{18}\text{O}$	$^2\text{H}$	Deuterium-Exzeess	$^3\text{H}$	Fehler
Tiefquelle Felbertal	25/08/2005	-10.53	-74.1	10.14		
Tiefquelle Felbertal	23/05/2006	-11.2	-79.3	10.3	9.6	0.9
Tiefquelle Felbertal	12/09/2006	-11.46	-80.7	10.98	9.8	0.6
Tiefquelle Felbertal	18/12/2006	-11.4	-80.7	10.5	9.9	0.68

Tabelle 5.5-3: Isotopendaten Tiefquelle Felbertal

### Stabile Isotope

Die stabilen Isotope  $^{18}\text{O}$  und Deuterium wurden im Diagramm 5.5-7 der Niederschlagsgeraden gegenüber gestellt.

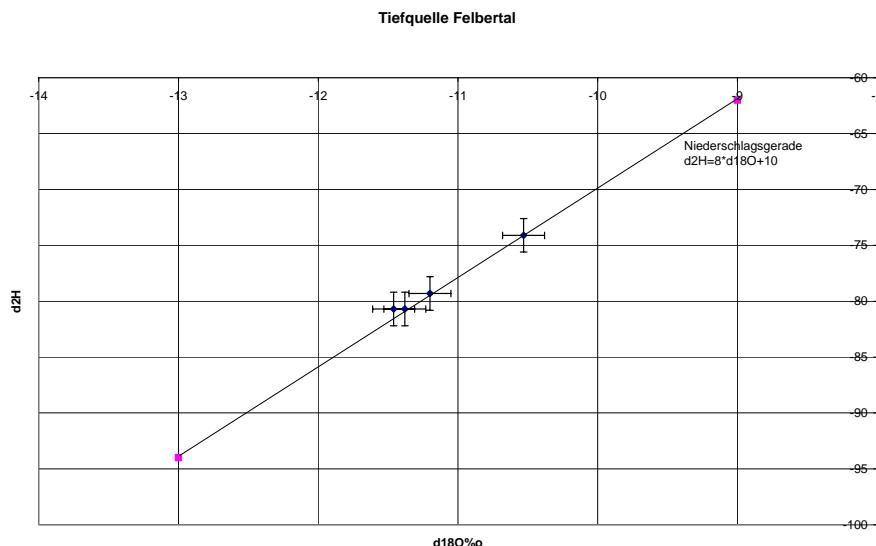


Diagramm 5.5-7:  $\text{d}^{18}\text{O}$ - $\text{d}^2\text{H}$ -Verhältnis Tiefquelle Felbertal

Es zeigt sich, dass die gemessenen Werte im Rahmen des Messfehlers auf der Niederschlagsgeraden liegen und damit grundsätzlich als plausibel betrachtet werden können. Aufällig ist die deutliche Abweichung hin zu schwereren Wässern bei der Beprobung im August 2005 gegenüber den im Jahr 2006 entnommen Proben. Eine mögliche Erklärung hierfür ist der in der Region sehr schneereiche Winter 2005/2006, der sich im Jahr 2006 durch eine entsprechend höheren Anteil an leichten Winterniederschlägen auswirken könnte. Zur Klärung dieser Frage wären längere Zeitreihen der  $^{18}\text{O}$ -Werte dieser Quelle erforderlich.

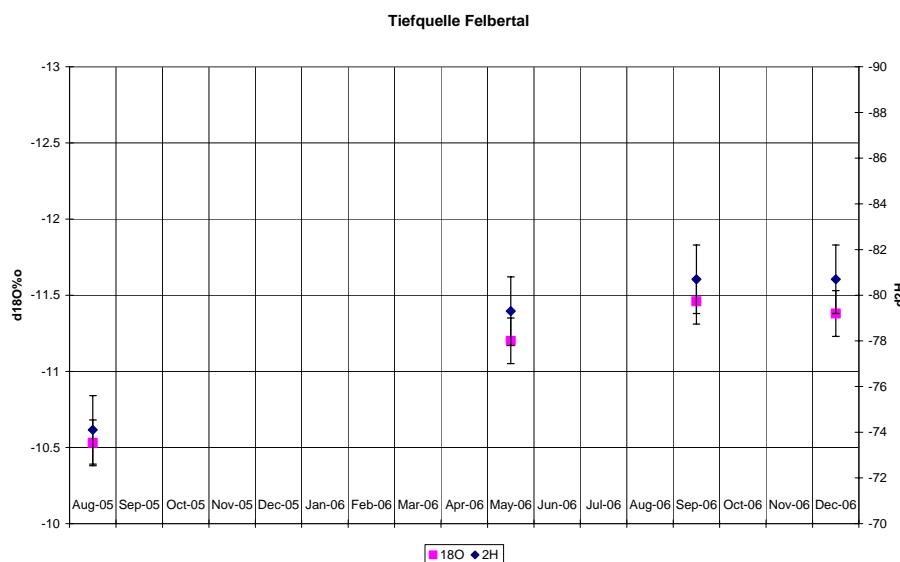


Diagramm 5.5-8: zeitlicher Verlauf der Konzentration an stabilen Isotopen. Einem Wert, der schwerere Wässer anzeigt und im August 2005 gemessen wurde, stehen leichtere Wässer mit geringen Schwankungen bei Mes-

sungen im Jahr 2006 gegenüber. Insgesamt liegen aber die Schwankungen außerhalb des Messfehlers und deuten daher auf junge Wässeranteile hin.

Die Betrachtung des Jahresganges (Diagramm 5.5-8) zeigt eine gewisse nicht unbedingt innerhalb des Messfehlers interpretierbare Schwankung der Werte, die auf einen nicht unwesentlichen Anteil an kurzfristigen (ein- bis zweijährigen) Wässern schließen lässt.

### Altersdatierung

Die Altersdatierung mit Hilfe der gemessenen Tritiumwerte setzt zunächst die Definition des vorliegenden Abflussmodells voraus. Im gegenständlichen Fall findet die Wasserführung innerhalb der Klein- bis Mirkoklüfte des Hautpdolomitaquifers statt. Es wurden vereinzelte Großkluftstrukturen im Dezimeterbereich festgestellt, die den Wässern als Sammelkanäle dienen und zu einzelnen größeren Austritten, wie der Tiefquelle führen. Daneben existieren jedoch auch zahlreiche sehr kleine Quellaustritte im Bereich der Kleinkluftstrukturen. Entlang derartiger Austritte finden sich flächige Versinterungen. Die Tatsache, dass zudem Bereiche angetroffen wurden, in denen der Hauptdolomit keine Vergrusung aufweist sondern massiv auftritt, lässt die Vermutung zu, dass die wasserführenden Großklüfte abschnittsweise seitliche Abdichtung erfahren und somit das Kriterium für eine Pistonflow-Abfluss erfüllen können. Dafür spricht auch die Tatsache, dass hier offensichtlich gespannt Wässer auftreten, also im Austrittsbereich eine gewisse Abdichtung des Kluftgrundwasserkörpers nach oben erfolgen muss.

Vor der Infiltration der Wässer in den Kluftquifer wird in Teilbereichen des orografischen Einzugsgebietes eine lockersedimentäre ungesättigte Zone (Moräne) durchflossen. Infiltration und Abfluss können im gesamten Einzugsgebiet annähernd flächig erfolgen.

Unter diesen Gesichtspunkten kann ein reines Exponentialmodell (EM) oder ein seriell kombiniertes Modell (EPMser), in dem die vereinzelten Großklüfte als Sammel- und Abflusskanäle durch einen Pistonflow-Anteil vor dem Austritt wirksam werden, die Abflussverhältnisse am besten erfassen.

Auf Basis der Tritiumwerte, die hier im Bereich von 9,6 bis 9,9 TU liegen, ergeben sich grundsätzlich zwei Möglichkeiten der Altersverteilung der vorliegenden Wässer im Exponentialmodell. Es kann sich zum einen bei den Infiltrationswässern, um relativ alte Wässer handeln, welche zum Zeitpunkt der Infiltration hohe Tritiumwerte aufwiesen, die aufgrund des Zerfalls inzwischen abgebaut sind, zum anderen kann bereits die Ausgangskonzentration so niedrig gewesen sein, dass der radioaktive Zerfall hier keine so bedeutende Rolle spielt. Die gemessenen Werte liegen im Bereich der aktuellen Niederschlagswerte. Wässer mit wenigen Jahren Verweildauer können beim Austritt den aktuellen Tritiumwerten entsprechen.

Die Berechnung mit Hilfe von MULTIS bietet daher bei Berechnungen nach dem Exponentialmodell zwei Lösungsmöglichkeiten für die gegenständlichen Wässer an. Im Diagramm 5.5-9 sind beide Output-Kurven zusammen mit den Messwerten dargestellt. Außerdem werden hier die Berechnungen nach dem seriell kombinierten Modell aufgeführt, wobei sich die Output-Kurve hier nicht wesentlich von den beiden Lösungsmöglichkeiten im Exponentialmodell unterscheidet.

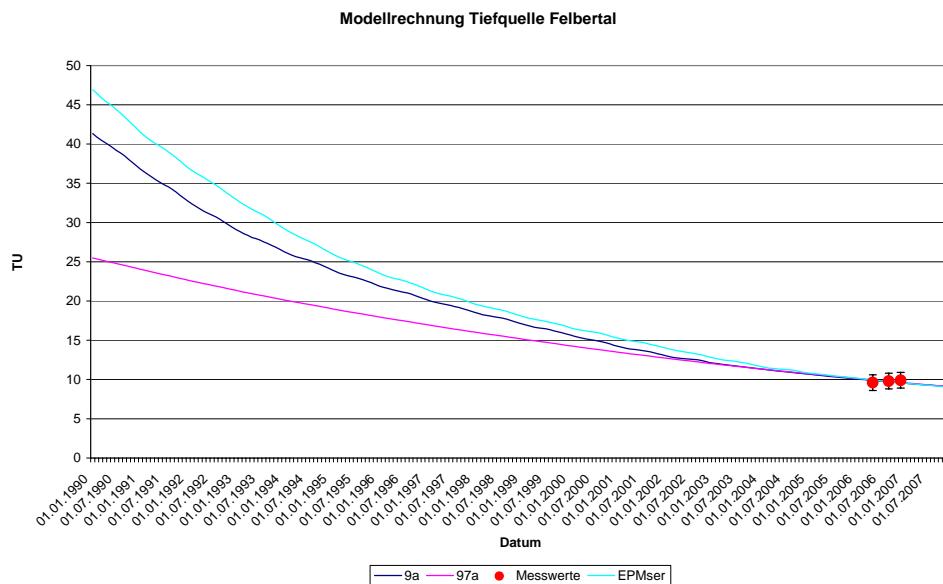


Diagramm 5.5-9: Modellrechnung Tiefquelle Felbertal, Vergleich der berechneten Möglichkeiten. Im Untersuchungszeitraum variieren die Output-Kurven nur mehr extrem gering und lassen daher keine eindeutige Zuordnung der Messwerte zu.

Das Diagramm zeigt deutlich die Problematik der Altersdatierung mit Tritium auf Basis von Messwerten aus dem Zeitraum ab ca. 1995. Der nur mehr sehr geringe Rückgang der Tritiumumgehalte im aktuellen Niederschlag (Input) führt dazu, dass die Konzentrationen der Output-Wässer sich ebenfalls nicht mehr signifikant verändern. Die Unsicherheit der Altersdatierung nimmt entsprechend zu. Folgende drei Lösungsmöglichkeiten stehen zur Verfügung:

- Exponentialmodell (EM): MVZ 9 a
- Exponentialmodell (EM): MVZ 97 a
- Seriell Kombiniertes Exponential-Pistonflow-Modell mit 82% Exponentialkomponente (EPMser): MVZ 11 a

Eine Verifizierung der Tritiumwerte mit Hilfe eines zweiten Tracers wie  $^{85}\text{Krypton}$  oder SF6 erscheint aus folgendem Grunde im vorliegenden Fall nicht zielführend. Die Auswertung der hydrochemischen Eigenschaften der Wässer (Kapitel 5.5.5) deutet an, dass bereits wesentliche Lösungsvorgänge innerhalb der überlagernden quartären Bedeckung und damit in der ungesättigten Zone stattfinden müssen. Dazu muss sich das Wasser einige Zeit im Bereich dieser ungesättigten Zone aufhalten. Bei den möglichen zusätzlichen Tracern handelt es sich um Gase, die im Grundwasser gelöst werden, die sich jedoch innerhalb der ungesättigten Zone hinsichtlich ihres Transportes wesentlich anders verhalten als das betrachtete Wasser selbst. So kann ein im Wasser befindlicher  $^{85}\text{Kryptonanteil}$  wesentlich schneller zum Grundwasserkörper vordringen als der Wasserbestandteil Tritium, so dass die Niederschlagszeitpunkte der beiden zu vergleichenden Komponenten wesentlich voneinander abweichen können. Eine Umrechnung der Ergebnisse der gelösten Gase auf die Tritiumdaten ist zwar möglich (z.B. in MIBUS et al., 2002) jedoch aufgrund der wenigen zur Verfügung stehenden Daten mit großen Unsicherheiten behaftet.

Im gegenständlichen Fall werden unter Verwendung des Exponentialmodells Wasseralter von 9 bzw. 97 Jahren berechnet. Eine mittlere Verweilzeit von 97 Jahren ist auf Basis der

vorliegenden Aquifermächtigkeiten, des denkbaren Kluftvolumens sowie der hier zu erwartenden Grundwasserneubildung unter Berücksichtigung der mittleren Quellschüttung von ca. 2 l/s rein aufgrund des Fassungsvermögens des Aquifers nicht möglich. Eine mittlere Verweilzeit von 9 Jahren für die Wässer der Tiefquelle Felbertal erscheint daher realistisch und entspricht auch eher dem Ergebnis des kombinierten Modells, das die hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet der Tiefquelle möglicherweise genauer wiedergibt.

Weitere Hinweise über die Anwendbarkeit der gewählten Modellansätze ergeben sich aus der Betrachtung der Altersverteilung:

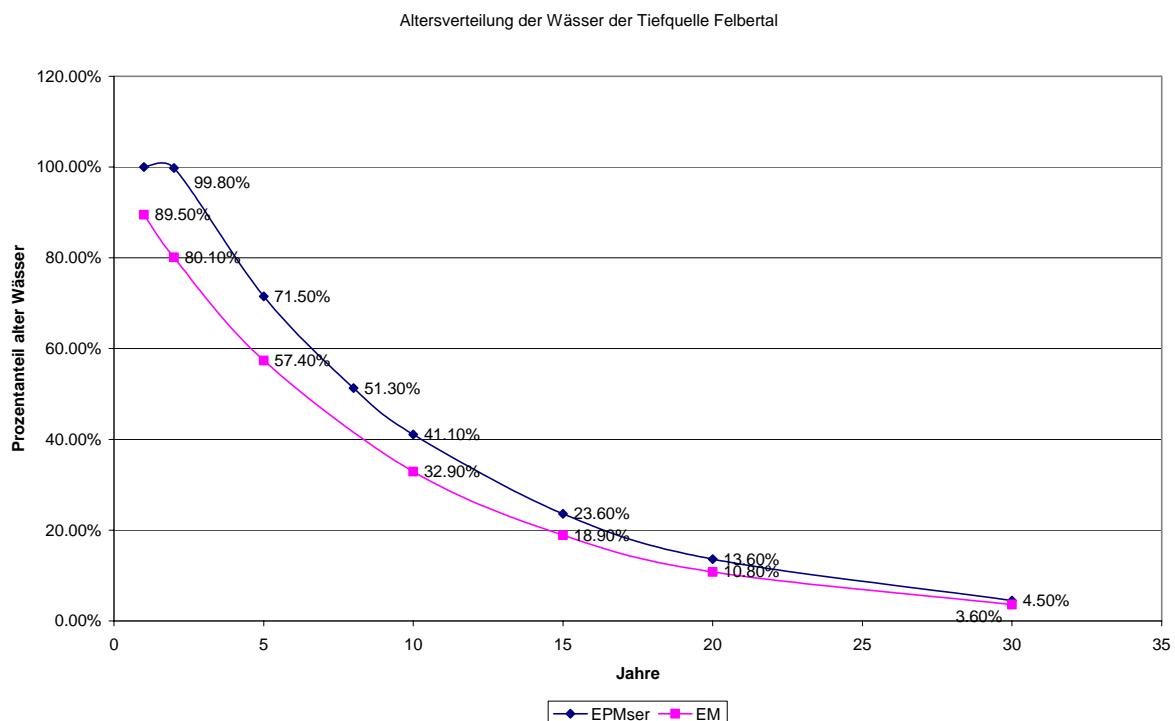


Diagramm 5.5-10: Altersverteilung in der Tiefquelle Felbertal bei EPMser (MVZ 11a) und EM (MVZ 9a). Die Altersverteilung der Tiefquelle Felbertal unter Zugrundelegung eines seriell kombinierten Abflussmodells mit 82% Exponentialanteil und MVZ 11 a bei vergleichsweise weiter gestreuter Altersverteilung steht einer exponentiellen Verteilung gegenüber, die den Großteil der Wässer im Altersbereich bis 10 Jahre bei etwa 10% einjähriger Komponente aufweist. Der Anteil an sehr alten (>50 Jahr) Wässern ist mit 0,4% gering.

Entsprechend dem definierten exponentiellen Abflussmodell (EM) liegt auch eine exponentielle Altersverteilung vor. Gut 10% der Wässer sind dabei jünger als 1 Jahr, was in gutem Einklang zu den festgestellten Schwankungen der stabilen Isotopenwerte steht. Etwa 70% der Wässer sind jünger als 10 Jahre und 3,6% weisen ein Alter von mehr als 30 Jahren auf.

Betrachtet man dagegen die Altersverteilung, die sich aus dem seriell kombinierten Modell (EPMser) ergibt, zeigt sich, dass hier kein einjähriges Wasser auftritt, nur 0,2% der Wässer jünger als zwei Jahre sind, 58% sind jünger als 10 Jahre und 4,5% weisen ein Alter von mehr als 30 Jahren auf.

Ein markanter und für die Nutzung derartiger Quellen wichtiger Unterschied ergibt sich bei den beiden Modellen im Bereich der sehr jungen Wässer. Im gegenständlichen Fall zeigt sich, dass das kombinierte Modell den über die Schwankungen der stabilen Isotope nachgewiesenen Anteil an ein- und zweijährigen Wässern, nicht wiedergibt.

Für die Tiefquelle Felbertal ergibt sich damit die beste Näherung über ein reines Exponentialmodell. Die Wässer weisen dabei eine mittlere Verweilzeit von 9 Jahren auf. Der Abfluss der Wässer findet im Wesentlichen innerhalb der Klein- und Feinstklüftung des Hauptdolomit statt, Großklüfte dienen als Sammelkanäle an denen größere Austritte ermöglicht werden, spielen jedoch in der Abflussgeschichte der Wässer eine nur untergeordnete Rolle.

## 5.6 Nutzwasserbrunnen Steinbruch Baderluck

### 5.6.1 Beschreibung der Messstelle

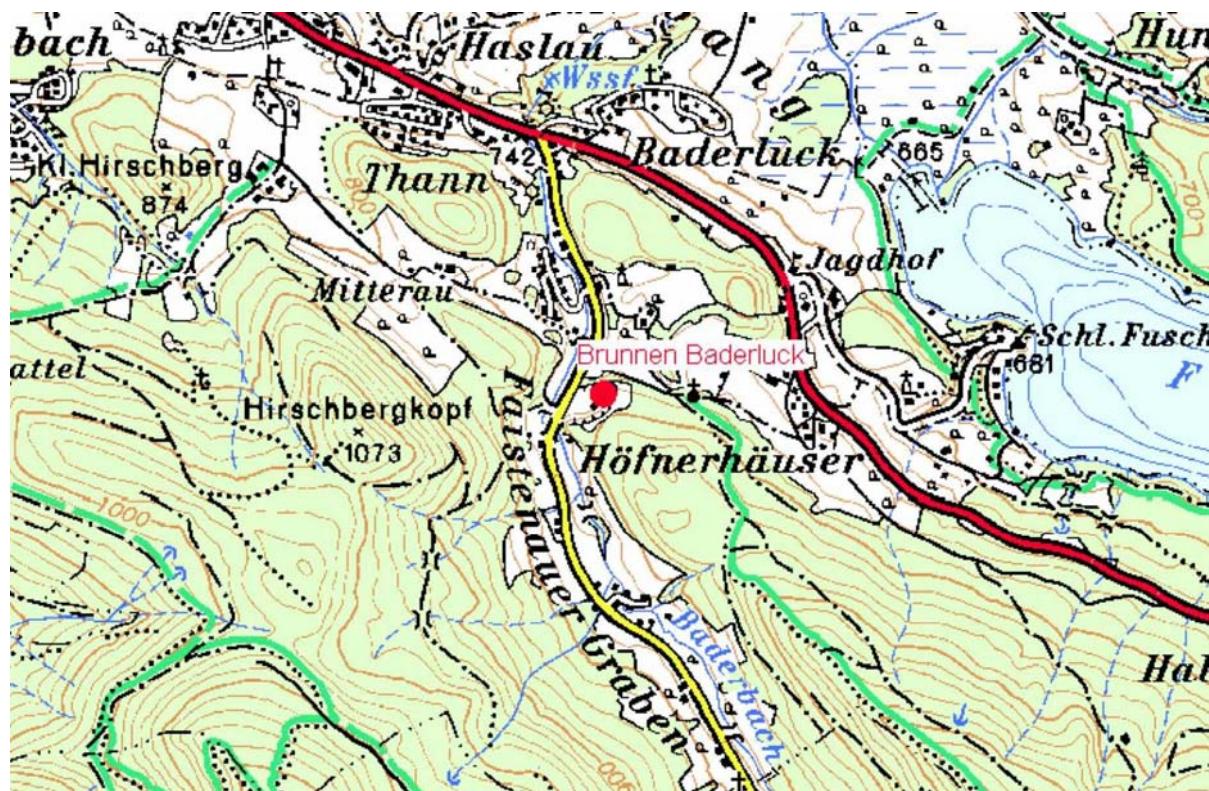


Abbildung 5.6-1: Lage des Nutzwasserbrunnens Baderluck (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Der Nutzwasserbrunnen der Firma SRK im Dolomitsteinbruch Hof, Ortsteil Baderluck liegt östlich des Baderbaches, ca. 40 Höhenmeter über dem Talboden innerhalb des Abaugebietes des Steinbruches auf einer Seehöhe von ca. 770 m. Laut Auskunft des Betreibers wurde der Brunnen vor ca. 15 Jahren auf eine Tiefe von 78 m abgeteuft. Bohr- und Ausbauprotokolle liegen mehr nicht vor und konnten auch bei der ausführenden Bohrfirma nicht erhoben werden. In der Umgebung des Brunnenstandortes herrschen sehr gute Aufschlussverhältnisse. Aufgrund der Abbautätigkeiten ist hier der Hauptdolomit großflächig aufgeschlossen.

Der Brunnen dient ausschließlich der Schotterwäsche im Steinbruch, wird nach Bedarf während der Betriebszeiten des Schotterwerks betrieben und fördert dann maximal 5,5 l/s.

Aufgrund der Einbauten im Brunnen (Pumpe, Schwimmerschaltung, etc.) ist es ohne größeren baulichen Aufwand nicht möglich, die Wasseroberfläche zu erreichen, so dass keine Abstichmessungen am Brunnen vorgenommen werden konnten.

## 5.6.2 Datengrundlage

Weder beim Betreiber noch beim Errichter des Brunnens konnten entsprechende Unterlagen erhoben werden. Qualitätskontrollen des Nutzwassers bezogen sich ausschließlich auf bakteriologische Untersuchungen. Es wurden in diesem Zusammenhang nie Keimbelastungen festgestellt.

Hinsichtlich der regionalgeologischen Verhältnisse wurde auf die geologische Karte (Geol. Bundesanstalt, 2003) zurückgegriffen.

## 5.6.3 Geologisch-hydrogeologische Situation

Der Brunnen liegt in der nordwestlichen Spitze einer Hauptdolomitscholle, welche den Südwesthang einer NW-SE-streichenden Grabenstruktur bildet. In der Umgebung des Steinbruches Baderluck ist der Hauptdolomit flächig von Grund- und Endmoränen bedeckt. Im Norden anschließend liegt der Fuschlseee, der in anisischen Wettersteindolomit eingebettet ist und das Grabentiefste bildet. Nach Süden wird die Hauptdolomitscholle von Gesteinen der Oberalmer – und der Rossfeld-Formation begrenzt, welche den Höhenrücken des südlich liegenden Filbling aufbauen. Die Hauptdolomitscholle ist von NNE streichenden Gräben durchzogen, entlang derer die Entwässerung des Filbling-Höhenrückens in Richtung Fuschlseee stattfindet. Quellvorkommen finden sich hier jedoch nur in Form temporärer Austritte oberflächennaher Wässer. Es ist davon auszugehen, dass die im Brunnen Baderluck erschlossenen Wässer neben einer Beeinflussung durch Hauptdolomit auch eine solche durch benachbarte Dachsteinkalke und Oberalmer Schichten erfahren.

Aussagen über die Wasserspiegellage sowie über Absenkgraten bei Pumpbetrieb können derzeit nicht gemacht werden, da die freie Wasseroberfläche im Brunnen aufgrund der technischen Anlagen nicht zugänglich ist.

## 5.6.4 Geländebefund

Die Begehung des Steinbruches Baderluck in Hof und seiner Umgebung fand am 22.09.2005 statt. Aufgrund der sehr guten Aufschlusslage im Abbaugebiet oberhalb des Brunnens konnten hier zahlreiche bruchtektonische Strukturen aufgenommen werden. Bereichsweise zeigt der Hauptdolomit hier deutlich ausgeprägte Bankungen, während er oft getrennt durch großflächige Kluftstrukturen dann wieder sehr massig auftritt. Innerhalb der stark gebankten Dolomite wurden neben den typischen hellbraunen Erscheinungsformen häufig dunkelgrau verfärbte bituminöse Bereiche festgestellt.

Die Aufnahme von Gefügedaten zeigt über den gesamten Aufschluss ein sehr uneinheitliches Störungsbild. Neben einer sehr steil nach S einfallenden Kluftschar wurden außerdem sehr regelmäßige mittelsteil nach NE fallende Klüfte festgestellt. Im Bereich dieser Klüfte finden sich grauschwarze bituminöse und stark brekziöse Bereiche. Die massigen gering geklüfteten Bereiche sind grundsätzlich trocken, bei stärkerer spättektonischer Belastung treten aus den maximal zentimeterweit geöffneten Klüften geringe Wassermengen aus. Im Bereich der Wasseraustritte finden sich häufig Versinterungen. Offene Großklüfte im Dezimeterbereich, wie sie in den Einzugsgebieten anderer Messstellen festgestellt wurden, wurden im Steinbruch Baderluck nicht angetroffen. Eine Fotodokumentation des Aufschlusses sowie die Darstellung der Gefügedaten ist dem Messstellenkataster in Anhang 1 zu entnehmen.

Der südöstlich des Steinbruches anschließende Hangbereich zeigt nur wenige Aufschlüsse. Beim anstehenden Fels bis zum nächstgelegenen Hochpunkt auf einer Seehöhe von 860 m handelt es sich durchwegs um Hauptdolomit. Am SW-Hang dieses westlichen Ausläufers des Filbling finden sich verbreitet Lesesteine aus den überlagernden Oberalmer Schichten.

Im Zuge der ersten Probennahme am Brunnen, die am 15.09.2005 stattfand, wurde der Brunnen ca. 15 Minuten lang bepumpt, wobei vorher nach Auskunft des Betreibers der Brunnen bereits mehrere Stunden im Dauerbetrieb war. Die anschließende Probennahme wurde bei einer Wassertemperatur von 9,1 °C und einer elektrischen Leitfähigkeit von 464 µS/cm durchgeführt.

### 5.6.5 Auswertung der chemisch-physikalischen Daten

Die Beurteilung der Wässer hinsichtlich ihrer hydrochemischen Eigenschaften erfolgt auf Basis einer im Zuge des Projektes im Mai 2006 durchgeführten hydrochemischen Analyse. Auf vorhandene Untersuchungen konnte für diese Messstelle nicht zurückgegriffen werden. Zusätzlich wurden im Rahmen von insgesamt vier Isotopenprobennahmen die Vor-Ort-Parameter aufgenommen.

Mittels hydrochemischer Modellierung mit Hilfe des Programmpaketes PhreeqC wurden die vorliegenden Daten auf Plausibilität und Vollständigkeit geprüft. In diesem Zusammenhang wurden keine offensichtlichen Fehler in der Analyse festgestellt und keine Korrekturen vorgenommen.

Tabelle 5.6-1 zeigt die Ergebnisse der wichtigsten Parameter, bei denen es sich neben pH-Wert und elektrischer Leitfähigkeit um die Kationen Calcium, Magnesium, Natrium sowie die Anionen Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid handelt. Kalium und Nitrat spielen nur eine sehr untergeordnete Rolle und wurden daher nicht in die Betrachtungen einbezogen.

Messstelle	Probendatum	pH	el. Leitfähigkeit	Temperatur	Na	Ca	Mg	Ca/Mg-Verhältnis	Cl	SO4	HCO3
			µS/cm	°C	mg/l	mg/l	mg/l	mmol/mmol	mg/l	mg/l	mg/l
Brunnen Baderluck	15.09.2005	7.10	464	9.1							
Brunnen Baderluck	23.05.2006	7.30	426	7.3	40	56.0	20.0	1.7	4.30	55.00	195.25
Brunnen Baderluck	12.09.2006	7.62	435	7.6							
Brunnen Baderluck	18.12.2006		429	7.2							

Tabelle 5.6-1: Vor-Ort-Parameter und Analysenergebnisse der Messstelle Nutzwasserbrunnen Baderluck

#### Vor-Ort-Parameter

Die Vor-Ort-Parameter wurden jeweils bei jeder Isotopenprobennahme gemessen. Die gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten lagen dabei jeweils im Bereich um 430 µS/cm. Im September 2005 wurde mit 464 µS/cm ein davon etwas abweichender Wert ermittelt. Da mit zwei verschiedenen Messgeräten gemessen wurde, ist hier ein Messfehler aufgrund einer unzureichenden Kalibrierung der Leitfähigkeitssonde nicht gänzlich auszuschließen.

Die gemessenen pH-Werte liegen mit Werten zwischen 7,1 und 7,6 im leicht basischen Bereich und weisen eine recht große Streubreite auf.

Die Wassertemperaturen während der Probennahmen lagen zwischen 7 und 9°C, ein Jahresgang zeichnet sich dabei nicht ab, die Schwankungen sind vermutlich vielmehr auf das Maß des vorangegangenen Pumpbetriebes im Steinbruch zurückzuführen. Vor jeder Messung wurde die Pumpe ca. 30 Minuten in Gang gesetzt. Dabei war der Brunnen bei Eintref-

fen an der Messstelle bei zwei Terminen (Mai und September 2006) bereits einige Stunden in Betrieb, bei zwei Terminen wurde er zum Zweck der Probennahme gestartet.

### Ionenkonzentrationen

Die Auswertung der gemessenen Ionenkonzentrationen wurde anhand eines Schoeller-Plots im nachfolgenden Diagramm 5.6-1 vorgenommen.

Die Darstellung im Schoeller-Diagramm bestätigt auch für den Brunnen Baderluck, dass die Kationen Calcium und Magnesium, sowie Hydrogenkarbonationen bestimend für die Zusammensetzung der Lösung sind und damit ein eindeutig karbonatischer Grundwasserleiter vorliegt. Im Gegensatz zu den bisher betrachteten seichten Kluftwässern wurden jedoch hier außerdem erhebliche Gehalte an Sulfat festgestellt.

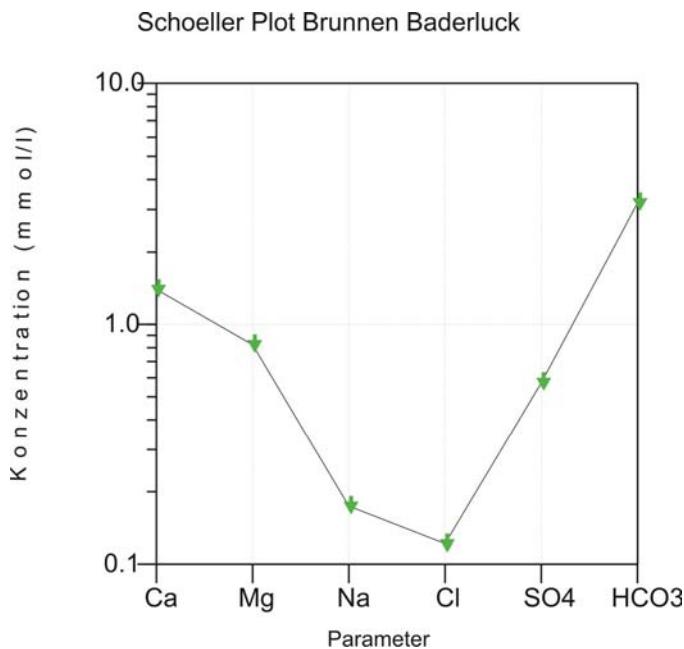


Diagramm 5.6-1: Ionenkonzentrationen Brunnen Baderluck. Dominierend sind hier Calcium und Hydrogenkarbonat. Magnesium tritt gegenüber Calcium in den Hintergrund. Der Sulfatgehalt ist relativ hoch.

Die Natrium- und Chloridgehalte, die insgesamt höher liegen als bei anderen untersuchten Aufschlüssen in seichteren Grundwasserkörpern, weisen in Zusammensetzung mit erhöhten Sulfatgehalten auf den Einfluss von evaporitischen Gesteinen im Einzugsgebiet des Brunnens hin. Der Hauptdolomit wird von würmglazialen Grundmoränen überlagert, im orografischen Einzugsgebiet finden sich davon abgesehen ausschließlich karbonatische Ablagerungen (Wettersteinkalk, Wettersteindolomit und Oberalmer Schichten). Eine Straße, von der durch etwaige Salzstreuung ein Eintrag von Natrium und Chlorid erfolgen könnte, besteht im orografischen Einzugsgebiet nicht. Die Beaufschlagung der Wässer mit Sulfat und Natrium-Chlorid lässt sich damit nur auf den Einfluss der Moräne sowie der Prozesse innerhalb der ungesättigten Bodenzone zurückführen.

### Ca-Mg-Verhältnis

Hinsichtlich des Calcium-Magnesium-Verhältnisses zeigt sich bei den Wässern des Brunnens Baderluck ein Quotient von 1,7, was auf einen dolomitischen Einfluss, nicht aber ausschließlich durch Hauptdolomit geprägten Grundwasserleiter schließen lässt.

Unter Berücksichtigung des geologischen Umfeldes des Brunnenstandortes mit tektonischen Grenzen zu Wettersteinkalk im Norden und Oberalmer Kalken im Süden ist ein hydrochemischer Einfluss dieser Nachbargesteine zu erwarten. Da ein Bohrprofil des Brunnens fehlt und keine Aussagen über die Mächtigkeit der Dolomitscholle gemacht werden können, lassen sich für diesen Aufschluss keine detaillierteren Aussagen treffen.

Sowohl das Calcium-Magnesium-Verhältnis der Wässer als auch das Auftreten von Natrium Chlorid und Sulfat in deutlichen Konzentrationen sprechen dafür, dass im Brunnen Baderluck ein Mischwasser erschlossen wird, dass neben dem das Einzugsgebiet beherrschenden Hauptdolomit auch mit anderen Gesteinen in Kontakt kommt. Aus der geologischen Karte (Geol. Bundesanstalt, 2003) sowie aus der Geländeaufnahme geht hervor, dass das orografische Einzugsgebiet zwar ausschließlich aus Hauptdolomit aufgebaut wird, sich jedoch im Nahbereich in tektonischem Kontakt Kalke befinden, die durchaus das in fast 80 m Tiefe erbohrte Wasser beeinflussen und die gegenüber reinen Hauptdolomitwässern erhöhten Calciumgehalte bewirken können.

Für die Beaufschlagung der Wässer durch Natrium, Chlorid und Sulfat finden sich dagegen zunächst keine Erklärungen im geologischen Umfeld.

Die Modellierung des vorliegenden Wassers mit PhreeqC (Anhang 2) zeigt einen ausgeglichenen Calcitsättigungsindex, der mit einer Dolomituntersättigung einhergeht. Sowohl Anhydrit und Gips als auch Halit liegen deutlich untersättigt in der Lösung vor. Ein dauerhafter Kontakt mit diesen Phasen innerhalb des Aquifers müsste jedoch aufgrund der guten Löslichkeit dieser Minerale jedenfalls zu einer Sättigung führen. Es ist daher davon auszugehen, dass die Beaufschlagung der Wässer mit Sulfat, Natrium und Chlorid in diesem Bereich auf die quartäre Bedeckung (Würm-Grundmoräne) sowie auf die ungesättigte Bodenzone zurückzuführen ist. Die aquatische Speziesverteilung wird von  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{SO}_4^{2-}$  geprägt.

### 5.6.6 Auswertung der Isotopendaten

Im Brunnen Baderluck wurden im Zeitraum April 2005 bis Dezember 2006 fünfmalig Proben zur Analyse auf stabile Isotope  $^{18}\text{O}$  und Deuterium sowie dreimalig auf Tritium zur Altersdatierung entnommen. Im Rahmen einer weiteren Probennahme im Juni 2007 wurde der Brunnen ein weiteres Mal auf Tritium sowie auf den zusätzlichen Tracer SF6 untersucht. Die Ergebnisse sind in Tabelle 5.6-2 dargestellt.

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	$^{18}\text{O}$	2H	Deuterium-Exzeess	3H	Fehler	SF6	Fehler
Baderluck	08/04/2005	-10.33	-72.3	10.34				
Baderluck	15/09/2005	-10.35	-71.7	11.1				
Baderluck	23/05/2006	-11.11	-78.4	10.48	9.2	0.8		
Baderluck	12/09/2006	-10.57	-73.5	11.06	10.1	0.6		
Baderluck	18/12/2006	-11.19	-76.4	13.12	8.3	0.56		
Baderluck	14.06.2007				9.1	0.7	1.9	0.2

Tabelle 5.6-2: Isotopendaten Brunnen Baderluck

### Stabile Isotope:

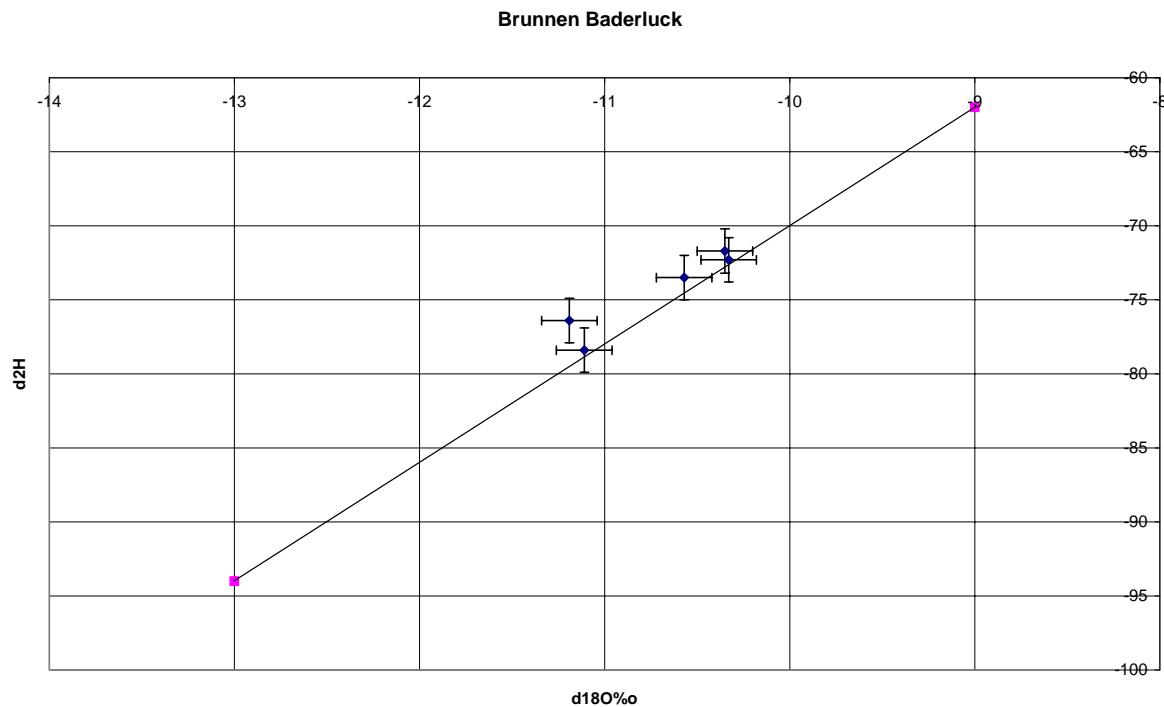


Diagramm 5.6-2:  $d^{18}\text{O}$ - $d^2\text{H}$ -Verhältnis im Brunnen Baderluck. Die Wässer plotten im Wesentlichen auf der Niederschlagsgeraden. Auffällig ist aber die Streuung der Werte, die über den Messfehler hinausgeht.

Wie das oben stehende Diagramm zeigt, liegen die Werte im Wesentlichen im Bereich der Niederschlagsgeraden, wobei eine über den Messfehler hinausgehende Streuung der Werte entlang der Geraden zu verzeichnen ist. Dieser Umstand deutet bereits auf Input-bedingte Schwankungen der Gehalte an stabilen Isotopen hin.

Im Diagramm 5.6-3 zeigt sich, dass es sich um deutliche wenn auch nicht eindeutig jahreszeitlich zuordenbare Schwankungen handelt. Die Proben aus dem Jahr 2005 (April und September) sind schwerer als die Proben des Jahres 2006 (Mai, September und Dezember), wobei hier die Septemberprobe die schwersten Wässer aufweist. Der Unterschied in den Gehalten an stabilen Isotopen in den Jahren 2005 und 2006 ist hier ähnlich wie in der Tiefquelle Felbertal. Auch hier könnte die Ursache für die leichten Wässer im Jahr 2006 in den wesentlich größeren Mengen an Schneeschmelzwässern aus dem Winter 2005/2006 zu finden sein.

Voraussetzung wäre in beiden Fällen ein relativ hoher Anteil an sehr jungen Wässern, der im Rahmen der Altersdatierung herauszuarbeiten sein wird.

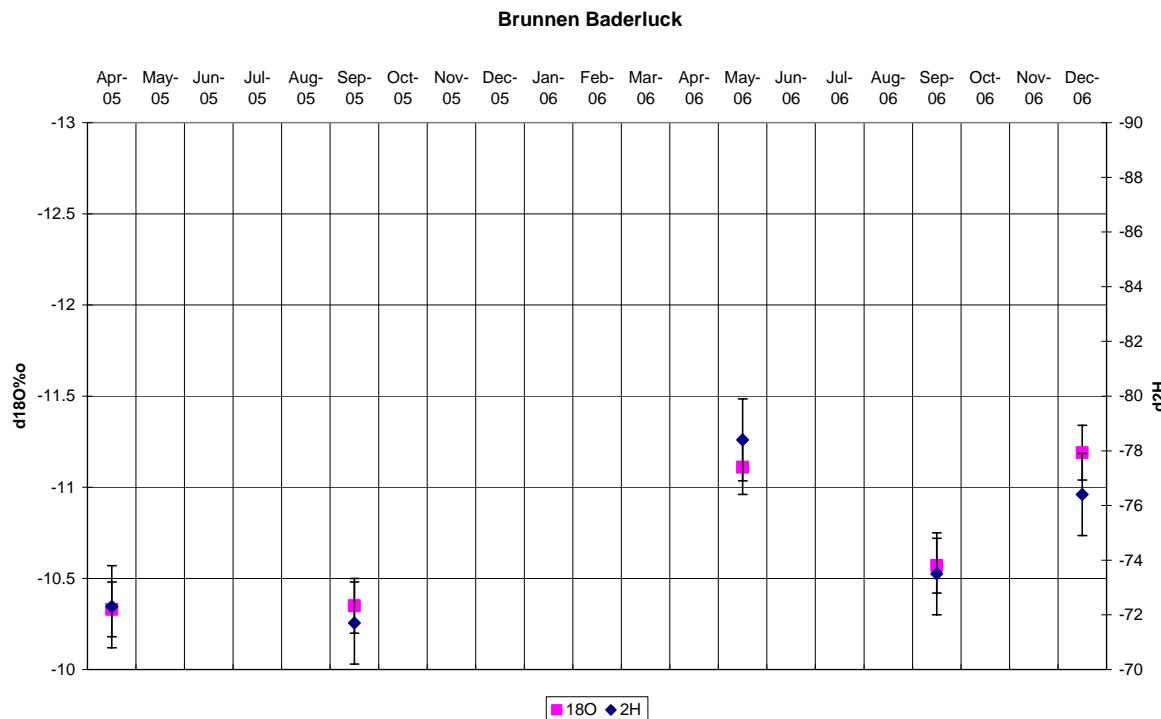


Diagramm 5.6-3:  $d^{18}\text{O}$  und  $d^2\text{H}$ -Werte Brunnen Baderluck. Auch hier ist deutlich die Streuung der Messwerte ersichtlich, die zeigt, dass diesen Wässern eine bedeutende sehr junge Komponente beigemischt ist.

Diese Streuung der Messwerte deutet bereits auf eine sehr junge Komponente der untersuchten Wässer hin, was bei der Interpretation der Tritiumdaten zu beachten ist.

### Altersdatierung

Die Altersdatierung erfolgt hier mit Hilfe von drei Tritiumwerten aus dem Jahr 2006 sowie einem weiteren Tritiumwert aus dem Jahr 2007. Aufgrund der sehr schlechten Datenlage für diesen Aufschlusspunkt ist die Definition des vorliegenden Abflussmodells hier mit großen Unsicherheiten behaftet. Grundsätzlich ist davon auszugehen, dass im gesamten Einzugsgebiet eine Infiltration der Niederschlagswässer über das engscharige Kluftsystem des Hauptdolomits möglich ist.

Da jedoch weder ein Bohrprofil noch ein Ausbauprofil des Brunnens vorliegen, ist nicht bekannt, ob die Zuflüsse in der Bohrung punktuell aus offenen Großklüften oder auf der gesamten Bohrlochtiefe aus dem engscharigen Kluftsystemen erfolgen. Die oberflächlich aufgeschlossenen Strukturen im Steinbruch Baderluck lassen grundsätzlich beide Möglichkeiten zu. Großklüfte in Kombination mit massigen von Kleinklüften freien Bereichen würden abschnittsweise innerhalb des Aquifers zu Pistonflow-Verhältnissen führen. Zur Berechnung wurden daher die drei folgenden Abflussmodelle verwendet.

- Das reine Exponentialmodell (EM), welches zur Anwendung kommen muss, wenn über die gesamte Bohrung engscharige Klüftung mit relativ gleichmäßiger Durchlässigkeit vorliegt, ergibt eine mittlere Verweilzeit der Wässer von 7,5 Jahren.
- Das reine Pistonflow-Modell (PM) käme dann zur Anwendung, wenn die Infiltration über Großklüfte erfolgt, die infiltrierten Wässer sich hierin ohne Vermischung verschieden alter Wässer bewegen und im Brunnen aus aufgeschlossenen Großklüften austreten. Da oberflächlich keine offenen Großklüfte aufgeschlossen sind und nicht

davon auszugehen ist, dass der gesamte Abflussbereich frei ist von Zuflüssen und Vermischungen über Kleinkluftstrukturen, trifft dieses Abflussmodell die tatsächlichen Abflussverhältnisse nicht.

- Ein kombiniertes Exponential-Pistonflow-Modell (EPMser), bei dem beide Abflusskomponenten seriell aufeinander folgen, erscheint im gegenständlichen Fall ebenfalls als wenig geeignete Annäherung an die vorherrschenden Abflussverhältnisse. Die Berechnung ergibt hier eine mittlere Verweilzeit von 21 Jahren mit einem 88%-Anteil an Pistonflow-Komponente. Dies erscheint aufgrund der festgestellten Kluftsituation als sehr unwahrscheinlich, weil es ein sehr viel ausgeprägteres Großkluftsystem bei fehlender Kleinkluftstruktur voraussetzen würde.
- Ein parallel kombiniertes Exponential-Pistonflow-Modell (EPM) mit einem angenommenen Anteil von 75% Exponentialkomponente trifft dann die vorherrschenden Abflussbedingungen am besten, wenn im Brunnen Großklüfte erschlossen werden, über die der Großteil der Wasserzutritte erfolgt. Hier würden dann Verhältnisse bestehen, die mit jenen der Grundwasseraufschlüsse Reit im Winkl oder Bad Reichenhall vergleichbar wären. Die Berechnung mit diesem Abflussmodell ergibt eine mittlere Verweilzeit der Exponentialkomponente von 1,5 Jahren, der Pistonflow-Komponente von 4 Jahren und stellt damit die deutlich jüngste Variante dar.

Im nachfolgenden Diagramm 5.6-4 werden die beiden über die festgestellte strukturelle Situation begründbaren Output-Funktionen zusammen mit den Messwerten dargestellt.

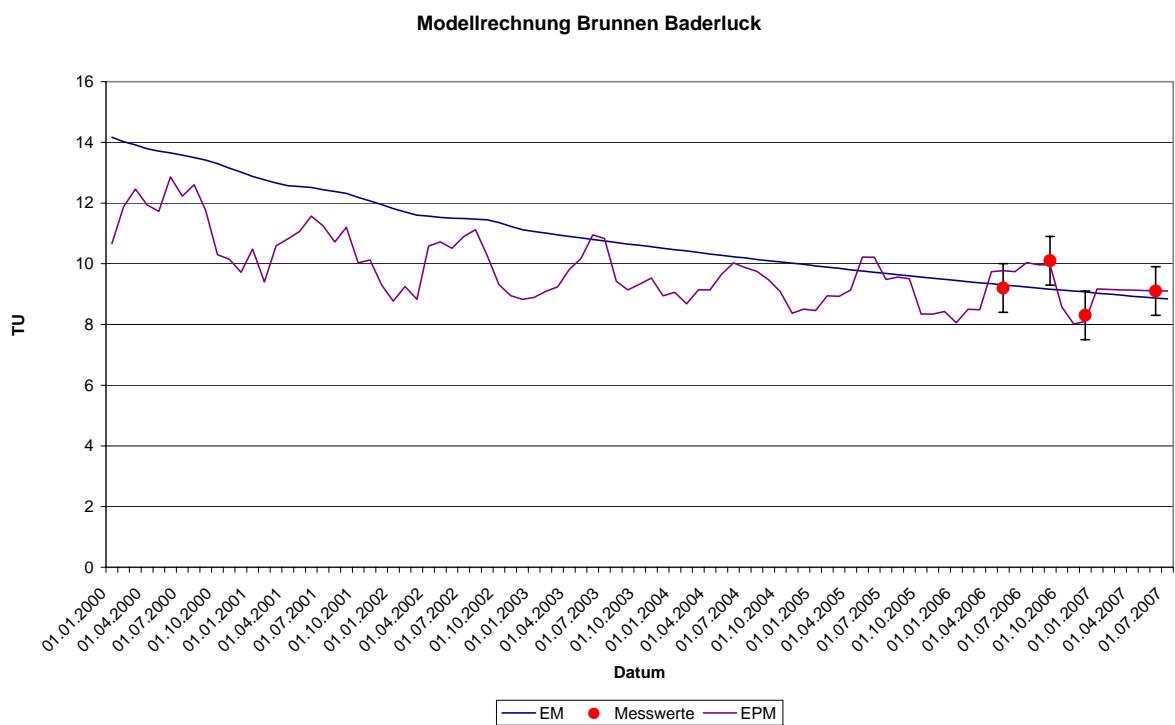


Diagramm 5.6-4: Modellrechnung Brunnen Baderluck. Die Messwerte plotten auf der Output-Kurve des EPM, das damit als geeignet zur Altersberechnung betrachtet werden kann. Allerdings weichen die Messdaten nur im Rahmen des analytischen Fehlers von der Output-Kurve des reinen EM ab.

Aus dem Diagramm ist ersichtlich, dass beide gewählten Modellansätze im Rahmen des Messfehlers gute Übereinstimmung mit den Messwerten erzielen. Der Grund hierfür ist wiederum in der nur mehr geringfügigen Veränderung des Tritium-Inputs zu finden.

Neben den Hinweisen, die sich aus der Betrachtung der strukturellen Verhältnisse des Einzugsgebiets ergeben und die auf einen stark von Exponentialkomponente dominierten Modellansatz hinweisen, gibt die Berechnung der Altersverteilung unter Berücksichtigung des Schwankungsverhaltens der stabilen Isotope weitere Hinweise auf die Wahl des richtigen Abflussmodells.

Die Altersverteilung wurde für das Exponentialmodell sowie für das parallel kombinierte Modell berechnet und in Diagramm 5.6-5 dargestellt.

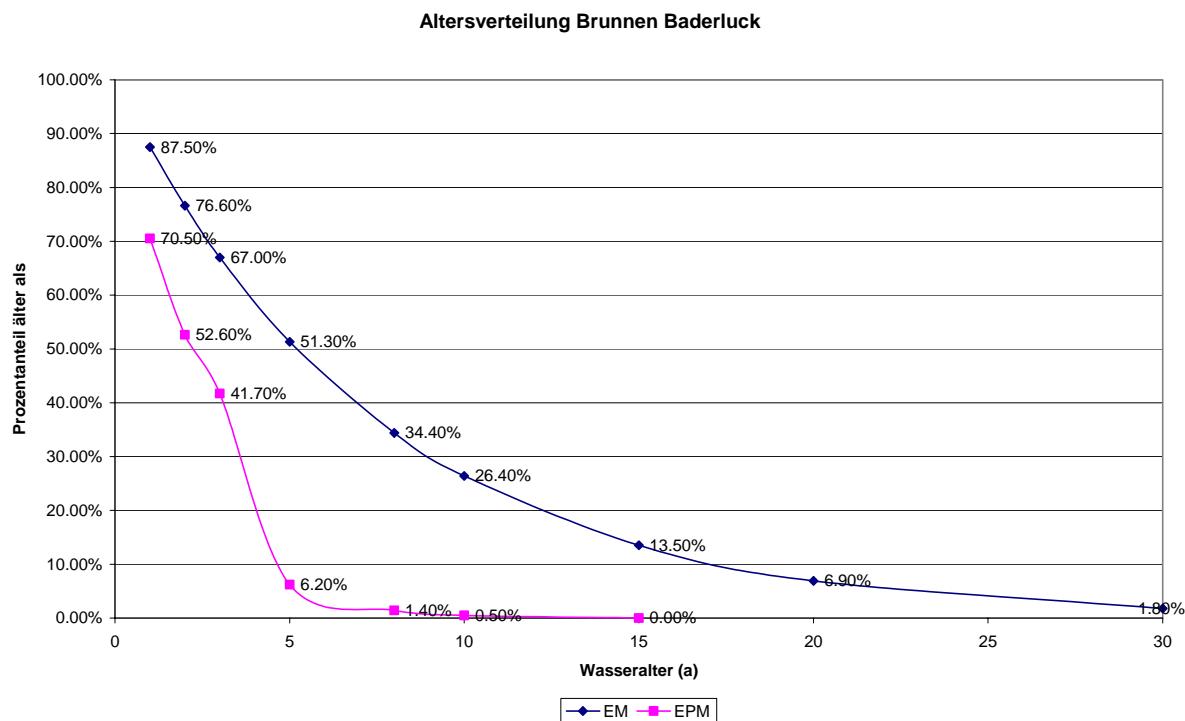


Diagramm 5.6-5: Altersverteilung Brunnen Baderluck nach EM und kombiniertem EPM. Eine sehr gleichmäßige Altersverteilung zwischen 1 und 30 Jahren ergibt sich aus der Berechnung nach EM, nach EPM liegen die Wässer innerhalb eins Altersbereiches von Null bis 5 Jahren.

Bei einer mittleren Verweilzeit der Wässer 7,5 Jahren (EM) sind 87,5% der Wässer älter als ein Jahr, 51,3% älter als fünf Jahre, 26,4% sind älter als 10 Jahre und 1,8% der Wässer ist älter als 30 Jahre. Der festgestellte Anteil von 12,5% an Wässern, die innerhalb eines Jahres den Aquifer durchlaufen, erklärt die festgestellten Schwankungen der stabilen Isotope in den Brunnenwässern. Im kombinierten Abflussmodell und einer mittleren Verweilzeit von 2 bis 4 Jahren sind 70,5% der Wässer älter als ein Jahr und nur 0,5% älter als 10 Jahre. Auch hier würden sich Schwankungen der stabilen Isotope bis zum Austritt im Brunnen deutlich aufprägen.

Zur weiteren Eingrenzung des Wasseralters und damit auch zur Charakterisierung des Abflussmodells im Bereich Brunnen Baderluck wurde an dieser Messstelle eine Probennahme auf den zusätzlichen Tracer SF6 durchgeführt. In Verbindung mit einer zeitgleich entnommenen Tritiumprobe kann hier eine Altersbestimmung über die in Kapitel 3.4 erläuterte Harfendarstellung erfolgen.

Unter Berücksichtigung der Tritium-Inputfunktion für Salzburg sowie der regional gültigen SF6-Inputfunktion (zur Verfügung gestellt von Hydroisotop GmbH) kann damit einem Datenpaar ein entsprechendes Alter des Jungwasseranteiles (Nachbombenalter und anthropogener SF6-Input) zugeordnet werden. Daneben ergibt sich aus der Harfendarstellung der Anteil eines eventuell vorhandenen Anteils an tritium- und SF6-freier Komponente.

Das folgende Diagramm 5.6-6 bildet das Wertepaar innerhalb der Harfendarstellung unter Zugrundelegung des Exponentialmodells ab.

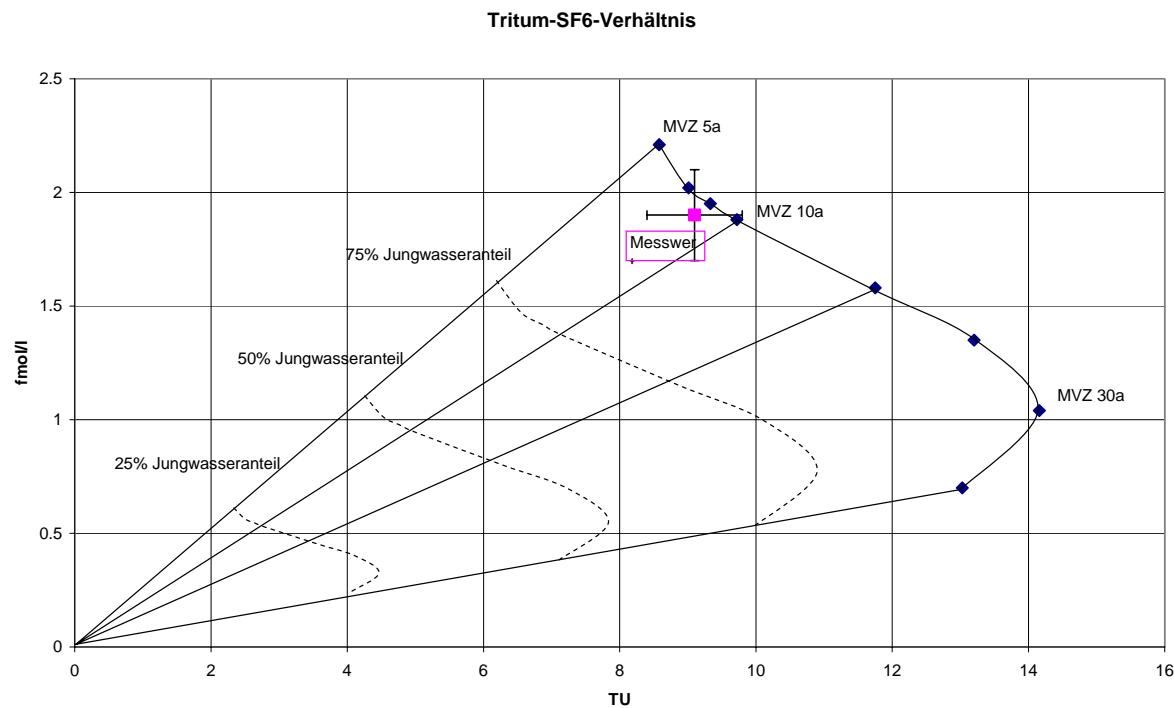


Diagramm 5.6-6: Harfendarstellung der Tritium- und SF6-Werte von Wässern definierten Alters, geplottet mit dem Messwert des Brunnens Baderluck. Die mittlere Verweilzeit liegt demnach bei ca. 7 Jahren, wobei hier zu annähernd 100% Jungwasser auftritt.

Aus der Darstellung geht hervor, dass die Wässer des Brunnens Baderluck im Bereich einer mittleren Verweilzeit von 8-10 Jahren bei annähernd 100% Jungwasserkomponente liegen.

Die Verifizierung der angestellten Modellrechnungen mit Hilfe eines zweiten Tracers (SF6) bestätigt damit annähernd die über die im Jahr 2006 produzierten Tritiumdaten berechneten mittlere Verweildauer von 7,5 Jahren, die sich aus der Berücksichtigung des Exponentialmodells ergibt.

Grundsätzliche Unsicherheit ergeben sich bei den hier angestellten Untersuchungen aus dem Pumpbetrieb des Brunnens, der bei den drei berücksichtigten Probennahmen unterschiedlich und leider nicht im Detail bekannt war. Die hier angestellten Überlegungen können daher nur näherungsweise die hydrogeologischen Verhältnisse wiedergeben und erlauben weiten Interpretationsspielraum. Eine genaue Betrachtung erfordert neben der Kenntnis den Brunnenausbaus und des Bohrprofils einen Pumpversuch mit kombinierten Isotopenprobennahmen, sowie von Flowmetermessungen um die Zuflussbereiche innerhalb des Aufschlusses definieren zu können. Die Messstelle zeigt damit, dass Isotopenuntersuchungen allein grundsätzlich nie zu einer sicheren Aussage hinsichtlich der Wasseralter führen kön-

nen, da eine Fülle an zusätzlichen Informationen notwendig ist, um die ermittelten Daten entsprechend interpretieren zu können.

## 5.7 Wimmerbauernquelle Bad Ischl

### 5.7.1 Beschreibung der Messstelle

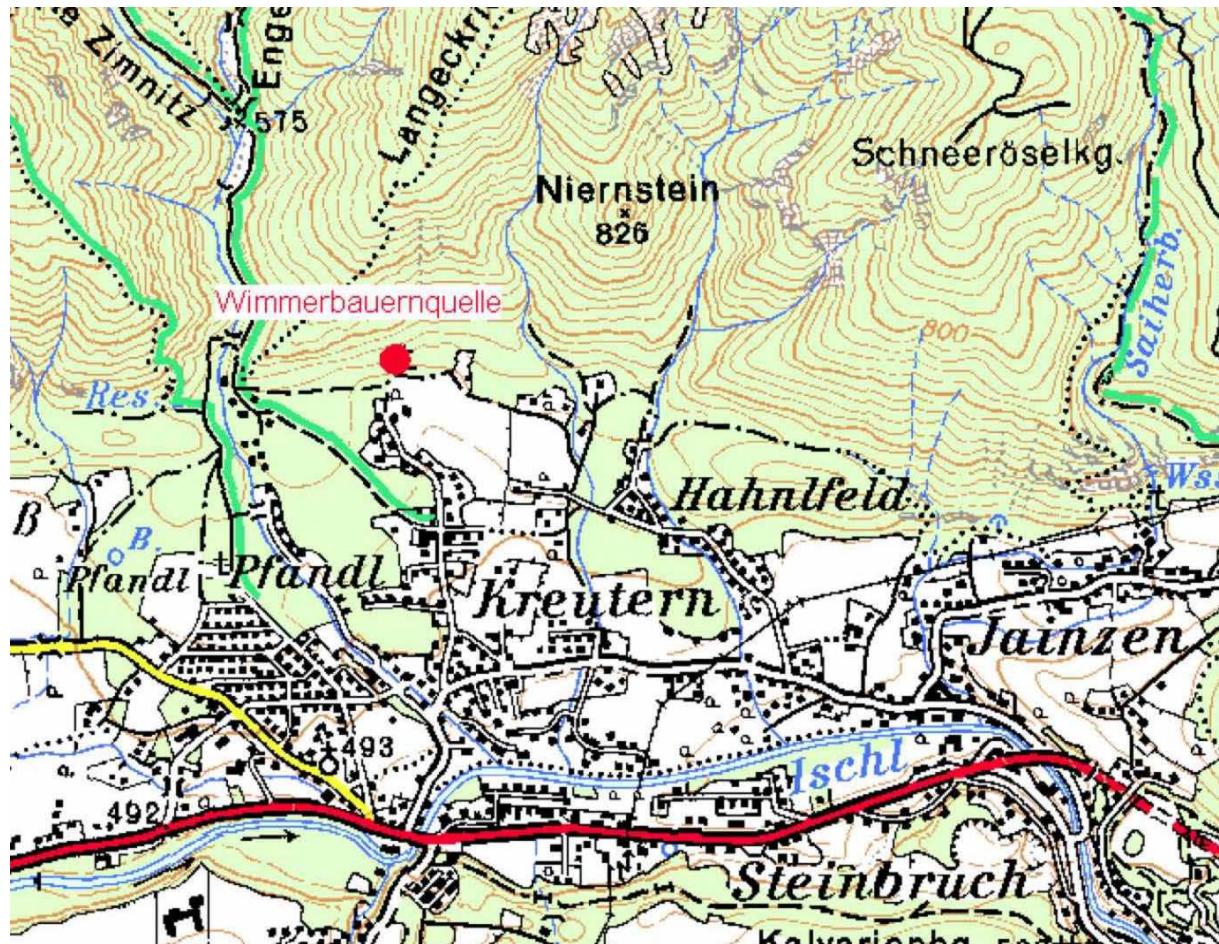


Abbildung 5.7-1: Lage der Wimmerbauernquelle Bad Ischl (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Die Wimmerbauernquelle liegt im Gemeindegebiet von Bad Ischl in Oberösterreich am Nordrand des Ortsteiles Kreutern. Die Quelle wurde am Südfuß des bis zu 40° steilen bewaldeten Hanges des Gspranggupfes gefasst und liegt auf einer Seehöhe von 560 m. Der Gspranggupf wird zur Gänze aus Hauptdolomit aufgebaut. Lediglich im Südwesten unterhalb des Gipfels am Langeckriedel befindet sich ein kleines Vorkommen von dolomitisiertem Dachsteinkalk (Loferit).

Direkt unterhalb der Quellfassungen befinden sich Quellsammelschacht und Hochbehälter. Die Quelle ist Teil der Wasserversorgung der Stadtgemeinde Bad Ischl.

### 5.7.2 Datengrundlage

Vor Beginn der Untersuchungen lagen folgende Daten aus dem Untersuchungsgebiet vor bzw. wurden vom Wasserwerk Bad Ischl zur Verfügung gestellt.

- Trinkwasseranalytik Wimmerbauernquelle 2004
- Schüttungsmessungen Wimmerbauernquelle Februar 2004 bis September 2005
- Planauszug aus technischem Einreichprojekt

### 5.7.3 Geologisch-hydrogeologische Situation

Die Wimmerbauernquelle entspringt am Südhang des Gspranggupfes auf einer Seehöhe von 560 m aus Hauptdolomitklüften. Es handelt sich um zwei Quellfassungen, die nur wenige Meter auseinander und ca. 10 m über dem gemeinsamen Quellsammelschacht liegen. Die Fassungen liegen im Waldboden, der die Felsoberkante am Hang weitgehend bedeckt. Es finden sich jedoch im Hang immer wieder aufgeschlossene Felsvorsprünge, an denen der Hauptdolomit in meist stark verwitterter Form zu Tage tritt.

Vom Wasserwerk der Gemeinde Bad Ischl werden die Schüttungsmengen sowie die Temperatur in monatlichem Rhythmus gemessen. Dabei wird die Schüttungsmenge jeweils über dreißig Tage als Summe ermittelt. Aus diesem Wert kann dann ein monatlicher Schüttungsdurchschnitt errechnet werden. Die Schüttungsmengen zeigen einen relativ gleichmäßigen Verlauf mit Schüttungsmaxima bei ca. 3,6 l/s und Minima bei etwa 2,6 l/s, wobei sich aus den Schwankungen kein Jahresgang ableiten lässt. Extremwerte werden durch diese Art der Datensammlung und Darstellung nicht erfasst, es lassen sich daher keine Aussagen über kurzfristige Reaktionen der Quelle auf Niederschlagsereignisse treffen.

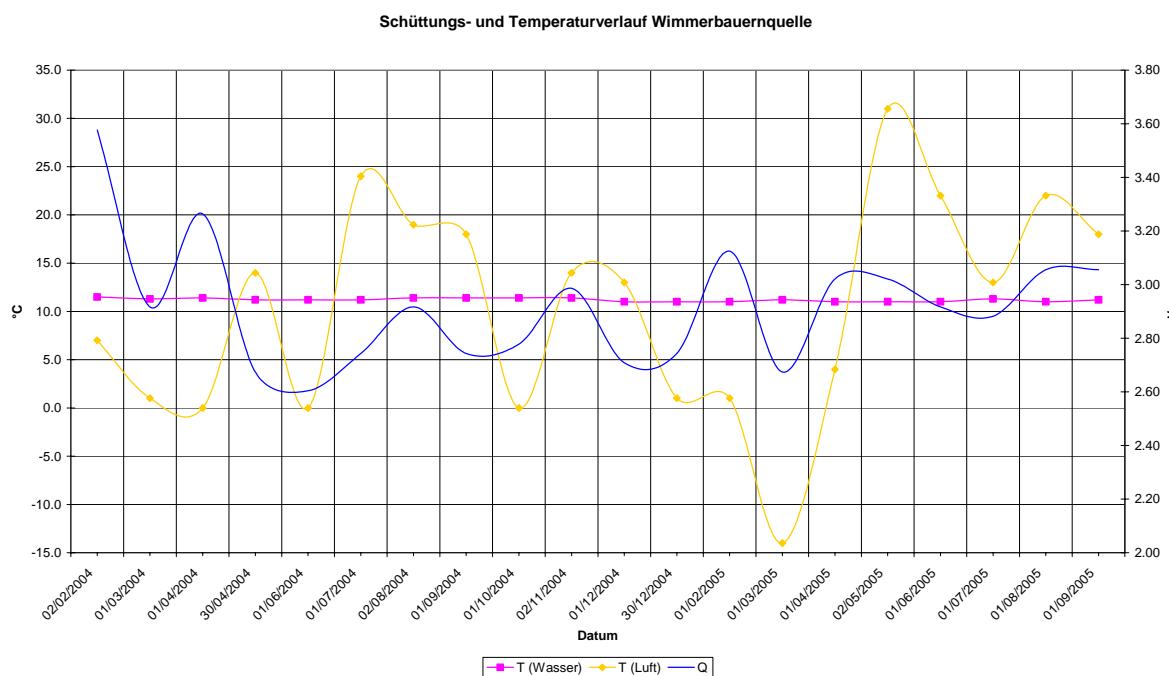


Diagramm 5.7-1: Schüttungs- und Temperaturverlauf Wimmerbauernquelle ( $Q = \text{Monatsmittelwerte}$ ,  $T_{\text{Wasser}}$  und  $T_{\text{Luft}} = \text{Stichtagswerte}$ ). Auffällig ist die sehr konstante Wassertemperatur von ca. 11 °C, die keinerlei saisonale Schwankung zeigt.

Die Schwankungen der Wassertemperatur liegen zwischen 11 und 11,5°C. Ein Jahresgang bzw. eine Abhängigkeit von der Außentemperatur ist nicht erkennbar.

Die Auswertung der Trinkwasseranalytik vom Mai 2004 zeigt, dass es sich bei den gegenständlichen Wässern um solche des Calcium-Magnesium-Typs handelt. Es wurde eine elektrische Leitfähigkeit von 256 µS/cm bei einer Temperatur von 11,7°C gemessen.

#### 5.7.4 Geländebefund

Die Geländebegehung im Bereich der Wimmerbauernquelle wurde am 07.09.2005 durchgeführt. Im Einzugsgebiet der Messstelle wurden dazu soweit vorhanden Quellaustritte sowie, sofern es die Geländebeschaffenheit zuließ, alle geologischen Aufschlüsse aufgenommen. Bereichsweise befinden sich im Hang annähernd senkrechte Felsabbrüche. Hier konnten keine strukturgeologischen Aufnahmen vorgenommen werden. Es wurden Gefügemessungen durchgeführt, um vor allem die Lagerungs- und Kluftsituation am Standort zu klären.

Die Quelle selbst wurde im Zuge der Begehung erstmals beprobt. Die gemessenen Vor-Ort-Parameter stimmten dabei mit jenen der Trinkwasseranalytik im Wesentlichen überein.

Das orografische Einzugsgebiet der Quelle wird vom Langeckriedel im Westen und einem namenlosen Gerinne im Osten, welches den Gspranggupf zum Niernstein abgrenzt, umgrenzt und umfasst eine Fläche von ca. 0,25 km<sup>2</sup>.

Im orografischen Einzugsgebiet der Quelle wurden keine weiteren Quellaustritte, Versickerungen oder Oberflächengewässer festgestellt. Es handelt sich demnach bei der gefassten Quelle um die einzige oberflächliche Entwässerung am Südhang des Gspranggupfes zwischen Langeckriedel und einem östlich verlaufenden Graben, der außerdem den benachbarten Niernstein entwässert.

Der Quellaustritt liegt ca. 20 m oberhalb des Talbodens, der von einem Schwemmkegel gebildet wird, auf dem der Ortsteil Kreutern liegt. Der Schwemmkegel verläuft mit geringer gleichmäßiger Neigung bis zum ca. 80 m tiefer gelegenen Vorfluter, der Ischl. Es ist daher nicht auszuschließen, dass weitere Austritte direkt in den Schwemmkegel stattfinden und die Hauptentwässerung unterirdisch erfolgt. Gleichzeitig ist jedoch sicher auszuschließen, dass in der Wimmerbauernquelle ein Austausch mit dem Vorfluter bzw. dem Porengrundwasserkörper des Talbodens stattfindet.

Westlich des Langeckriedels befindet sich ein weiteres Oberflächengewässer, welches den Südwesthang entwässert. Hier wurde bei einer Schüttungsmenge von ca. 2 l/s eine elektrische Leitfähigkeit von 331 µS/cm gemessen.

Im Hangbereich finden sich neben der vornehmlich aus Hauptdolomit bestehenden Hangschuttbedeckung immer wieder steile Felsabbrüche, welche ebenfalls von Hauptdolomit gebildet werden. Insgesamt zeigt sich der Hauptdolomit hier eher massig mit stark gerundeten Verwitterungsstrukturen. Der klassische kleinklüftige grusige Bruch konnte hier nur vereinzelt festgestellt werden. Es dominieren steil nach Osten geneigte teilweise im Zentimeterbereich geöffnete Klüfte ohne Anzeichen für Wasseraustritte sowie eine mit ca. 30° nach Süden einfallenden Bankung.

Die Ergebnisse der Geländeaufnahme liegen im Messstellenkataster im Anhang 1 auf.

## 5.7.5 Auswertung der chemisch-physikalischen Daten

Die Beurteilung der Wässer hinsichtlich ihrer hydrochemischen Eigenschaften erfolgt auf Basis einer im Zuge des Projektes im Mai 2006 durchgeführten hydrochemischen Analyse. Zusätzlich wurde vom Wasserwerk Bad Ischl, als Betreiber der Wasserversorgung eine weitere Trinkwasseranalyse aus dem Jahr 2004 zur Verfügung gestellt.

Mittels hydrochemischer Modellierung mit Hilfe des Programmpaketes PhreeqC wurden die vorliegenden Daten auf Plausibilität und Vollständigkeit geprüft. Es wurden hier keine Korrekturen vorgenommen.

Tabelle 5.7-1 zeigt die Ergebnisse der wichtigsten Parameter, bei denen es sich neben pH-Wert und elektrischer Leitfähigkeit um die Kationen Calcium, Magnesium, Natrium sowie die Anionen Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid handelt. Kalium und Nitrat spielen auch für die Wimmerbauernquelle nur eine sehr untergeordnete Rolle und wurden daher nicht in die Betrachtungen einbezogen.

Messstelle	Probendatum	pH	el. Leitfähigkeit µS/cm	Temperatur °C	Na mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Ca-Mg- Verhältnis mmol/mmol	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l
Wimmerbauer	11/05/2004	7.70	256	11.7	0.1	37.5	19.3	1.2	0.10	0.00	200.14
Wimmerbauer	07/09/2005	7.79	293	11.4							
Wimmerbauer	24/05/2006	7.60	291	11.3	0.3	35.0	18.0	1.2	0.10	1.70	195.25
Wimmerbauer	12/09/2006	7.51	263	11.6							
Wimmerbauer	19/12/2006		289	11.4							

Tabelle 5.7-1: Vor-Ort-Parameter und Analysenergebnisse Wimmerbauernquelle

### Vor-Ort-Parameter

Parameter	Einheit	Min	Max	Mittelwert	Standardabweichung	Medianwert	Probenanzahl
TEMP	°C	11.30	11.70	11.48	0.16	11.40	5
pH		7.51	7.79	7.65	8.12		3
Cond	µS/cm	256.00	293.00	278.40	17.49	276.00	5

Tabelle 5.7-2: statistische Auswertung der Ergebnisse der vor Ort Messungen

Die Vor-Ort-Parameter wurden jeweils bei jeder Isotopenprobennahme sowie bei der hydrochemischen Probennahme gemessen. Die gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten lagen dabei im Bereich zwischen 260 und 290 µS/cm und zeigen damit im Vergleich zu den anderen Messstellen auffällig niedrige Werte.

Die gemessenen pH-Werte liegen mit Werten zwischen 7,5 und 7,8 auch hier im leicht basischen Bereich.

Die Wassertemperaturen lagen bei allen Probennahmen analog zu den Messungen des Wasserwerkes Bad Ischl jeweils um 11,4°C und damit unabhängig von der Jahreszeit immer vergleichsweise hoch.

Die vergleichsweise geringen elektrischen Leitfähigkeiten, die auch im Rahmen der dreimaligen Isotopenprobennahmen bestätigt wurden, weisen grundsätzlich auf ein geringer mineralisiertes und stärkeren Oberflächeneinflüssen ausgesetztes Wasser hin. Dagegen spricht jedoch die im Vergleich zu den anderen untersuchten Quellen, mit topografisch ähnlich gelegenen Einzugsgebieten hohe und von jahreszeitlichen Schwankungen vollkommen unbeeinflusste Wassertemperatur.

### Ionenkonzentrationen

Die Auswertung der gemessenen Ionenkonzentrationen wurde anhand von Diagrammdarstellungen (siehe Diagramm 5.7-2 und 5.7-3) durchgeführt.

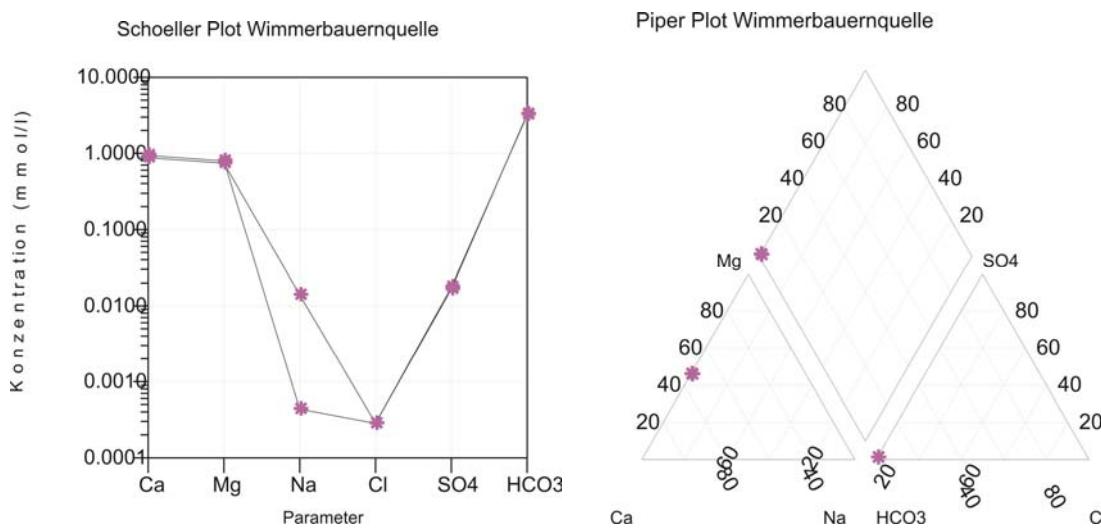


Diagramm 5.7-2 und Diagramm 5.7-3: Ionenkonzentrationen und –verhältnisse in der Wimmerbauernquelle. Hier zeigt sich ein ausgeglichenes Verhältnis der Calcium- und Magnesiumkonzentrationen bei außerdem dominierendem Hydrogenkarbonat. Natrium, Chlorid und Sulfat treten sehr untergeordnet auf. Die Verteilung zeigt ein typisches reines Dolomitwasser.

Die Darstellung im Piper-Diagramm zeigt für die Wimmerbauernquelle in stärkstem Maße, dass die Kationen Calcium und Magnesium, sowie Hydrogenkarbonationen bestimend für die Zusammensetzung der Lösung sind und damit ein karbonatischer Grundwasserleiter vorliegt. Es wurden keine nennenswerten Gehalte an Natrium und Chlorid, außerdem nur sehr geringe Sulfatgehalte festgestellt.

Bei der Wimmerbauernquelle kann somit bereits eine Beeinflussung durch evaporitische Ablagerungen, wie auch eine bedeutende hydrochemische Prägung durch die ungesättigte Bodenzone ausgeschlossen werden. Diese Tatsache steht im Einklang mit den festgestellten Verhältnissen im orografischen Einzugsgebiet, in dem keine Anhaltspunkte für das Auftreten anderer Komponenten im Aquifer und nur eine geringmächtige quartäre Bedeckung mit dolomitischem Hangschutt festgestellt wurde.

### Ca-Mg-Verhältnis

Hinsichtlich des Calcium-Magnesium-Verhältnisses ergibt sich bei den Wässern der Wimmerbauernquelle ein Quotient von 1,2, was deutlich auf einen sehr reinen Hauptdolomitaquifer hinweist.

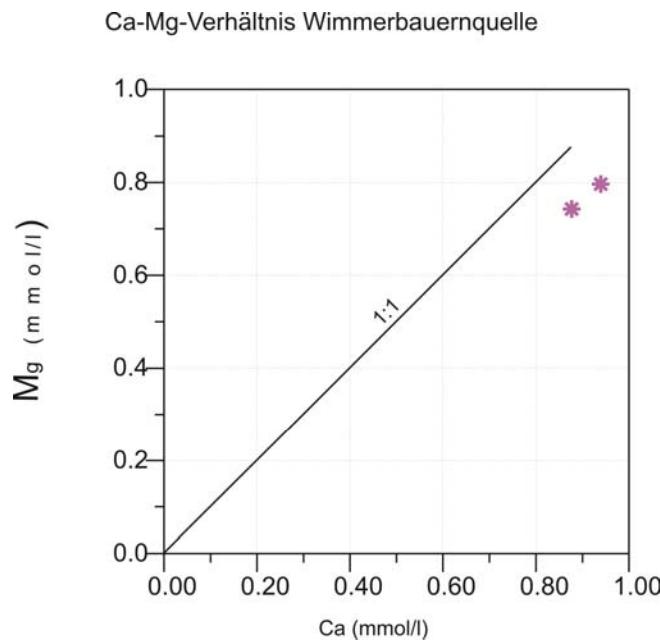


Diagramm 5.7-4: Calcium-Magnesium-Verhältnis Wimmerbauernquelle Bad Ischl. Das Verhältnis liegt sehr nah an einer 1:1-Zusammensetzung und zeigt damit, dass hier ein reiner Hauptdolomitaquifer aufgeschlossen wird.

Die absoluten Gehalte an Calcium und Magnesium, wie auch die Hydrogenkarbonatgehalte liegen unter den Gehalten der anderen untersuchten seichten Kluftgrundwässer. Diese Tatsache spiegelt sich auch in der generell niedrigeren elektrischen Leitfähigkeiten wider.

Das Calcium-Magnesium-Verhältnis sowie das fast gänzliche Fehlen von Natrium und Chlorid wie auch von Sulfat zeigen deutlich, dass es sich bei der Wimmerbauernquelle um eine reine Hauptdolomitquelle handelt. Aus der geologischen Karte (Geol. Bundesanstalt, 1982) sowie aus der Geländeaufnahme geht hervor, dass das orografische Einzugsgebiet ausschließlich von Hauptdolomit aufgebaut wird.

Die Infiltration der Niederschlagswässer erfolgt hier direkt über das bestehende Kluftsystem in den Aquifer, wobei weder eine chemische Beeinflussung noch eine zeitliche Verzögerung durch die Bodenzone vorliegt, da der anstehende Fels nur bereichsweise von einer geringmächtigen Humusschicht überdeckt ist.

Interpretationsbedarf besteht jedoch hinsichtlich der hohen Wassertemperaturen in Kombination mit den vergleichsweise geringen elektrischen Leitfähigkeiten, die in Einklang stehen mit vergleichsweise geringen Calcium- und Magnesiumgehalten.

Die hohen sehr gering schwankenden Temperaturen lassen sich durch einen Zufluss von tiefen Kluftgrundwässern erklären. Grundsätzlich weisen jedoch Tiefenwässer aufgrund ihrer generell längeren Verweilzeiten sowie des größeren Angebots an lösbarer Stoffen eine höhere elektrische Leitfähigkeit auf. Beispiele hierfür bieten die in der Bohrung Saalach Thermal I und Bad Vigaun untersuchten Tiefenwässer, die jeweils um mehr als eine Zehnerpotenz höhere Mineralisierungen zeigen als die untersuchten seichten Kluftgrundwässer.

Die hydrochemische Zusammensetzung der Wässer der Wimmerbauernquelle deutet jedoch eindeutig darauf hin, dass es sich um ausschließlich innerhalb des Hauptdolomitkörpers zirkulierende Wässer handeln muss, die zwischen Infiltration und Austritt nicht mit anderen Gesteinseinheiten in Kontakt treten.

Eine Begründung für die auffällig geringe Mineralisierung der Wässer lässt sich möglicherweise in der Reaktionskinetik finden. Anders als z. B. bei Halit oder Gips, die sich im Rahmen einer endothermen Reaktion lösen und somit bei erhöhter Temperatur bessere Löslichkeiten und höhere Sättigungskonzentrationen zeigen, geht die Löslichkeit von Karbonaten mit zunehmender Temperatur zurück, da die Lösung im Rahmen einer exothermen Reaktion stattfindet (APPELO, POSTMA, 2005). Dies bedeutet, dass die Sättigungskonzentration in wärmerem Wasser grundsätzlich früher erreicht ist als in kälterem. Wenn während der Erwärmung der Wässer bei der Infiltration in tiefere Bereiche des Aquifers keine anderen Phasen als Dolomit und möglicherweise Kalzit in Klufthohlräumen zur Verfügung stehen, ist demnach die Mineralisierung dieser tieferen Kluftgrundwässer entsprechend geringer.

Die hydrochemische Modellierung der Wässer mit PhreeqC (Anhang 2) zeigt, dass bei den gemessenen Austrittstemperaturen sowohl Kalzit als auch Dolomit geringfügig undersättigt auftreten. Die Simulation einer Temperaturerhöhung auf 25°C in der 2006 entnommenen Probe führt zu einer Annäherung an die Sättigung der Phasen Kalzit und Dolomit. Die Modellierung gibt damit Hinweise darauf, dass die Wässer der Wimmerbauernquelle zumindest anteilmäßig durch ein rein dolomitisch beeinflusstes Tiefenwasser gebildet werden. Dafür spricht auch die Speziesverteilung der Wässer, die als Hauptspezies in nennenswerter Konzentration nur  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  aufweist.

### 5.7.6 Auswertung der Isotopendaten

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	18O	2H	Deuterium-Exzess	3H	Fehler	SF6	Fehler
Wimmerbauer	07/09/2005	-11.49	-80.9	11.02				
Wimmerbauer	24/05/2006	-11.62	-81.7	11.26	5.4	0.8		
Wimmerbauer	12/09/2006	-11.75	-82.3	11.7	4.4	0.4		
Wimmerbauer	19/12/2006	-11.72	-82.3	11.74	3.4	0.44		
Wimmerbauer	01.06.2007				4	0.6	0.4	0.1

Tabelle 5.7-3: Isotopendaten Wimmerbauernquelle

#### Stabile Isotope

Die Ergebnisse der stabilen Isotope  $^{18}\text{O}$  und Deuterium liegen im Bereich zwischen -11,49 und -11,75‰ bzw. zwischen -80,9 und -82,3‰. Bei einem Messfehler von +/- 0,15 bzw. +/- 1,5‰ liegen demnach die Schwankungen innerhalb des Messfehlers, so dass die Werte über die Beobachtungsdauer als stabil betrachten werden können. Der Deuterium-Exzess liegt mit Werten zwischen 11,02 und 11,74 und damit geringfügig oberhalb des Wertes von 10 nach CRAIG(1961) in CLARK & FRITZ (1997). Daher liegen die gemessenen Werte auch geringfügig oberhalb der Niederschlagsgeraden (s. Diagramm 5.7-5), was sich durch lokal abweichende Verhältnisse in der Niederschlagssituation erklären lässt. Es ist von einem meteorischen Ursprung der Wässer auszugehen.

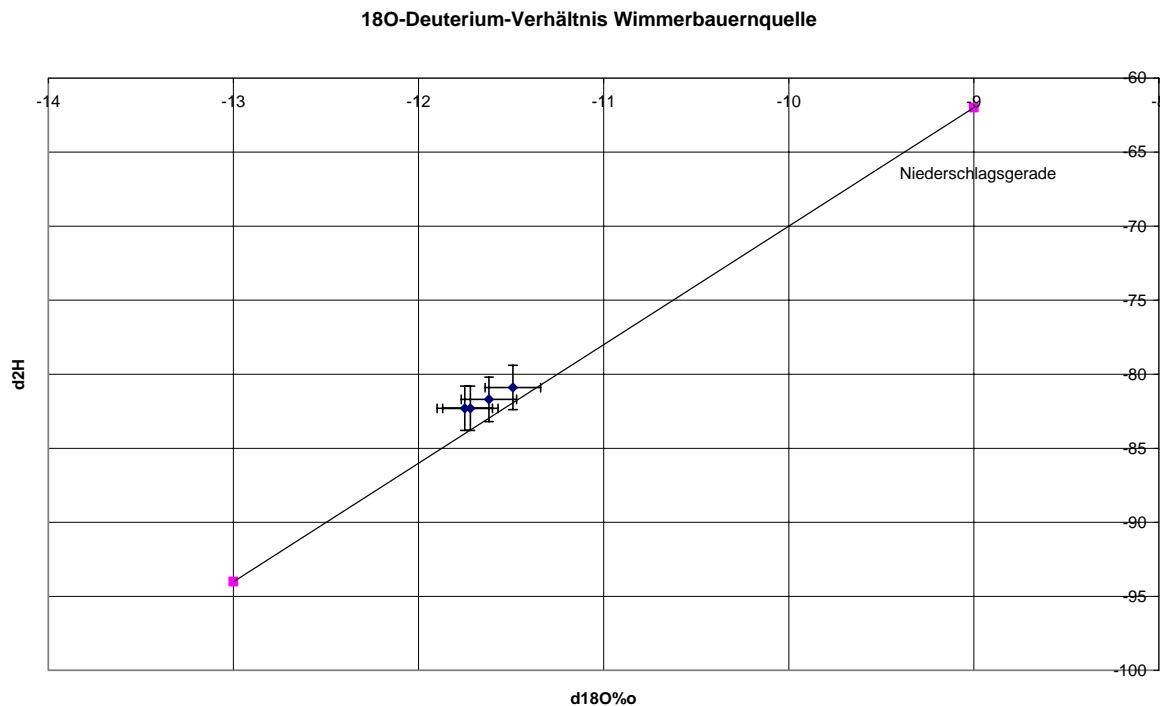


Diagramm 5.7-5:  $^{18}\text{O}$ -Deuterium-Verhältnis Wimmerbauernquelle. Die Wässer plotten innerhalb eines engeren Bereiches auf der Niederschlagsgeraden.

Die Werte der stabilen Isotope weisen darauf hin, dass in der Wimmerbauernquelle keine von kurzfristigen Niederschlagswässern beeinflussten Zuflüsse vorliegen. Dies ergibt sich auch aus der statistischen Auswertung der Messdaten, die in Tabelle 5.7-4 aufgeführt sind.

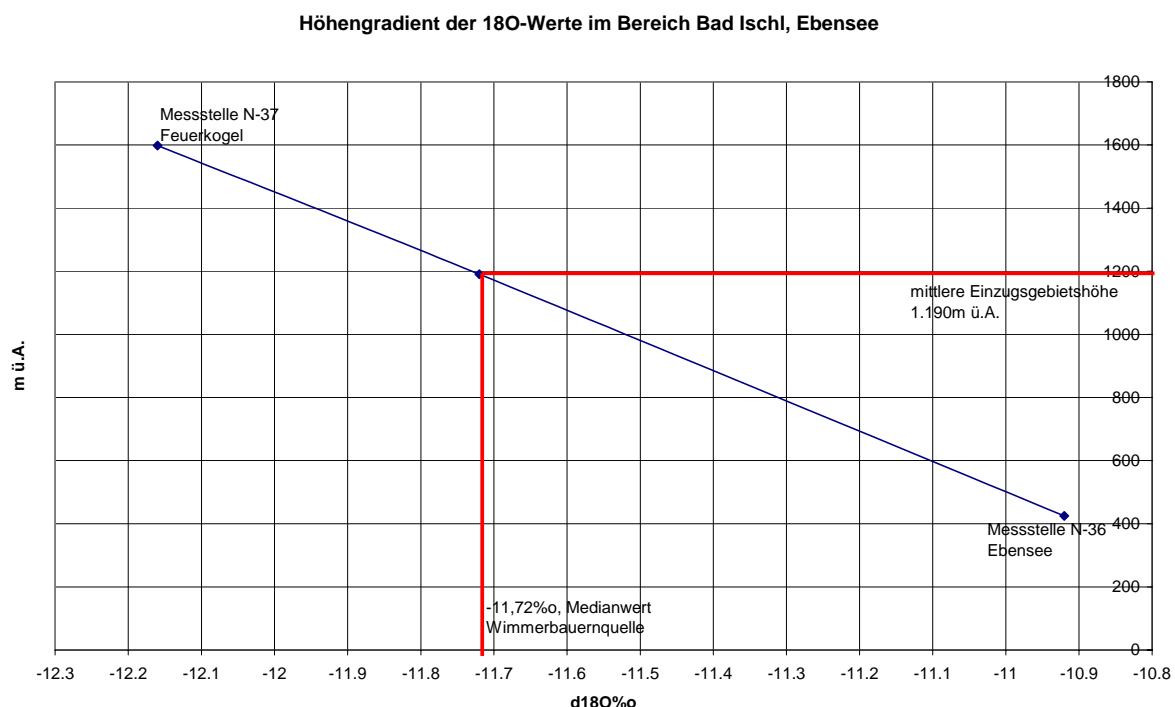
Parameter	Einheit	Min	Max	Mittelwert	Standardabweichung	Medianwert	Probenanzahl
$^{18}\text{O}$	$\text{\textperthousand}$	-11.75	-11.49	-11.65	0.12	-11.72	4
$^2\text{H}$	$\text{\textperthousand}$	-82.3	-80.9	-81.80	0.66	-82.30	4

Tabelle 5.7-4: statistische Auswertung der stabilen Isotopenwerte der Wimmerbauernquelle

Mit Hilfe der Daten der Niederschlagsmessstationen N-35 Ebensee (Seehöhe 425m ü.A.) und N-36 Feuerkogel (Seehöhe 1598 m ü.A.) wurde versucht, auf Basis der gemessenen stabilen Isotopenwerte die Wässer der Wimmerbauernquelle einer mittleren Einzugsgebiets-höhe zuzuordnen. Dazu wurde zunächst der Höhengradient der sich aus den Niederschlagsdaten ergibt, berechnet. Mangels aktueller Daten der beiden Niederschlagsmessstationen wurde für Messwerte aus dem Zeitraum 01.07.1974 bis 01.06.1983 (nur für diesen Zeitbereich liegen aus beiden Stationen Niederschlagsmengen und  $d^{18}\text{O}$ -Werte vor) für beide Stationen ein neunjähriges nach Niederschlagsmengen gewichtetes Mittel für  $d^{18}\text{O}$ -Werte gebildet.

	<b>d18O‰</b>
<b>Niederschlagsstation N-36 (425m ü.A.) (gew. Mittel 1974 bis 1983)</b>	-10,92
<b>Niederschlagsstation N-37 (1598m ü.A.) (gew. Mittel 1974 bis 1983)</b>	-12,16
<b>Wimmerbauernquelle (Medianwert)</b>	-11,72
<b>Höhengradient (‰ pro 100m)</b>	-0,106
<b>Mittlere Einzugsgebietshöhe Wimmerbauernquelle (m ü.A.)</b>	<b>1190</b>

Tabelle 5.7-5: Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhe der Wimmerbauernquelle

Diagramm 5.7-6: Grafische Darstellung der Beziehung zwischen d<sup>18</sup>O-Gehalt und der Niederschlags- bzw. Einzugsgebietshöhe. Für die Wimmerbauernquelle ergibt sich eine mittlere Einzugsgebietshöhe von 1.190 m ü.A.

Die ermittelte Einzugsgebietshöhe von 1.190 m ü.A. ist gut vereinbar mit dem orografischen Einzugsgebiet der Quelle, dass, wie in Kap. 5.7.3 erläutert, durch den Gspranggupf gebildet wird, dessen Gipfel auf einer Seehöhe von 1.376 m liegt. Die Berechnung stellt damit eine gute und plausible Näherung an die tatsächlichen Verhältnisse dar.

Dennoch ist die Berechnung mit einigen Unsicherheiten behaftet. Die gewählten Niederschlagsmessstellen Ebensee und Feuerkogel liegen 10 bis 15 km Luftlinie von der Wimmerbauernquelle entfernt. Das Höhenprofil zwischen Ebensee und Feuerkogel ist in Ostsüdost-Richtung ausgerichtet, während das orografische Einzugsgebiet der Wimmerbauernquelle

nach Süden ausgerichtet ist und die Niederschlagsverhältnisse daher von jenen im Höhenprofil abweichen könnten.

Ein weiterer Unsicherheitsfaktor ist der Zeitbereich, in dem die Niederschlagsdaten gemittelt wurden. Es ist nicht sicher davon auszugehen, dass die über den Zeitraum 1974 bis 1983 gemittelten Werte und damit der errechnete Höhengradient auch noch im Messjahr 2006 Gültigkeit haben und dass es auf den Niederschlagszeitraum Anwendung finden kann, in dem die Infiltration der 2006 beprobten Quellwässer stattgefunden hat. Zur genaueren Ermittlung wäre es erforderlich, im Einzugsgebiet selbst Niederschlagsmessstellen in unterschiedlichen Höhenlagen einzurichten und diese über einen längeren Zeitraum von mindestens drei hydrografischen Messjahren monatlich auf  $^{18}\text{O}$  zu untersuchen.

### Altersdatierung

Die Altersdatierung erfolgt zunächst mit Hilfe von drei Tritiummesswerten aus dem Zeitraum Mai bis Dezember 2006. Es wurde die Input-Funktion der Tritium-Niederschlagsmessstelle N-37 Feuerkogel verwendet. Für die Berechnung der mittleren Verweilzeiten der Wässer mittels MULTIS wurden zunächst vier Modellannahmen untersucht:

Das reine Exponentialmodell (EM) setzt voraus, dass im gesamten Einzugsgebiet eine Infiltration von Niederschlagswässern erfolgen kann und dass eine komplete Vermischung jünger und älterer Wässer über die Fließstrecke innerhalb des Aquifers erfolgt. Die Modellrechnung ergibt für diesen Fall eine mittlere Verweilzeit der vorliegenden Wässer von **275 Jahren**. Die überschlägige Berechnung des möglichen Wasseralters auf Basis hydrogeologischer Kennwerte, wie Grundwasserneubildung, Aquifermächtigkeit und Kluftvolumen mit Hilfe von MULTIS zeigt, dass eine derartig hohe Verweilzeit im vorliegenden Aquifer nicht möglich ist, da nicht genügend Speichervolumen zur Verfügung steht. Das reine Exponentialmodell ist daher im gegenständlichen Fall als Abflussmodell auszuschließen.

Das reine Pistonflow-Modell (PM) setzt voraus, dass die infiltrierten Niederschlagswässer nach der Versickerung keine Vermischung mit jüngeren oder älteren Wässern mehr erfahren, sich gleichmäßig im Aquifer bewegen, der Tritium-Output daher ausschließlich auf den Zerfall und nicht auf die Bildung von Mischwässern zurückzuführen ist. Dazu müsste im Einzugsgebiet ein abgrenzbares enges Infiltrationsgebiet vorliegen, der restliche Bereich zwischen Infiltration und Austritt müsste gegenüber dem gegenständlichen Aquifer versiegelt sein. Unter diesen Umständen ergäbe sich ein Wasseralter von **15 Jahren**. Ein derartiges Modell ist jedoch unter Berücksichtigung der festgestellten offenen Klüfte im Einzugsgebiet sowie unter Beachtung der Tatsache, dass hier nicht mit einzelnen Karstschläuchen zu rechnen ist, die den Aquifer durchgehend durchziehen, als äußerst unwahrscheinlich zu betrachten und ist daher für die Altersbestimmung der Wimmerbauernquelle zu verwerfen.

Es ergibt sich daraus, dass es sich beim vorliegenden Abflussmodell um eine Kombination aus Pistonflow- und Exponentialmodell handeln muss, wobei sich aus den vorliegenden sehr niedrigen Tritiumwerten ableiten lässt, dass eine sehr alte tritiumfreie Komponente hier mit einer jüngeren tritiumhaltigen Komponente gemischt wird.

Weiters lässt das weitgehende Fehlen von Vergrusung und engschariger Klüftung im Einzugsgebiet die Annahme zu, dass hier die Pistonflow-Komponente einen wesentlich größeren Anteil einnimmt, als dies in den bisher untersuchten sehr stark engscharig geklüfteten Aquiferen der Fall war.

Für die Berechnung wurde daher zunächst ein kombiniertes Exponential-Pistonflow-Modell (EPM) mit einem Vorbombenalter (Annahme >100 Jahre) der Pistonflow-Komponente ange-

nommen. Es ergibt sich eine mittlere Verweilzeit der Exponentialkomponente von **28,5 Jahren**, die einen Anteil von etwa 30% an den untersuchten Wässern einnimmt.

Ein weiteres untersuchtes kombiniertes Exponential-Pistonflow-Modell (PEPM) setzt Abflussbedingungen voraus, die neben einer 100-jährigen Pistonflow-Komponente, die mit 50% einfließt, ein nochmals kombiniertes Modell mit jüngeren Pistonflow- und Exponentialkomponenten berücksichtigt. Hierbei ergibt sich für die junge Komponente eine mittlere Verweilzeit von **20,5 Jahren**, wobei der Exponentialanteil 18% beträgt.

Im Diagramm 5.7-7 sind die aus den erläuterten Modellrechnungen resultierenden Output-Kurven gemeinsam mit den Messwerten dargestellt. Im Untersuchungszeitraum 2006 ähneln sich die Kurven, mit Ausnahme der Pistonflow-Funktion bereits sehr, so dass sich daraus keine eindeutige beste Beziehung der Messwerte zu einer der untersuchten Output-Funktionen ableiten lässt.

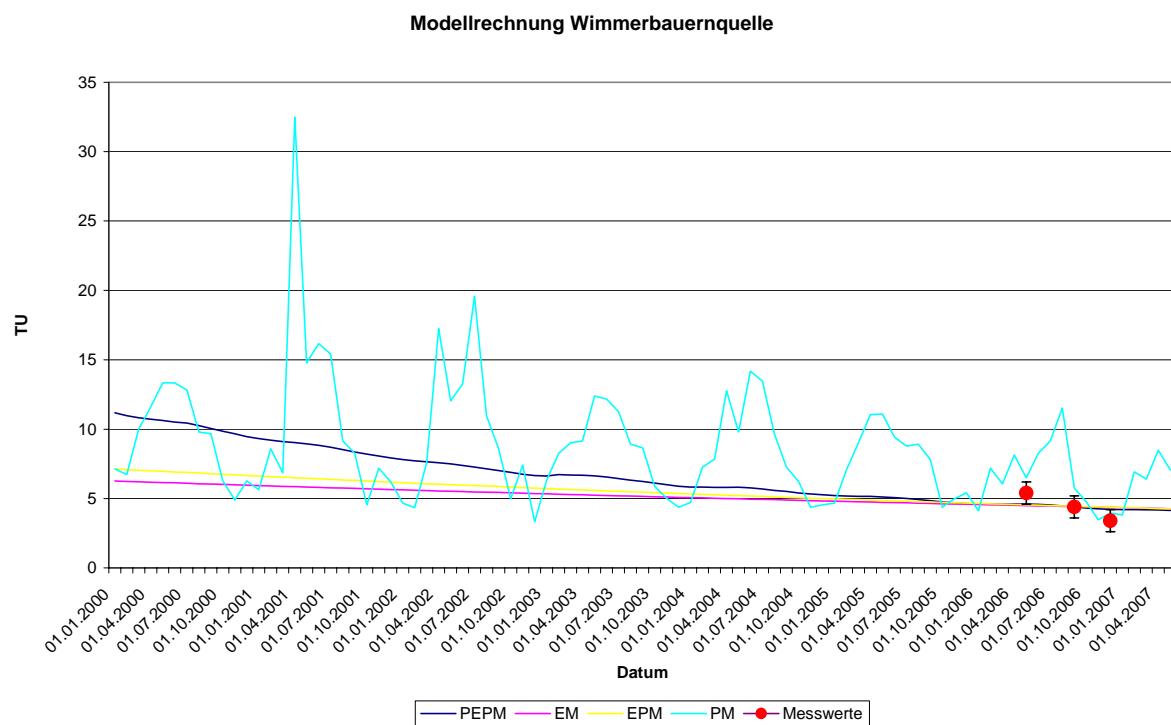


Diagramm 5.7-7: Modellberechnung der Tritiumdaten. Die Werte liegen innerhalb des Messfehlers auf den Output-Kurven für alle untersuchten Modelle. Das zutreffende Modell muss sich daher aus den geologischen Gegebenheit heraus begründen.

Die Berechnung der Altersverteilung zeigt für das PEPM-Abflussmodell (gelbe Kurve im Diagramm 5.7-8) keine Wasseranteile, die jünger als 15 Jahre sind. Aufgrund der hydrogeologischen Gegebenheiten im Einzugsgebiet der Quelle erscheint eine derartige Zusammensetzung als sehr unwahrscheinlich, da über die bestehende offene Klüftung offensichtlich ein kurzfristiger Zufluss in den Aquifer gegeben ist.

Für weitere Betrachtungen wird daher für die Wimmerbauernquelle das EPM-Abflussmodell mit den berechneten 70% PM-Anteil >100 Jahre und einer Jungwasserkomponente mit einer mittleren Verweilzeit von 28,5 Jahren angenommen. Das nachfolgende Diagramm 5.7-8 zeigt die resultierende Altersverteilung bezogen auf das Gesamtwasser sowie auf den Anteil der jungen Wässer, deren Abfluss über das Exponentialmodell definiert wird.

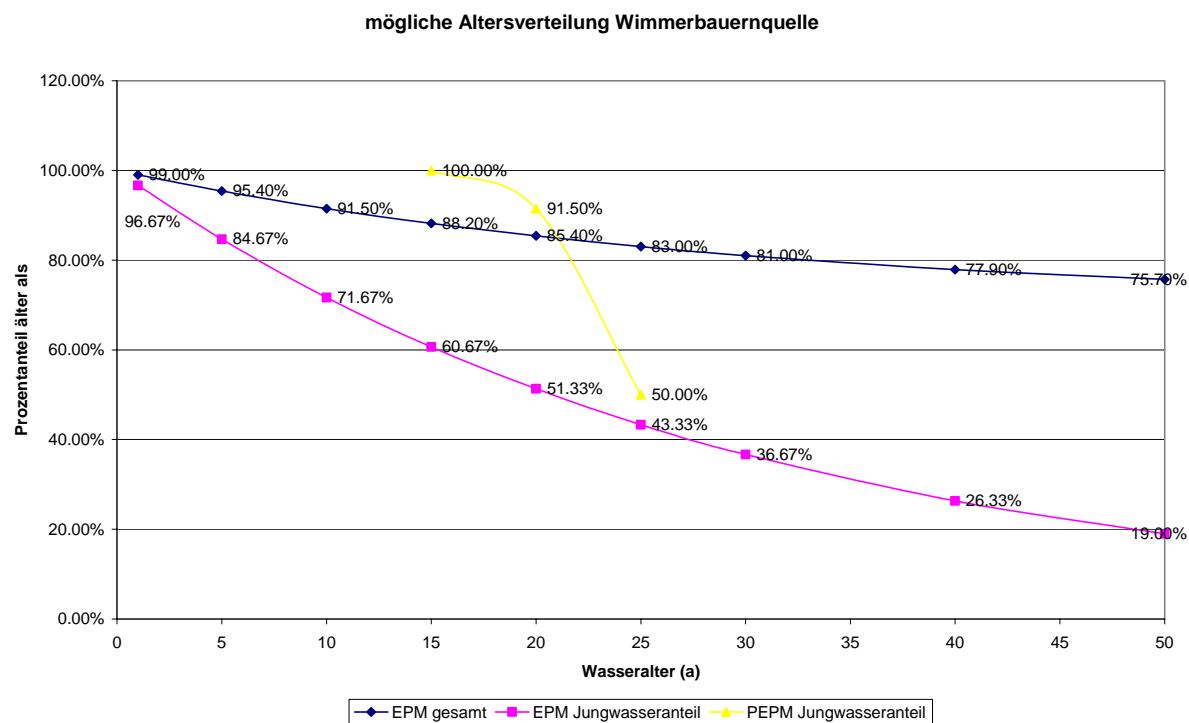


Diagramm 5.7-8: Altersverteilung Wimmerbauernquelle. Die Verteilung des Jungwasseranteils variiert sehr stark, je nach gewähltem Abflussmodell. Die ca. 25% Jungwasser können sich auf das gesamte Altersspektrum zwischen 1 und 50 Jahren verteilen (EPM) oder nur auf den Bereich zwischen 15 und 25 Jahren (PEPM).

Unter den oben erläuterten Annahmen hinsichtlich des Abflussmodells liegen demnach in der Wimmerbauernquelle Wässer mit einer mittleren Verweilzeit von ca. 30 Jahren vor, die etwa im Verhältnis 30 : 70 mit einer tritiumfreien und damit mindestens 55 Jahre alten Komponente vermischt sind. Dabei sind ca. 3% der Exponentialkomponente jünger als 1 Jahr, 28,3% jünger als 10 Jahr und 80,1% jünger als 50 Jahre.

Das Ergebnis steht in gutem Einklang mit den festgestellten Temperaturen der Wimmerbauernquelle, die sehr konstant mit ca. 11,4°C deutlich über den Werten aller anderen Messstellen liegt, was auf einen Einfluss von Wässern aus einem tieferen Kluftgrundwasserkörper mit entsprechend längerer Verweildauer schließen lässt.

Zur Verifizierung der mittels Tritiumdaten durchgeföhrten Altersdatierung wurde am 01.06.2007 eine Probennahme auf einen zweiten Tracer, in diesem Falle SF<sub>6</sub>, durchgeföhr. Die Untersuchung dient der Überprüfung des gewählten Modellansatzes sowie des berechneten Anteils alter (tritiumfreier) Wässer.

Das nachfolgende Diagramm 5.7-9 zeigt das Ergebnis dieser Untersuchung in Form des Harfendiagramms, das auf Basis des Exponentialmodells berechnete Wertepaare von Tritium und SF<sub>6</sub> bei definierten Wasseraltern mit dem gemessenen Datensatz kombiniert.

Die Darstellung bestätigt, dass die Wässer der Wimmerbauernquelle zum überwiegenden Anteil (70 bis 80%) aus tritiumfreier Komponente gebildet werden. Für den Jungwasseranteil ergibt sich unter Berücksichtigung des Messfehlers ein mögliches Altersspektrum zwischen 17 und 30 Jahren. Durch die Messung eines zweiten Tracers (SF6) konnte in diesem Fall

damit die über Tritiumdaten aus dem Jahr 2006 durchgeführte Altersdatierung mittels MUL-TIS im Wesentlichen bestätigt werden.

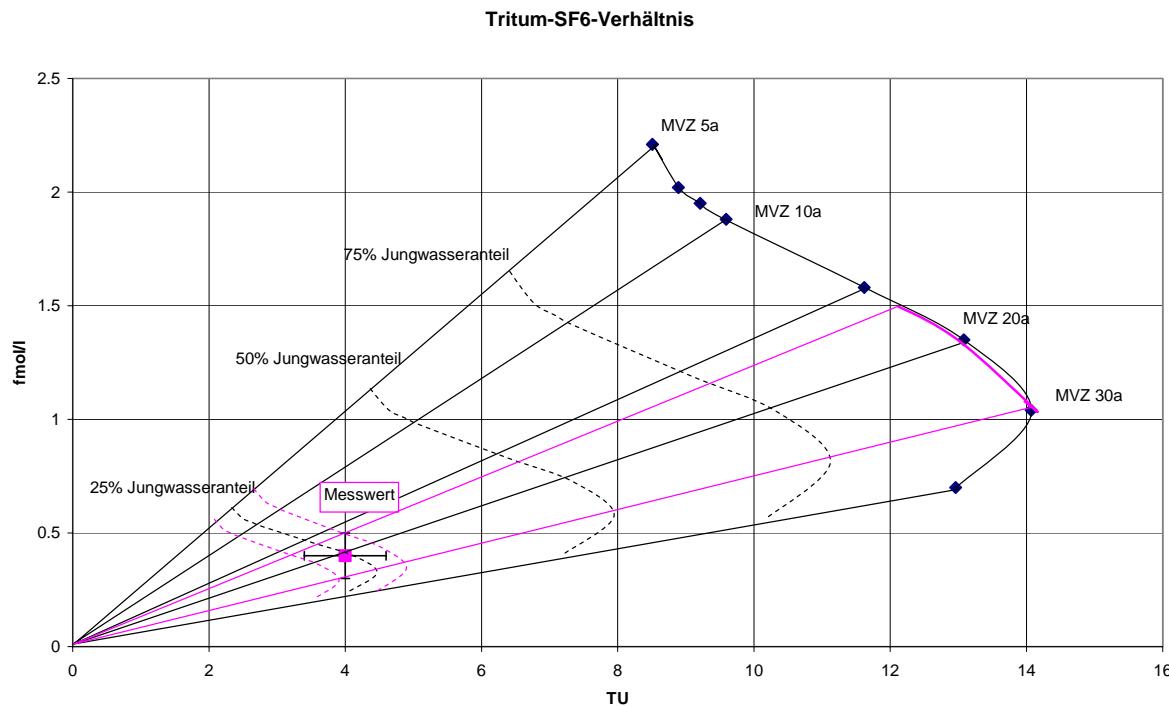


Diagramm 5.7-9: Harfendarstellung der Tritium- und SF<sub>6</sub>-Gehalte von Wässern definierten Alters, geplottet mit dem Messwert der Wimmerbauernquelle. Die Kombination von Tritium und SF<sub>6</sub>-Messwerten führt zu einem Jungwasseranteil von 25 % mit einer mittleren Verweilzeit, die zwischen 15 und 30 Jahren liegen kann.

Insgesamt bestätigt die Altersdatierung der Quellwässer die bereits auf Basis der hydrochemischen Untersuchungen entwickelte Annahme, dass es sich hier um einen Aquifer handelt, der zu einem großen Anteil aus einem tiefer liegenden Kluftkörper innerhalb des Hauptdolomits gespeist wird und sich daher sowohl hinsichtlich der hydrochemischen Zusammensetzung als auch in Bezug auf die Isotopensignatur wesentlich von den untersuchten seichten Kluftgrundwässern wie auch von den untersuchten Tiefenwässern der Messstellen Bad Vigaun und Saalach Thermal I unterscheidet.

Die Sonderstellung der Wimmerbauernquelle wirft einige Fragen auf, die über weiterführende Untersuchungen geklärt werden könnten. Detaillierte Aufnahmen und Auswertungen der strukturenologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet sowie eine genauere Betrachtung der Schüttungsganglinie, z.B. mit Hilfe einer kontinuierlichen Dauerregistrierung wären hier zur Erfassung der Grundwasserdynamik zielführend. Außerdem wäre die Anwendung weiterer Datierungstracer, die den Altersbereich der alten Wasseranteile erfassen können (<sup>13</sup>C/<sup>14</sup>C) hier sinnvoll.

## 5.8 Mudlmoosquelle Grünau im Almtal

### 5.8.1 Beschreibung der Messstelle

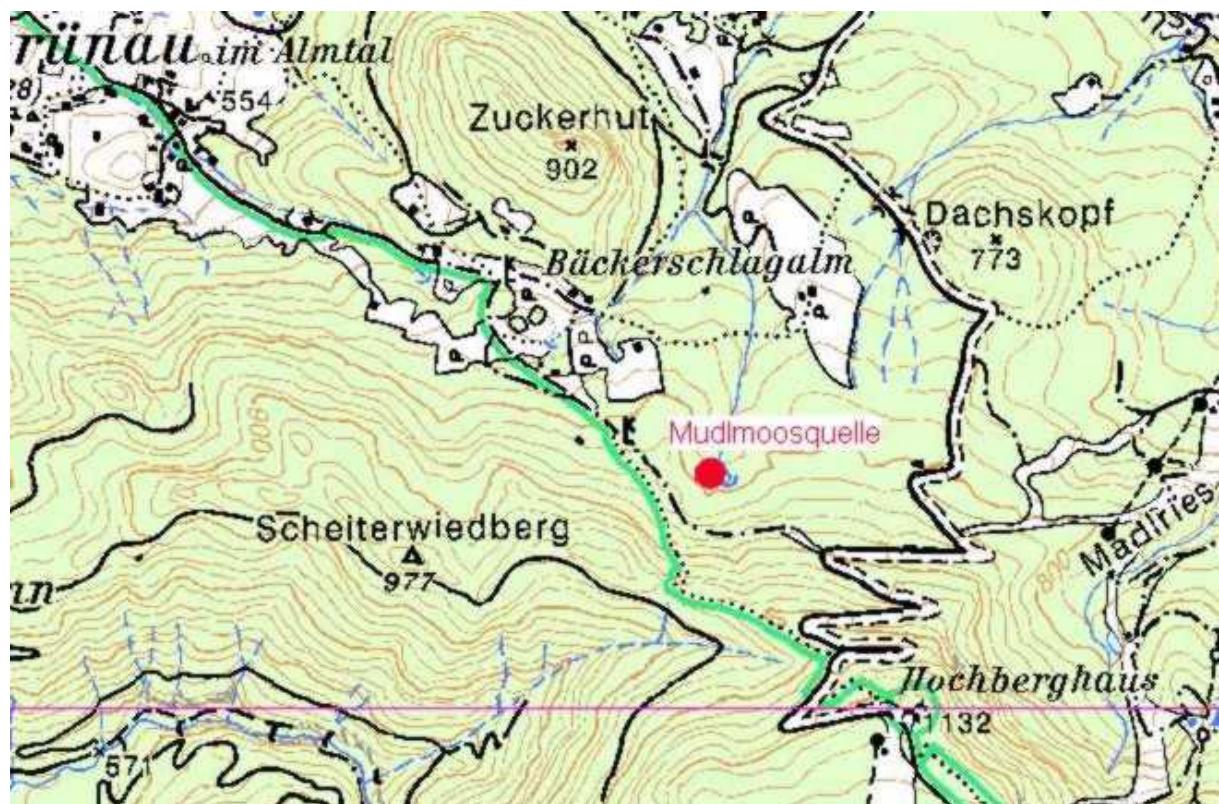


Abbildung 5.8-1: Lage der Mudlmoosquelle, Grünau im Almtal (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Die Mudlmoosquelle liegt im Gemeindegebiet von Grünau im Almtal südöstlich des Gemeindegebietes und nördlich des 1743 m hohen Kasberges. Der Quellaustritt befindet sich in einer mit Hangschutt bedeckten Senke zwischen Scheiterwiedberg, Zuckerhut, Dachskopf und Fahrenaubühel. Die Quelle entwässert den östlichen Hang des Scheiterwiedberges, welcher durch einen ENE streichenden Graben vom Fahrenaubühel abgegrenzt wird. Die Quelle ist Teil der Wasserversorgung der Gemeinde Grünau im Almtal. Die Wässer werden in einem nahe der Fassung im Waldboden situierten Sammelschacht zusammengeführt und von hier in freiem Abfluss in einen unterhalb liegenden Hochbehälter geleitet.

### 5.8.2 Datengrundlage

- Geologisches Gutachten WIESER, 1973 zur Schutzgebietsabgrenzung im Auftrag der Gemeinde Grünau
- Geologische Profile durch das Grünauer Becken (KIRCHMAYER, 1957)
- Trinkwasseranalytik Dezember 2004

### 5.8.3 Geologisch-hydrogeologische Situation

Die Mudlmoosquelle liegt südlich des Grünauer Halbfensters innerhalb der Traunalpenscholle, die als Teil der Staufen-Höllengebirgsdecke zum Tirolikum zu zählen ist (Geol. Bundes-

anstalt, 2007). Diese besteht vornehmlich aus Hauptdolomit, von geringmächtigem Plattenkalk überlagert. Für den Hauptdolomit ergibt sich im gegenständlichen Bereich basierend auf den Ergebnissen der Bohrung Grünau 1 (HAMILTON, 1989) eine Mächtigkeit von 1200 m.

Das Einzugsgebiet der Mudlmoosquelle im Bereich des Scheiterwiedberges liegt zur Gänze innerhalb der Hauptdolomit- und Plattenkalkeinheiten der Traunpenscholle. Im Liegenden der Hochbergscholle finden sich Sandsteine die von WIESER, 1973 als Flysch gedeutet wurden, in der Geologischen Karte, Blatt Grünau (Geol. Bundesanstalt, 2007) jedoch zu den Lunzer Sanden gestellt werden. Die Mudlmoosquelle liegt am nordöstlichen Steilabfall des Scheiterwiedberges im Übergangsbereich zum unterlagernden Sandstein, welcher relativ geringe Durchlässigkeiten aufweist und daher für die Kluftgrundwässer des Hauptdolomits einen Stauhorizont bildet.

Im Einzugsgebiet wurden zwei Hauptstörungsrichtungen festgestellt. Zum einen handelt es sich um steilstehende N-S verlaufende Klüfte, zum anderen um flachere dazu diagonal NW-SE-streichende Strukturen (WIESER, 1974). Auf Basis der strukturgeologischen Verhältnisse wurde für den Quellaustritt der Mudlmoosquelle von WIESER, 1974 ein Einzugsgebiet ausgewiesen, welches sich nach Süden bis zum Kasberggipfel erstreckt und hierfür ein entsprechendes erweitertes Schutzgebiet vorgeschlagen. Zahlreiche Entwässerungen des Kasbergmassivs nach Westen ins Almtal sowie nach Süden lassen jedoch auf ein wesentlich kleineres Einzugsgebiet schließen.

Im Rahmen der jährlichen Trinkwasseranalytik wurden Wässer des Calcium-Magnesium-Typs festgestellt, wobei der Calcium-Anteil deutlich überwiegt. Die elektrische Leitfähigkeit wurde mit 306  $\mu\text{S}/\text{cm}$  angegeben. Die in unregelmäßigen Abständen von der Gemeinde gemessenen Schüttungsmengen liegen in der Größenordnung von 5 bis 15 l/s.

#### 5.8.4 Geländebefund

Das orografische Einzugsgebiet der Mudlmoosquelle wurde am 07.09.2005 begangen. Es wurden alle Quellaustritte, Versickerungen und Oberflächengewässer sowie alle geologisch relevanten Aufschlüsse aufgenommen. Zur Abklärung der Lagerungs- und Strukturverhältnisse im Einzugsgebiet wurden Gefügedaten gesammelt. Neben einer nach Süd- bis Südwest einfallenden Bankung wurden analog zu den Beobachtungen von WIESER, 1974 hauptsächlich NNE-SSW-streichende mittelsteile bis steilstehende Klüftungen aufgenommen.

Die Quelle liegt innerhalb einer breiten bewaldeten Quellnische, die sich durch eine intensive Vernässung in der gesamten Umgebung auszeichnet. Der gesamte Quellbereich ist von Bergsturz- und Hangschuttmaterial bedeckt. Neben der eigentlichen Quellfassung finden sich innerhalb der Nische sowie wenige Meter oberhalb im Hangbereich zahlreiche kleinere Austritte, welche großteils aufgrund ihrer vergleichsweise niedrigen elektrischen Leitfähigkeiten von ca. 130  $\mu\text{S}/\text{cm}$  jedoch als Oberflächenwässer einzustufen sind. Ein Quellaustritt oberhalb der Mudlmoosquelle zeigt elektrische Leitfähigkeiten von ca. 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , was auf einen tiefer reichenden Erstaustritt schließen lässt. Die Mudlmoosquelle selbst zeigt mit einer elektrischen Leitfähigkeit von 337  $\mu\text{S}/\text{cm}$  und einer Temperatur von 6,7°C zum Aufnahmzeitpunkt deutlich, dass es sich um Kluftgrundwässer mit längerer Verweildauer handeln muss.

Im orografischen Einzugsgebiet, welches eine Größe von ca. 0,25  $\text{km}^2$  aufweist und bis auf einen Höhenrücken auf 1000 m Seehöhe reicht, wurden entlang von Straßenanschnitten sowie in Form von anstehendem Fels an den bewaldeten Hängen zahlreiche Hauptdolomit-aufschlüsse gefunden. Der Fels ist hier bereichsweise stark verwittert, zeigt jedoch nicht die

charakteristische Vergrusung. Oberflächlich finden sich zentimeterbreite offene Klüfte, die eine Infiltration von Niederschlagswässern ermöglichen.

Die Geländeform im Bereich der Mudlmoosquelle lässt vermuten, dass die gegenständlichen Wässer aus einer von Hangschuttmaterial bedeckten N-S-streichenden Steilkluft austreten.

Die Ergebnisse der Geländeaufnahme finden sich im Messstellenkataster in Anhang 1.

### 5.8.5 Auswertung der chemisch-physikalischen Daten

Die Beurteilung der Wässer hinsichtlich ihrer hydrochemischen Eigenschaften erfolgt auf Basis einer im Zuge des Projektes im Mai 2006 durchgeföhrten hydrochemischen Analyse. Zusätzlich wurde von der Gemeinde Grünau im Almtal, als Betreiber der Wasserversorgung eine weitere Trinkwasseranalyse aus dem Jahr 2004 zur Verfügung gestellt.

Mittels hydrochemischer Modellierung mit Hilfe des Programmpaketes PhreeqC wurden die vorliegenden Daten auf Plausibilität und Vollständigkeit geprüft. Dabei wurde ein einmalig festgestellter nicht plausibler pH-Wert über das Calcitgleichgewicht korrigiert und der Ladungsausgleich über Chlorid durchgeföhr. Die korrigierten Werte bilden die Basis für die weiteren Untersuchungen.

Tabelle 5.8-1 zeigt die Ergebnisse der wichtigsten Parameter, bei denen es sich neben pH-Wert und elektrischer Leitfähigkeit um die Kationen Calcium, Magnesium, Natrium sowie die Anionen Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid handelt.

Messstelle	Probendatum	pH	el. Leitfähigkeit µS/cm	Temperatur °C	Na mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Ca-Mg- Verhältnis mmol/mmol	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l
Mudlmoosquelle	07/12/2004	7.70	306	6.0	0.1	50.2	17.0	1.8	1.20	12.40	211.12
Mudlmoosquelle	09/04/2005	7.80	303	6.2							
Mudlmoosquelle	07/09/2005	7.84	337	6.7							
Mudlmoosquelle	24/05/2006	7.80	341	6.4	0.6	49.0	15.0	2.0	0.95	12.00	201.36
Mudlmoosquelle	12/09/2006	7.55	345	6.9							
Mudlmoosquelle	19/12/2006		334	6.2							

Tabelle 5.8-1: Vor-Ort-Parameter und Analysenergebnisse der Mudlmoosquelle

#### Vor-Ort-Parameter

Parameter	Einheit	Min	Max	Mittelwert	Standardabweichung	Medianwert	Probenanzahl
TEMP	°C	6	6.9	6.44	0.33	6.3	7
pH		7.55	7.84	7.74	8.27		6
Cond	µS/cm	303	345	329	17.12	335.5	7

Tabelle 5.8-2: statistische Auswertung der vor Ort Messungen

Die Vor-Ort-Parameter wurden jeweils bei jeder Isotopenprobennahme sowie bei der hydrochemischen Probennahme gemessen. Die gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten lagen dabei im Bereich zwischen 303 und 345 µS/cm.

Die gemessenen pH-Werte liegen mit Werten zwischen 7,5 und 7,8 im basischen Bereich.

Die Wassertemperaturen während der Probennahmen lagen zwischen 6,0 und 6,9°C wobei ein stark gedämpfter Jahresgang mit höheren Werten im Herbst gegenüber niedrigeren Werten im Winter und Frühjahr feststellbar ist.

Bei der Mudlmoosquelle ist aufgrund der baulichen Einrichtung eine Schüttungsmessung durch das Entleeren und Wiederbefüllen der Quellstube möglich und wurde bei jeder Probennahme durchgeführt. Die Auswertungen dieser Schüttungsmessungen zeigen einen deutlichen Jahresgang der Schüttungsmengen. Während hier im Mai zur Zeit der Schneeschmelze mehr als 14 l/s gemessen wurden, wurden im Dezember 2006 nur mehr 4,5 l/s festgestellt. Im September lag der Schüttungswert bei 9,7 l/s im Jahr 2005 und bei 7,7 l/s im Jahr 2006. Insgesamt zeigt sich damit, dass ein langfristiger Trockenwetterabfluss, der etwa ein Drittel der Hochwasserschüttung ausmacht, von einem deutlichen saisonal bedingten Abfluss überlagert wird.

Die Schüttungsschwankungen manifestieren sich auch in Form eines leicht ausgeprägten Verdünnungseffektes, der sich über die Beziehung von Schüttungsmengen zu elektrischen Leitfähigkeiten zeigt (siehe Diagramm 5.8-1).

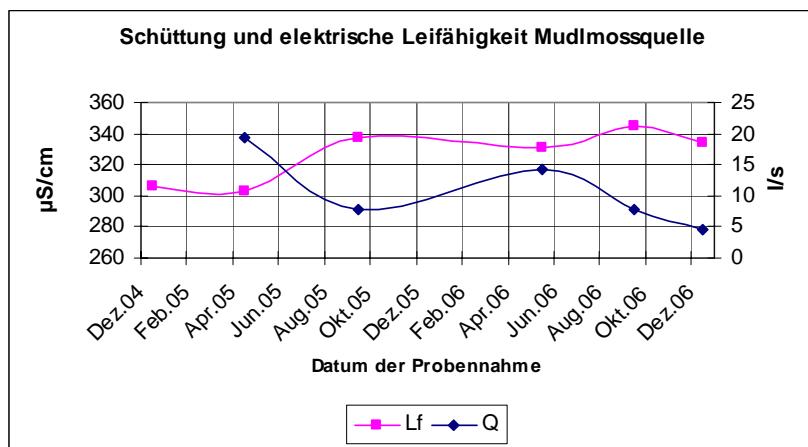


Diagramm 5.8-1: Verdünnungseffekt in der Mudlmoosquelle – höhere Schüttungsmengen gehen mit einer Verringerung der elektrischen Leitfähigkeit also der Gesamtmineralisierung einher.

### Ionenkonzentrationen

Die Darstellungen im Schoeller-Diagramm (Diagramm 5.8-2) sowie im Piper-Diagramm (Diagramm 5.8-3) zeigen die Mudlmoosquelle eindeutig bestimmt von den Hauptkomponenten Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat. Diese für die Zusammensetzung der Wässer bestimmenden Parameter weisen eindeutig auf einen karbonatischen Grundwasserleiter hin. Die Gehalte an Natrium und Chlorid sind sehr gering, die Sulfatgehalte liegen bei ca. 12 mg/l und zeigen damit verglichen mit den anderen betrachteten seichten Grundwässern neben dem Brunnen Baderluck die höchsten Werte.

Bei der Mudlmoosquelle ist somit von einer geringfügigen Beeinflussung durch sulfathaltige Gesteine auszugehen. Das Auftreten von Lunzer Sanden im Nahbereich der Quelle könnte hierfür möglicher Verursacher sein. Wie jedoch die hydrochemische Modellierung zeigt (Anhang 2), sind Gips und Anhydrit in den gegenständlichen Wässern deutlich untersättigt, was bedeutet, dass diese Phasen im Aquifer nur von sehr untergeordneter Bedeutung sein können. Kalzit befindet mit der Lösung im Gleichgewicht während für Dolomit eine geringe Untersättigung verzeichnet wird. Wichtigste Spezies sind  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  tritt mit einer Konzentration von  $1 \cdot 10^{-4}$  mol/l deutlich in den Hintergrund.

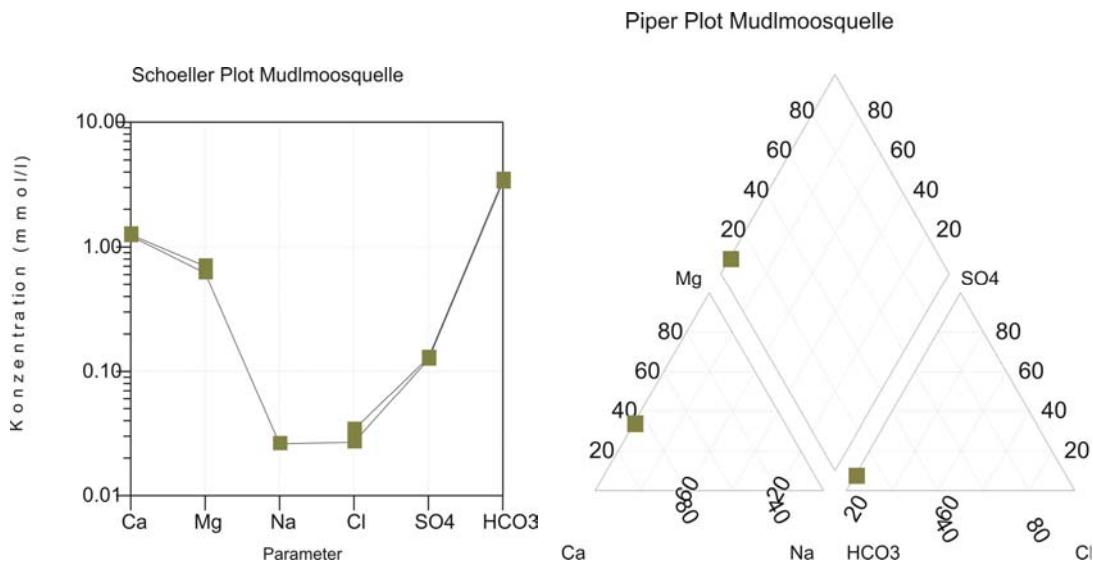


Diagramm 5.8-2 und Diagramm 5.8-3: Schoeller-Plot und Piper-Plot Mudlmoosquelle. Wichtigste Ionen sind Calcium und Hydrogenkarbonat. Magnesium tritt im Vergleich zum Calcium in geringerer Konzentration auf. Natrium und Chlorid sind vernachlässigbar während der Sulfatanteil auf einen evaporitischen Einfluss im Einzugsgebiet hinweist.

#### Ca-Mg-Verhältnis

Hinsichtlich des Calcium-Magnesium-Verhältnisses zeigt sich bei den Wässern der Mudlmoosquelle ein Quotient von 1,90 (Diagramm 5.8-4) was darauf hindeutet, dass neben dem anstehenden Hauptdolomit im orografischen Quelleinzugsgebiet stark kalkdominierte Gesteine vorliegen müssen, die die Wässer der Mudlmoosquelle hydrochemisch beeinflussen. Der Einfluss ist auf die den Hauptdolomit unterlagernden Plattenkalke sowie auf die überlagernden Gutensteiner Kalke der Totengebirgsdecke zurückzuführen. Die Magnesiumgehalte zeigen jedoch, dass die Wässer einen wesentlichen Einfluss durch Hauptdolomit erfahren.

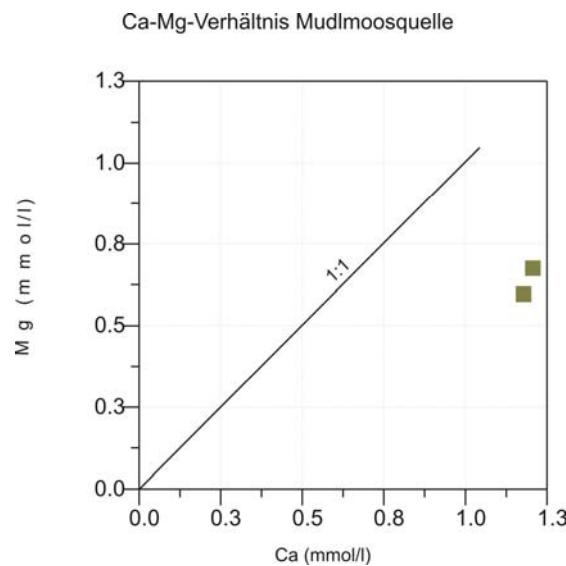


Diagramm 5.8-4: Calcium-Magnesium-Verhältnis Mudlmoosquelle. Das Verhältnis ist deutlich zum Calcium hin verschoben und zeigt damit, dass hier kein reines Hauptdolomit-Einzugsgebiet vorliegen kann.

Das Calcium-Magnesium-Verhältnis, wie auch die festgestellten Sulfatgehalte zeigen deutlich, dass es sich bei der Mudlmoosquelle um ein Mischwasser handelt. Hier kommen neben dem räumlich dominierenden Hauptdolomit weitere besser verkarstungsfähige Gesteinseinheiten mit den Wässern in Berührung. Neben den bereichsweise transgressiv überlagernden Plattenkalken handelt es sich dabei um die tektonisch überlagernden Gutensteiner Kalke der Totengebirgsdecke. Bei der Modellauswahl zur Interpretation der gemessenen Tritiumwerte muss dieser Einfluss von gut durchlässigen Kluftaquiferen berücksichtigt werden. Es ist davon auszugehen, dass die Wässer innerhalb der Kalke mit vergleichsweise geringen Verweilzeiten in Karstsystemen fließen, bevor sie in das Kluftgrundwassersystem des Hauptdolomits eintreten. Hier findet schließlich die Vermischung von jungen kalzitdominierten Karstwässern mit älteren bereits vom Hauptdolomit beeinflussten Kluftwässern statt. Bis zum Austritt in der Mudlmoosquelle werden die Karstwässer durch den Dolomit weiter in ihrer hydrochemischen Zusammensetzung geprägt.

### 5.8.6 Auswertung der Isotopendaten

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	$^{18}\text{O}$	2H	Deuterium-Exzess	3H	Fehler
Mudlmoos	09/04/2005	-11.49	-80.6	11.32		
Mudlmoos	09/06/2005	-11.53	-81	11.24		
Mudlmoos	07/09/2005	-11.19	-78.8	10.72		
Mudlmoos	24/05/2006	-11.55	-82.8	9.6	9.2	0.8
Mudlmoos	12/09/2006	-11.61	-79.7	13.18	9.4	0.6
Mudlmoos	19/12/2006	-11.55	-80.2	12.08	8.9	0.65

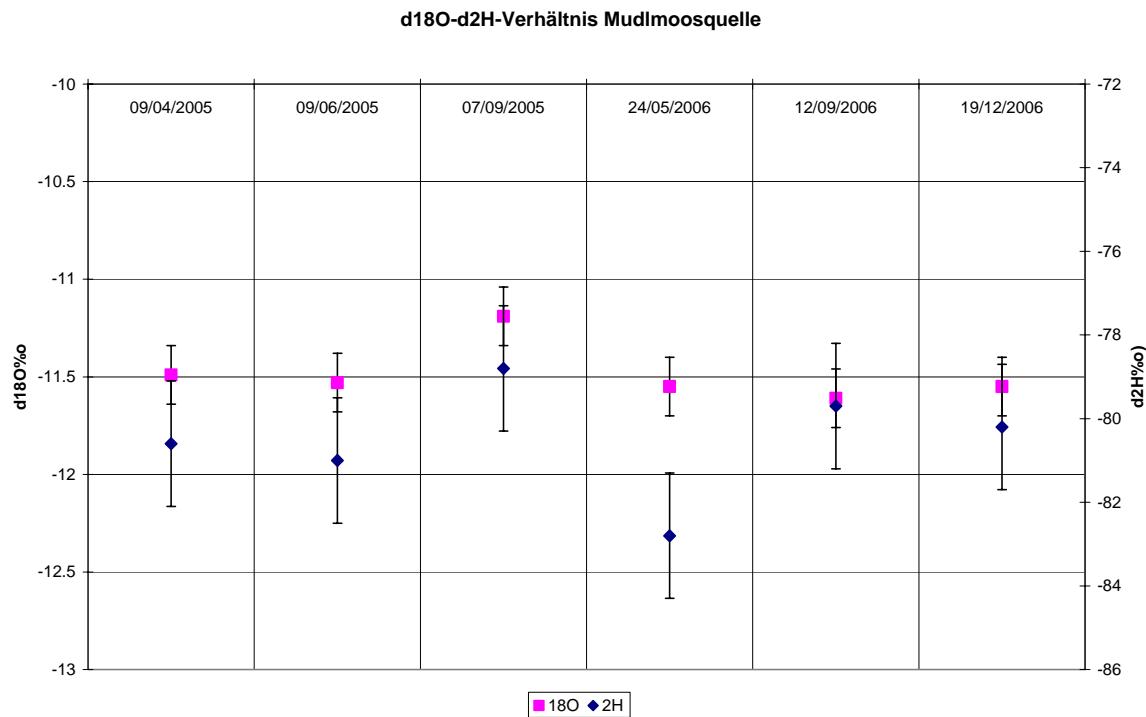
Tabelle 5.8-3: Isotopendaten Mudlmoosquelle

Die Mudlmoosquelle konnte im Zeitraum April 2005 bis Dezember 2006 insgesamt sechs Mal beprobt werden. Es liegen jeweils sechs Werte für die stabilen Isotope  $^{18}\text{O}$  und Deuterium und drei Tritiumwerte vor.

#### Stabile Isotope

Die  $^{18}\text{O}$ -Werte weisen Schwankungen im Bereich zwischen -11,19 und -11,61‰ auf. Die Deuteriumwerte zeigen Schwankungen zwischen -78,8 und -82,8‰. Die Schwankungsbreite liegt damit außerhalb des Messfehlers von  $+/-0,15\text{‰}$  bzw.  $+/-1,5\text{‰}$ , was darauf hindeutet, dass die Wässer zumindest zeitweise mit sehr jungen Niederschlagswässern beaufschlagt werden. Diese Aussage steht im Einklang mit den festgestellten Schüttungsschwankungen der Quelle, die vor allem auf Schneeschmelzwässer im Frühjahr zurückführbar sind. Die Schwankungsbreite ist auch unter Berücksichtigung einiger nachfolgend erläuterten Korrekturen von Messunsicherheiten noch zu groß, um rein auf Messfehler zurückgeführt werden zu können. Ein deutlicher Jahresgang mit schweren Wässern im Sommer und leichten im Winter ist jedoch aus den Daten nicht ableitbar (s. dazu Diagramm 5.8-5).

Bei der Betrachtung der  $^{18}\text{O}$ -Deuterium-Verhältnisse in Zusammenhang mit der Niederschlagsgeraden fällt auf, dass einige der Messwerte deutliche Abweichungen im Deuterium-Exzess zeigen, der zwischen 9,6 und 13,2 schwankt. Es liegt jedoch nur ein einzelner Wert auch unter Berücksichtigung des Messfehlers noch deutlich über der Niederschlagsgeraden. Dabei handelt es sich um den Messwert von September 2006, der im Vergleich zum  $^{18}\text{O}$  einen zu hohen Deuteriumgehalt aufweist. Die Überprüfung im analysierenden Labor ergab, dass bei der Deuteriummessung Probleme aufgetreten sind. Die Probe wurde insgesamt sieben Mal gemessen und ergab Werte zwischen -77,9 und -81,4‰. Aufgrund der daraus resultierenden großen Unsicherheit ist dieser Messwert daher zu verwerfen.



Auf Basis der Niederschlagsmessstationen Feuerkogel und Ebensee kann auch für die Mudlmoosquelle eine überschlägige Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhe vorgenommen werden. Dazu wird zunächst aus den vorliegenden  $^{18}\text{O}$ -Werten der Mudlmoosquelle ein Medianwert gebildet.

Parameter	Unit	Min	Max	Mitterwert	Standardabweichung	Medianwert	Probenanzahl
$^{18}\text{O}$	‰	-11.61	-11.19	-11.49	0.15	-11.55	6

Tabelle 5.8-4: statistische Auswertung der  $^{18}\text{O}$ -Daten der Mudlmoosquelle

Dieser liegt bei -11,55 ‰. Die bereits in Kap. 5.7.6 durchgeführte Berechnung des Höhengradienten am Feuerkogel wird hier erneut verwendet.

	d $^{18}\text{O}$ ‰
<b>Niederschlagsstation N-36 (425m ü.A.) (gew. Mittel 1974 bis 1983)</b>	-10,92
<b>Niederschlagsstation N-37 (1598m ü.A.) (gew. Mittel 1974 bis 1983)</b>	-12,16
<b>Mudlmoosquelle (Medianwert)</b>	-11,55
<b>Höhengradient (‰ pro 100m)</b>	-0,106
<b>Mittlere Einzugsgebietshöhe Mudlmoosquelle (m ü.A.)</b>	<b>1024</b>

Tabelle 5.8-5: Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhe der Mudlmoosquelle

Die überschlägige Berechnung ergibt damit eine mittlere Einzugsgebietshöhe von ca. 1000 m ü.A. für die Wässer der Mudlmoosquelle. Die Erhebung des Scheiterwiedberges, direkt oberhalb der Mudlmoosquelle kann mit einer Gipfelhöhe von 977 m nicht als Haupteinzugsgebiet betrachtet werden. Der Farrenaubühel (Hochberg) mit 1287 m Seehöhe im Südosten des Quellgebietes lässt dagegen eine derartige mittlere Einzugsgebietshöhe zu. Eine Ausdehnung des Quelleinzugsgebietes bis zum Kasberggipfel 1747 m ü.A., wie sie im Rahmen der Schutzgebietsausweisung von WIESER, 1974 vorgenommen wurde, lässt sich dagegen über die Werte der stabilen Isotope nicht bestätigen.

#### Altersdatierung

Die Berechnung der mittleren Verweilzeit aus Tritiumwerten des Jahres 2006 erfolgte auch hier mit dem Programm MULTIS. Die Berechnungen wurden mit mehreren Abflussmodellen durchgeführt. Zur Orientierung wurde zunächst ein reines Exponential- sowie ein reines Pistonflow-Modell verwendet.

Die Berechnung nach dem Exponentialmodell ergab eine mittlere Verweilzeit von 8 Jahren, nach dem Pistonflow-Modell von 2 Jahren. Beide Modelle spiegeln die gegenständliche Abflusssituation jedoch nicht ausreichend wider.

Bei der Auswahl weiterer möglicher Modellansätze wurden folgende Überlegungen ange stellt:

Bei den Wässern handelt es sich um Calcit-Dolomit-Mischwässer, wobei die Wässer vor Eintritt in den Hauptdolomit einen Karstgrundwasserkörper durchfließen. Die Filtration innerhalb der verkarsteten Bereiche kann je nach Beschaffenheit der Karststrukturen sowohl durch ein Pistonflow-Modell als auch durch ein Exponentialmodell beschrieben werden. Ebenso kann der Abfluss innerhalb des Hauptdolomits in einer Kombination aus Pistonflow- und Exponentialabfluss erfolgen, je nachdem, inwieweit abgedichtete Großklüfte in das Abflussgeschehen eingebunden sind und damit den Pistonflow-Anteil verstärken.

Es ist demnach grundsätzlich von einem kombinierten Abflussmodell auszugehen, wobei die Kombination seriell (Abfluss im Karst) oder parallel (Abfluss in Großklüften des Hauptdolomits) erfolgen kann. Zusätzlich ist die prozentuale Verteilung der beiden Komponenten zur Berechnung zu definieren.

Für die Mudlmoosquelle wurden dazu ein seriell kombiniertes Abflussmodell sowie parallel kombinierte Abflussmodelle mit 90 und 75% Exponentialkomponente berechnet. Ein höherer Pistonflow-Anteil käme nur in Hochwasserzeiten zur Anwendung, wenn die sehr kurzfristig abfließenden Schneeschmelzwässer die Quelle zusätzlich speisen (s. Diagramm 5.8-1). Da die Tritium-Proben grundsätzlich vom Basisabfluss genommen wurden (Ausnahme bildet möglicherweise die Probe vom Mai 2006) sollte sich dieser Effekt im Rahmen der Altersdatierung nicht widerspiegeln.

Das nachfolgende Diagramm 5.8-7 zeigt die jeweils ermittelten Output-Kurven zusammen mit den Messwerten aus 2006.

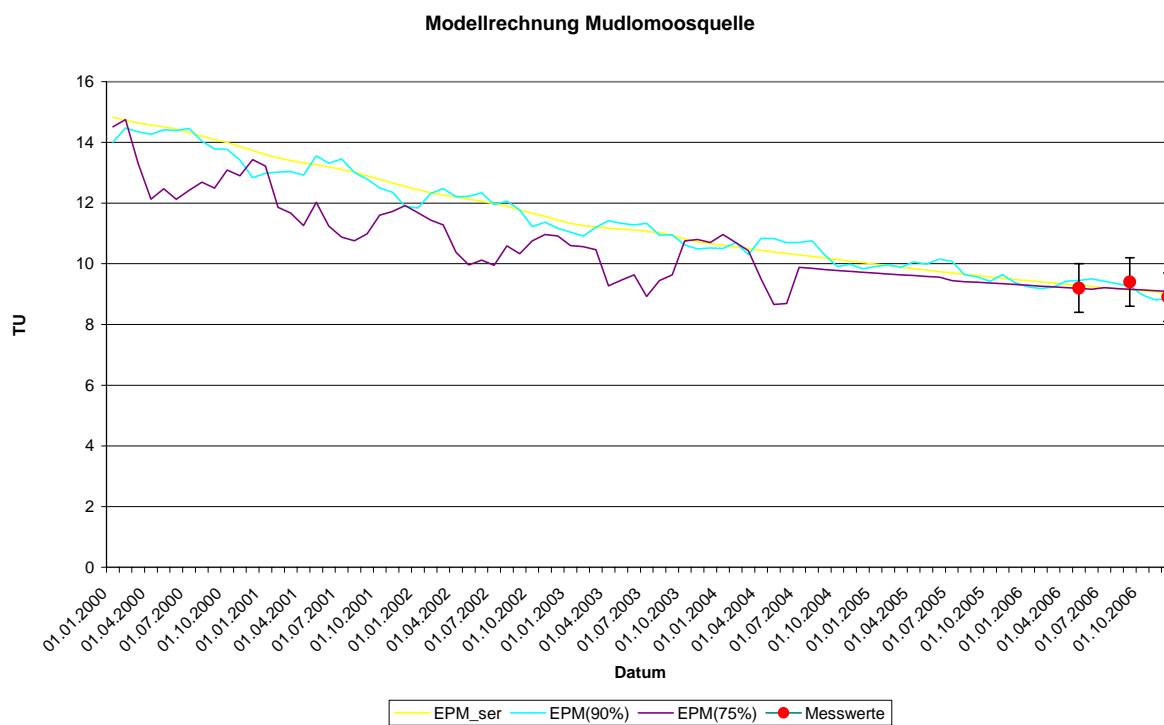


Diagramm 5.8-7: Modellrechnung Mudlomoosquelle. Die Messwerte stimmen auch hier gut mit allen berechneten Output-Kurven überein, die aufgrund der geringen Veränderungen der Inputwerte im Beobachtungszeitraum kaum Unterschiede zeigen.

Die stärker schwankenden Kurven stellen jeweils die Pistonflow-beeinflussten Abflussmodelle dar. Beim Abfluss nach der Modellvorstellung des Pistonflow prägen sich Schwankungen

in den Niederschlagswerten deutlicher durch, da hier keine Vermischung verschieden alter Wässer stattfindet. Je größer der Anteil an Exponentiellkomponente wird, umso stärker sind altersmäßige Vermischungen und damit auch die Dämpfung von Tritiumschwankungen im Niederschlag. Die relativ geringen Schwankungen im Zeitraum 2004 bis 2006 liegen darin begründet, dass ab 2004 für die Inputfunktion Feuerkogel nur mehr Jahresmittelwerte zur Verfügung stehen.

Diagramm 5.8-7 zeigt, dass die gemessenen Werte im Rahmen des Messfehlers mit allen Modellannahmen gute Übereinstimmung ergeben. In der nachfolgenden Tabelle sind die mit dem jeweiligen Modell berechneten mittleren Verweilzeiten aufgeführt.

Modell	Anteil EM (%)	MVZ EM (a)	MVZ PM (a)
EPMser	90	9	9
EPM(90%)	90	8.5	6
EPM(75%)	75	7.5	1.5

Tabelle 5.8-6: Altersdatierung Mudlmoosquelle

Es zeigt sich hier, dass unabhängig vom verwendeten Abflussmodell eine dominante Exponentiellkomponente vorliegt, die eine mittlere Verweilzeit zwischen 7,5 und 9 Jahren aufweist. Die Pistonflow-Komponente variiert je nach gewähltem Abflussmodell zwischen 1,5 und 6 Jahren. Die mittlere Verweilzeit von 9 Jahren im seriellen EPM stellt ein Mischalter für beide Komponenten dar. Die Berechnung zeigt auch hier die große Dominanz der mit 90% vertretenen Exponentiellkomponente.

Zur Ermittlung der Altersverteilung wurde das Modell einer parallelen Kombination mit 90% Exponentiellmodell sowie das Modell der seriellen Kombination gewählt.

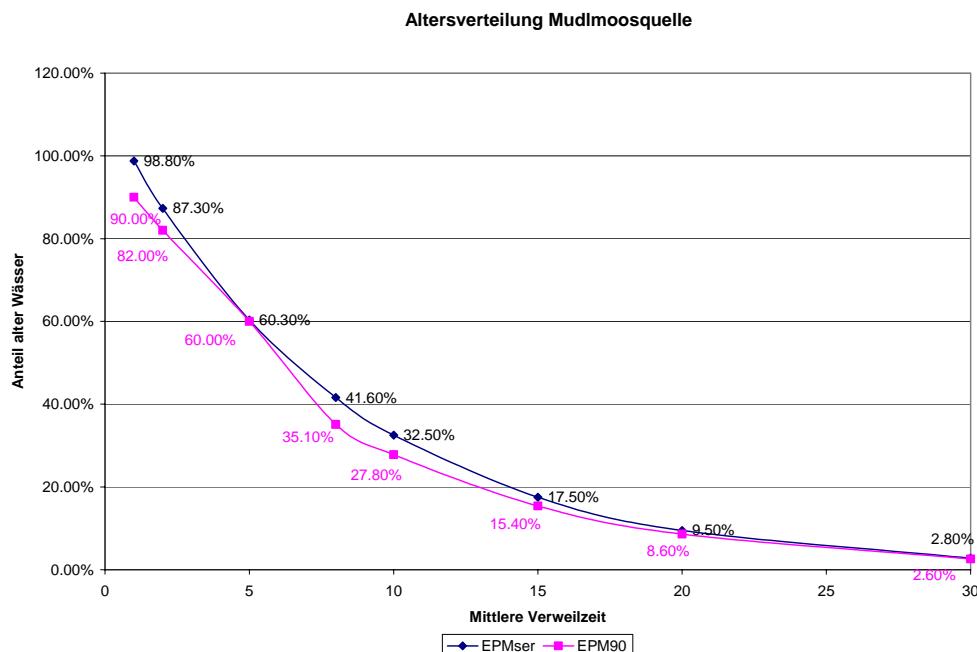


Diagramm 5.8-8: Altersverteilung der Wässer der Mudlmoosquelle. Die beiden verwendeten Abflussmodelle zeigen nur geringfügige Unterschiede in der Altersverteilung der Wässer.

Aus dem Altersverteilungsdiagramm ergibt sich, dass beim parallelen Modell 90% der Wässer älter als ein Jahr aber nur noch 27% älter als zehn Jahre sind. Dazwischen kommt die 6 jährige hier zu 10% einfließende Pistonflow-Komponente zum tragen. Im seriellen Modell wird der Pistonflow-Einfluss soweit gedämpft, dass die Altersverteilung hier insgesamt exponentiell erfolgt. Demgemäß liegt hier mit 1,2% ein sehr viel geringerer Einfluss einjähriger Wässer vor. Mit zunehmendem Alter gleichen sich die beiden Kurven einander an.

Der große Anteil an ein- und zweijähriger Wasserkomponente im parallelen Modell steht in Einklang mit den gemessenen Schwankungen im Bereich der stabilen Isotope und passt außerdem zu den festgestellten saisonal bedingten Schüttungsschwankungen der Mudlmoosquelle, so dass dieses Modell als die beste Näherung an die tatsächlichen Abflussverhältnisse betrachtet werden kann.

Es handelt sich hier demnach im Wesentlichen um einen exponentiellen Abfluss, der von einem geringfügigen Abfluss nach Pistonflow-Modell überlagert wird. Die mittlere Verweilzeit liegt für den größten Teil der Wässer bei 8,5 Jahren, wobei eine sehr junge Komponente für Schwankungen der Gehalte stabiler Isotope verantwortlich ist.

## 5.9 Eggelbrunnquelle Klaus

### 5.9.1 Beschreibung der Messstelle



Abbildung 5.9-1: Lage der Eggelbrunnquelle, Klaus (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Die Eggelbrunnquelle befindet sich im Gemeindegebiet von Klaus an der Pyhrnbahn, am Rande des Ortsteiles Dorf. Die Quelle liegt auf einer Seehöhe von 480 m am Westhang des 984 m hohen Dorferberges. Der Quellaustritt befindet sich in einem steilen Felsanschnitt an der Gemeindestraße innerhalb einer betonierten Fassung. Die Quelle versorgt die Wasser- genossenschaft Eggelbrunn sowie ein im Talboden gelegenes Kleinkraftwerk. Direkt neben

der Messstelle befindet sich ein weiterer nur provisorisch gefasster Austritt (Felsenquelle), welcher offensichtlich demselben Kluftsystem entspringt.

Zeitgleich mit dem Bau der zweiten Röhre des Tunnels Klaus wurden vom Betreiber der Quellnutzung im Jahr 2001 signifikante und nachhaltige Schüttungsrückgänge festgestellt. Ein Kausalzusammenhang zwischen Tunnelbau und Schüttungsrückgang konnte bisher weder eindeutig bewiesen noch ausgeschlossen werden. Zur Untersuchung dieser Problematik wurden jedoch umfangreiche hydrogeologische Untersuchungen durchgeführt.

### 5.9.2 Datengrundlage

- Büro für Geologie und Hydrogeologie, Dr. BECHTOLD, 2001-2003: A9 Pyhrnautobahn, Tunnelkette Klaus, Hydrogeologische Beweissicherung; 2 Zwischenberichte und Schlussbericht über hydrogeologische Erkundung und Beweissicherung, inkl. hydrochemischer Untersuchungen
- Horst Höller, Obmann WG Egglbrunn: tägliche Schüttungs-, Leitfähigkeits- und Temperaturmessungen im Zeitraum ab 2001 bis 2003

### 5.9.3 Geologisch-hydrogeologische Situation

Die Quelle Egglbrunn liegt am nordwestlichen Fuß des Dorferberges, dessen Nord- und Westhang zur Gänze aus Hauptdolomit aufgebaut wird. Im Gipfelbereich lagern diesem massive Oberräth-Riffkalke und jurassische Kalke auf. Der Dorferberg ist Teil einer Muldenstruktur deren Kern von dem Hauptdolomit auflagernden Riffkalken gebildet wird.

Das Schüttungsverhalten der Egglbrunnquelle ist durch deutliche Schwankungen in Zusammenhang mit Niederschlagereignissen gekennzeichnet. Neben einem offenbar aus einem tiefliegenden Einzugsgebiet gespeisten Basisabfluss von wenigen Litern wird in Abhängigkeit vom Niederschlag ein kurzfristig reagierendes zweites System von Wasserwegigkeiten aktiviert, welches für die großen Schüttungsspitzen verantwortlich ist. Neben der Egglbrunnquelle liegt im Nahbereich ein weiterer Quellaustritt vor, der im Schüttungsverhalten wesentlich geringere Maximalwerte und Schüttungsschwankungen aufweist.

Vom Betreiber der Quellfassung wurden über einen Zeitraum von 01.09.2001 bis 01.07.2003 täglich anschließend 14-tägig Schüttung (Menge am Überlauf – über Verbrauch der WG Egglbrunn), elektrische Leitfähigkeit und Temperatur der Egglbrunn- sowie der Felsenquelle gemessen und für die gegenständliche Arbeit zur Verfügung gestellt. Die nachfolgenden Diagramme 5.9-1 und 5.9-2 zeigen den Verlauf dieser Parameter über den oben genannten Zeitraum.

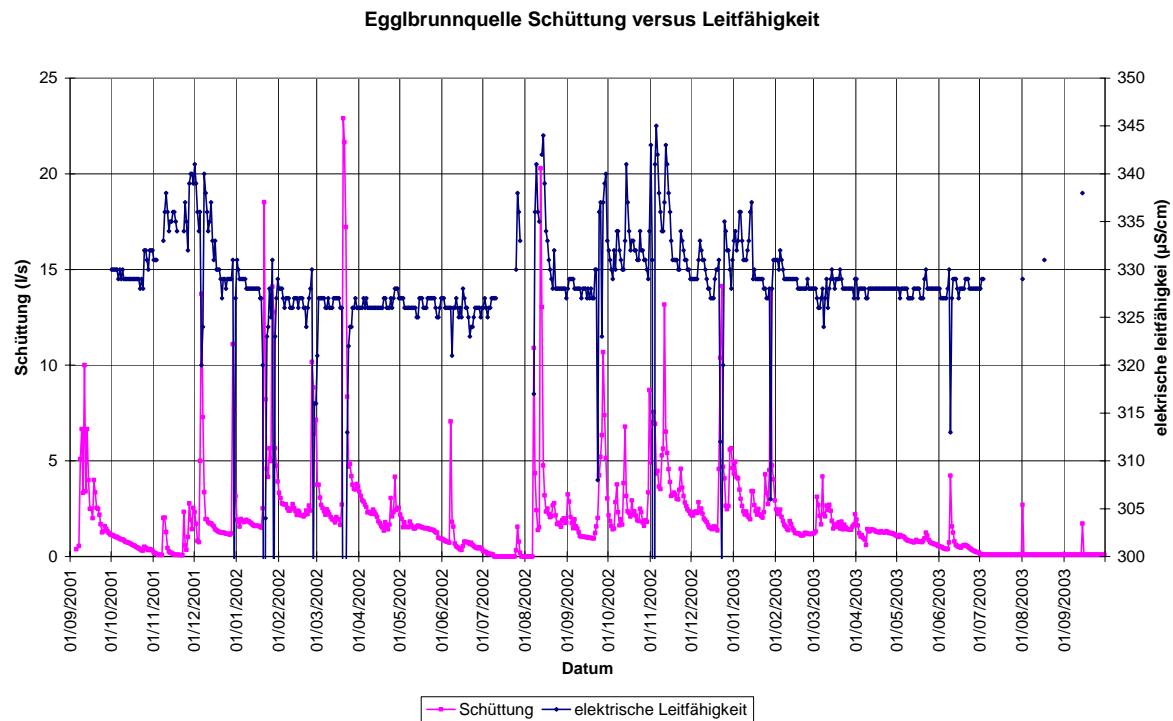


Diagramm 5.9-1: Schüttung und elektrische Leitfähigkeit Eggelbrunnquelle. Die starken Schwankungen der Quelle zeigen einen sehr kurzfristigen Einfluss von Starkniederschlägen. Ein Verdünnungseffekt ist dabei jedoch nicht immer feststellbar.

Die Grafik zeigt zunächst, dass die Eggelbrunnquelle von starken sehr kurzfristigen Schüttungsschwankungen geprägt ist. Während der Basisabfluss etwa im Bereich zwischen 0 und 2,5 l/s am Überlauf liegt, steigt die Schüttungsmenge im Beobachtungszeitraum mehrfach kurzfristig auf Werte um 10 bis über 20 l/s an. Werte um 0 l/s bedeuten in diesem Fall nicht, dass die Quelle trocken fällt, sondern dass der Zufluss zur Quellstube unter dem Verbrauch der WG Eggelbrunn liegt, der Wasserspiegel in der Quellstube damit unter dem Überlauf des Sammelbeckens liegt.

Die gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten zeigen in ihrer Beziehung zu den Schüttungsmengen keinen eindeutigen Trend an. Während häufig in Zeiten sehr großer Schüttungsmengen ein markanter Rückgang der Leitfähigkeit und damit ein deutlicher Verdünnungseffekt zu verzeichnen ist, wurde z.B. im Zeitraum 01.08.2002 bis 01.01.2003 vereinzelt auch ein starker Anstieg der elektrischen Leitfähigkeiten mit den Schüttungsspitzen gemessen.

Die Temperaturschwankungen mit einem gering ausgeprägten Jahresgang und Schwankungen zwischen 7,5 und 9,5 °C zeigen dagegen jedoch, dass die Verweilzeiten der Wässer des Basisabflusses offenbar ausreichend sind, um die jahreszeitlich bedingten Temperaturschwankungen der jeweiligen Niederschlagswässer weitgehend auszugleichen. Kurzfristige Schüttungsspitzen werden im Allgemeinen von einem Temperaturrückgang begleitet.

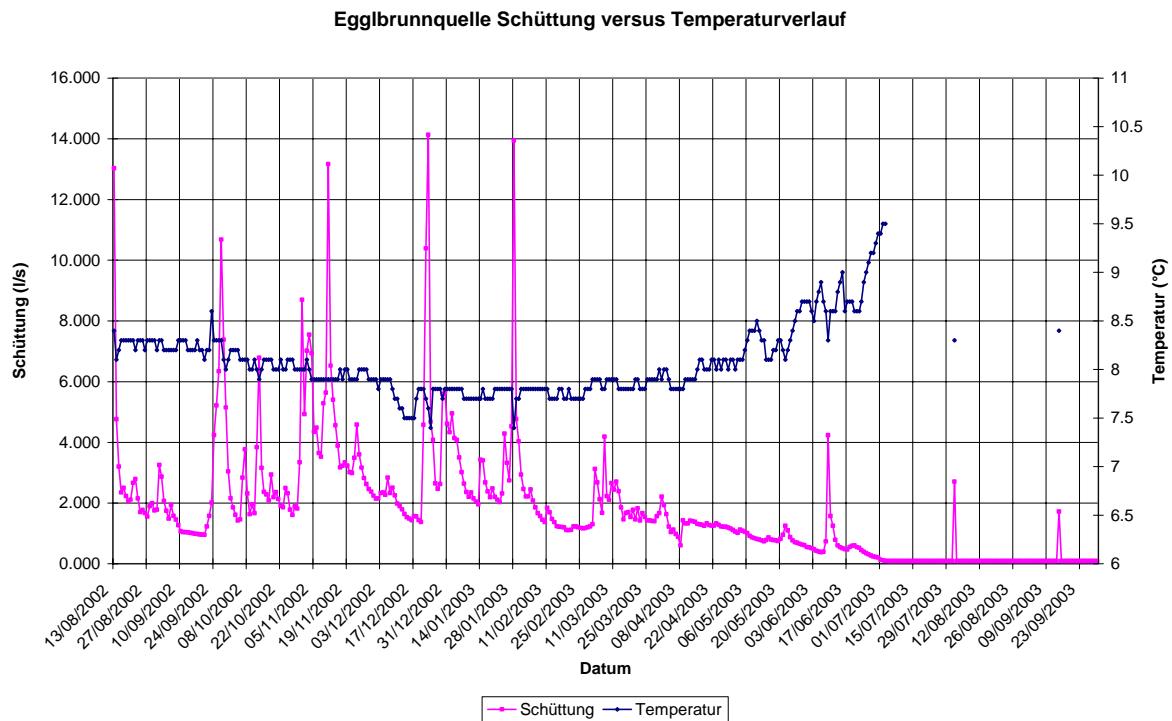


Diagramm 5.9-2: Schüttung und Temperaturverlauf Eggibrunnquelle. Die Quelle zeigt einen geringen Jahresgang mit Schwankungen zwischen 7,5 und 9,5 °C. Schüttungsspitzen wirken sich nur geringfügig auf die Wassertemperatur aus.

Auf Basis der vorliegenden Tagesmittelwerte der Quellschüttung lässt sich eine Trockenwetterfalllinie nach HÖLTING, 1996 erstellen. Dazu werden jeweils die absteigenden Bereiche der Schüttungsganglinie so aneinander gefügt, dass sie den Verlauf der Schüttungsentwicklung losgelöst vom Einfluss zwischenzeitlicher Niederschläge wiedergeben. Die detaillierte Vorgangsweise wird in Kap. 5.10.3 erläutert. Im gegenständlichen Fall wurde die Schüttungsganglinie aus dem Zeitraum 07.09.2001 bis 06.09.2002 zur Erstellung einer Trockenwetterfalllinie verwendet.

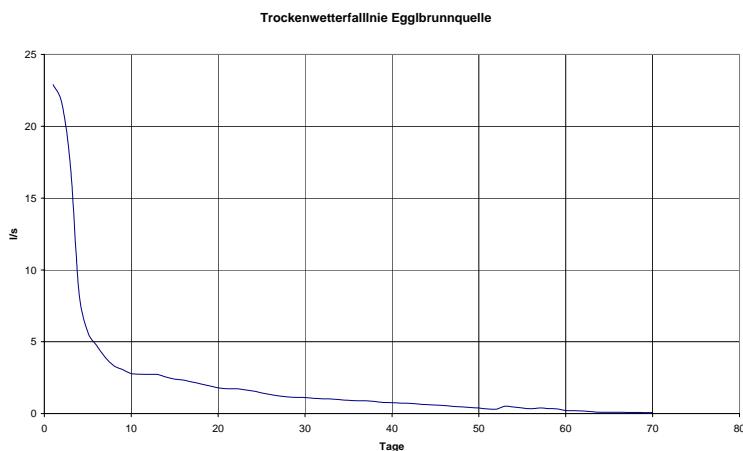


Diagramm 5.9-3: Trockenwetterfalllinie Eggibrunnquelle. Abfluss spitzen nach Starkniederschlägen werden innerhalb von 5 bis 6 Tagen abgebaut. Der Basisabfluss liegt bei einer Schüttungsmenge von ca. 3l/s und nimmt in Trockenzeiten nur mehr langsam ab.

Es zeigt sich, dass ein Schüttungsanstieg aufgrund eines extremen Niederschlagsereignisses innerhalb weniger Tage (7 Tage im Beispiel) abgeflossen ist und die Schüttungsmenge von über 20 l/s auf 2 bis 3 l/s zurückgeht. Der Basisabfluss sinkt dann über einen Zeitraum von 50 bis 60 Tagen annähernd linear auf Schüttungsmengen, die unter dem Verbrauch der WG Eggelbrunn liegen und somit der Überlauf der Quellfassung Eggelbrunn nicht mehr bedient wird.

Aus diesen quantitativen Betrachtungen des Aquifers, lässt sich bereits ableiten, dass es sich hier um einen deutlich zweigeteilten Kluftgrundwasserkörper handelt, der zum einen aus dem engscharigen Kluftnetz des Hauptdolomit mit längeren Verweilzeiten, langsameren Fließen und entsprechend geringer hydraulischer Leitfähigkeit gebildet wird. Zum anderen liegt ein Kluft- oder Karstgrundwasserkörper mit weitumigen offenen Fließstrecken vor, der nur im Rahmen von Starkniederschlagsereignissen gespeist wird und sich danach innerhalb weniger Tage wieder leert. Zur Altersbestimmung des Basisabflusses der Eggelbrunnquelle war daher die möglichst ausschließliche Beprobung des Basisabflusses erforderlich.

Aus dem Zeitraum vor der diskutierten Beeinträchtigung der Quelle durch die Vortriebsarbeiten in Zusammenhang mit der Tunnelkette Klaus im Jahr 2001 wurden keine detaillierten Messwerte sondern Darstellungen der Monatsmittel des Zeitraumes 1983 bis 2000 vom Betreiber zur Verfügung gestellt. Diese wurden exemplarisch mit der Dauerlinie (Häufigkeit der gemessenen Schüttungsmengen) des Jahres 2002 verglichen.

Das nachfolgende Diagramm 5.9-4 zeigt, dass die Schüttungsmengen im Beobachtungszeitraum 2002 bis 2003 deutlich unter den Mittelwerten der Jahre 1983 bis 2000 liegen. Da hier Monatsmittelwerte betrachtet werden, spielen die kurzfristigen Anstiege durch Niederschlagsereignisse in dieser Darstellung nur eine untergeordnete Rolle. Die beobachtete Schüttungsreduktion bezieht sich demnach nicht auf den kurzfristig aktivierten Großkluft- oder Karstaquifer sondern auf den Basisabfluss innerhalb der Kleinkluftstrukturen Hauptdolomits im Einzugsgebiet.

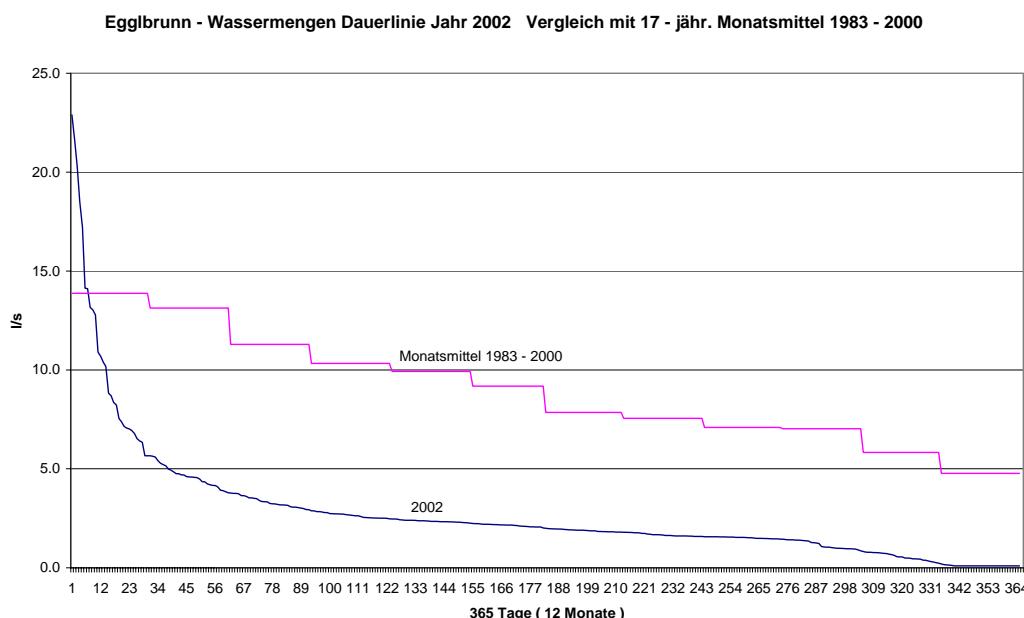


Diagramm 5.9-4: Dauerlinie 2002 Eggelbrunnquelle im Vergleich mit Monatsmittel 1983 bis 2000 (erstellt von H. Höller, 2006). Der Vergleich der beiden Dauerlinien zeigt, dass die Quelle zwischen den Jahren 2000 und 2002 einen deutlichen Einbruch des Basisabflusses erfahren hat.

## 5.9.4 Geländebefund

Das Einzugsgebiet der Egglbrunnquelle wurde am 02.09.2005 begangen und geologisch und hydrogeologisch kartiert. Es wurden alle Quellaustritte, Versickerungen und Oberflächengewässer sowie alle geologisch relevanten Aufschlüsse aufgenommen. Zur Abklärung der Lagerungs- und Strukturverhältnisse im Einzugsgebiet wurden Gefügedaten gesammelt. Diese sind in Anhang 1 zu finden.

Die Quelle liegt an der Gemeindestraße Klaus am Fuße einer steil abfallenden von Hauptdolomit gebildeten Felswand und ist in einem betonierten Schacht gefasst. Wenige Meter neben der Quellfassung befindet sich ein weiterer Quellaustritt, welcher provisorisch gefasst wurde und über einen Brunntrog abfließt. Das Gelände oberhalb der steil aufragenden ca. 10 m hohen Felswand ist dicht bewaldet und bildet einen 30 – 40° steilen Hang aus. Es handelt sich dabei um den Nordwesthang des 984 m hohen Dorferberges.

Das orografische Einzugsgebiet der Egglbrunnquelle reicht vom Austritt auf einer Seehöhe von ca. 460 m nach Osten entlang eines in E-W-Richtung sich erstreckenden Rückens, welcher schließlich zur Spitze des Dorferberges führt. Der Hangbereich der direkt zur Egglbrunnquelle entwässert, endet auf einer Seehöhe von 800 m. Die Größe des orografischen Einzugsgebietes beträgt ca. 0,8 km<sup>2</sup>.

Das Einzugsgebiet zeigt insgesamt wenige geologische Aufschlüsse und außer der Egglbrunnquelle und zwei ebenfalls im Talboden liegenden weiteren Quellaustritten keine Quellen, Versickerungen oder Bachläufe.

Der Hang ist großflächig von Hangschuttmaterial bedeckt. Es wurde hier ausschließlich dolomitischer Hangschutt festgestellt. An den wenigen Stellen, an denen anstehender Fels aufgeschlossen ist, wurde dieser in stark zerklüfteter Form vorgefunden. Es handelt sich um engscharige Kleinklüfte im mm-Bereich, die bereichsweise zu einer starken Vergrusung des Gesteins führen.

Dem entgegen zeigt der Hauptdolomit im direkten Umfeld der Quellfassung eine vergleichsweise geringe bruchtektonische Belastung mit übersichtlich angelegten und weiträumig verfolgbaren Klüften.

Insgesamt konnte im Zuge der Aufnahme von Gefügedaten eine ausgeprägte mittelsteil bis steil nach Süden einfallende Kluftrichtung neben steil nach NNE einfallenden Klüftungen festgestellt werden. An diese steilen NNE einfallenden Klüfte ist die Wasserführung der Egglbrunnquelle wie auch des benachbarten Quellaustrittes gebunden. Die Aufnahme entlang der Straßenböschung im Nahbereich der Quellfassung zeigt, dass die steilen Klüfte von späteren flach nach SSE einfallenden Klüften überprägt wurden.

Im Rahmen der Geländeaufnahme wurde die Egglbrunnquelle sowie auch die benachbarte Felsenquelle erstmals beprobt. Beide zeigen elektrische Leitfähigkeiten von ca. 326 µS/cm, wobei am Überlauf der Egglbrunnquelle eine Temperatur von 8,5 °C, am Brunntrog der Felsenquelle von 9,2 °C gemessen wurde. Eine Schüttungsmessung ist nur am Überlauf der Quelle möglich, da dabei die zum Messzeitpunkt getätigten Entnahmemenge nicht bekannt ist, wurden im Rahmen der Probennahmen keine Schüttungsmessungen durchgeführt. In den meisten Fällen wurde kein Überlauf im Quellsammelschacht festgestellt. Am Brunntrog wurden ca. 0,05 l/s gemessen.

## 5.9.5 Auswertung der chemisch-physikalischen Daten

Die Beurteilung der Wässer hinsichtlich ihrer hydrochemischen Eigenschaften erfolgt auf Basis einer im Zuge des Projektes im Mai 2006 durchgeführten hydrochemischen Analyse. Zusätzlich wurde vom Land Oberösterreich, Abt. Grund- und Trinkwasserwirtschaft eine weitere Analyse aus dem Jahr 2003 zur Verfügung gestellt. Im Rahmen der Beweissicherungsmaßnahmen während des Tunnelvortriebes wurden vom Büro für Geologie und Hydrogeologie, Dr. D. Bechtold außerdem zwischen Jänner und Mai 2001 Proben zur Analytik auf Calcium und Magnesium entnommen (BECHTOLD, 2001a und 2001b). Auch diese Ergebnisse werden bei der Beurteilung der hydrochemischen Eigenschaften der Quelle berücksichtigt.

Mittels hydrochemischer Modellierung mit Hilfe des Programmpaketes PhreeqC wurden die vorliegenden Daten auf Plausibilität und Vollständigkeit geprüft. Korrekturen der analysierten Werte waren hier nicht erforderlich.

Tabelle 5.9-1 zeigt die Ergebnisse der wichtigsten Parameter, bei denen es sich neben pH-Wert und elektrischer Leitfähigkeit um die Kationen Calcium, Magnesium, Natrium sowie die Anionen Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid handelt.

Messstelle	Probendatum	pH	el.	Temperatur	Na	Ca	Mg	Ca-Mg-Verhältnis	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>
			Leitfähigkeit								
Eggbrunnquelle	19/02/2001		350	7.0		46.0	18.4	1.5			
Eggbrunnquelle	27/03/2001		344	7.9		44.0	17.3	1.5			
Eggbrunnquelle	28/05/2001		336	8.9		46.5	15.2	1.9			
Eggbrunnquelle	06/10/2003	7.80	340	9.2	0.1	53.0	16.0	2.0	0.85	5.00	203.00
Eggbrunnquelle	05/05/2005	7.70	328	8.9							
Eggbrunnquelle	02/09/2005	7.71	328	13.4							
Eggbrunnquelle	24/05/2006	7.70	330	9.4	0.5	48.0	14.0	2.1	0.86	5.00	201.36
Eggbrunnquelle	12/09/2006		330	15.0							
Eggbrunnquelle	19/12/2006		315	6.0							
Felsenquelle	12/09/2006	7.71	333	9.4							
Felsenquelle	19/12/2006		325	7.5							
Felsenquelle	19/02/2001		347	6.6		46.7	18.3	1.5			
Felsenquelle	27/03/2001		344	7.1		43.5	19.1	1.4			
Felsenquelle	28/05/2001		330	8.6		48.9	14.3	2.1			

Tabelle 5.9-1: Vor-Ort-Parameter und Analysenergebnisse der Eggbrunnquelle

### Vor-Ort-Parameter

Die Vor-Ort-Parameter wurden jeweils bei jeder Isotopenprobennahme sowie bei der hydrochemischen Probennahme gemessen. Die gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten lagen dabei im Bereich zwischen 315 und 330 µS/cm. Im Zuge früherer Untersuchungen durch BECHTOLD, 2001 bzw. das Amt der Oberösterreichischen Landesregierung wurden Werte um 350 µS/cm gemessen.

Die gemessenen pH-Werte liegen mit Werten um 7,7 im leicht basischen Bereich.

Die Wassertemperaturen während der Probennahmen lagen zwischen 6,0 und 15,0°C im Pumpenschacht und zwischen 7,5 und 9,4°C in der benachbarten Felsenquelle. Der festgestellte Jahresgang im Pumpenschacht ist auf die Beeinflussung der Wässer im ca. 150 m langen Leitungsabschnitt zwischen Quellfassung und Pumpenschacht zurückführbar. Die extremen Temperaturwerte in der Eggbrunnquelle werden daher für die weiteren Betrachtungen durch die Werte der Felsenquelle ersetzt, die die Temperatursituation im Aquifer wesentlich besser wiedergeben.

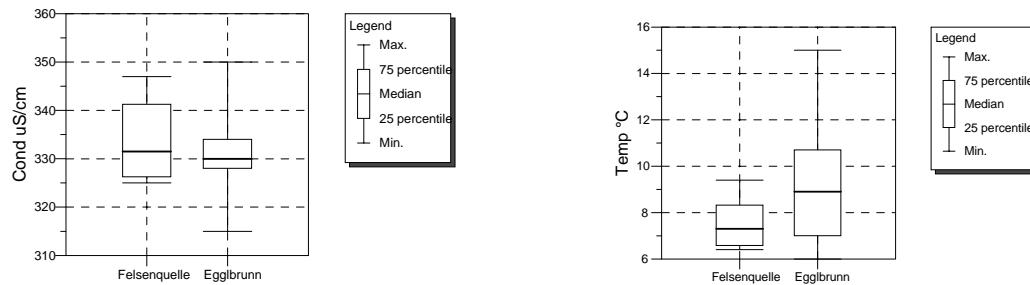


Diagramm 5.9-5 und Diagramm 5.9-6: Variationen der elektrische Leitfähigkeiten und Temperaturen in Eggibrunn- und Felsenquelle. Beide weisen etwa gleiche Werte auf, wobei die Schwankungsbreite in der Eggibrunnquelle deutlich höher liegt.

Die Abbildungen zeigen, dass grundsätzlich in der Felsenquelle, für die auf jeweils fünf Werte zurückgegriffen werden kann, die Streuungsbreite der elektrischen Leitfähigkeiten größer ist, während die Temperaturschwankungen, wie oben bereits erläutert in der Eggibrunnquelle größer sind. Insgesamt bewegen sich die gemessenen Werte jedoch auf gleichem Niveau.

### Ionenkonzentrationen

Zur Beurteilung der hydrochemischen Zusammensetzung der Wässer liegen zwei komplett Hauptelementanalysen sowie zusätzlich drei Untersuchungen der Calcium-Magnesiumgehalte vor. In der nachfolgenden Tabelle 5.9-2 ist die statistische Auswertung der vorliegenden Ergebnisse aufgeführt. Für die Parameter Calcium und Magnesium wird die Variation der Werte außerdem in Box-Whisker Plots dargestellt.

Parameter	Unit	Min	Max	Mittelwert	Standardabweichung	Median	Probenanzahl
Ca	mg/l	44.00	53.00	47.50	3.39	46.25	5
Mg	mg/l	14.00	18.40	16.18	1.73	15.60	5
HCO <sub>3</sub>	mg/l	140.34	201.36	170.85	43.15	140.34	2
TEMP	°C	6.00	15.00	9.74	3.11	8.90	8
pH		7.70	7.80	7.73	8.70		4
Cond	uS/cm	315.00	350.00	332.50	10.85	330.00	8

Tabelle 5.9-2: statistische Auswertung der hydrochemischen Daten der Eggibrunnquelle

Parameter	Unit	Min	Max	Mittelwert	Standardabweichung	Medianwert	Probenanzahl
Ca	mg/l	43.50	48.90	46.37	2.72	45.10	3
Mg	mg/l	14.30	19.10	17.23	2.57	16.30	3
TEMP	°C	6.40	9.40	7.80	1.20	7.30	5
Cond	uS/cm	325.00	347.00	335.80	9.36	331.50	5

Tabelle 5.9-3: statistische Auswertung der hydrochemischen Daten der Felsenquelle

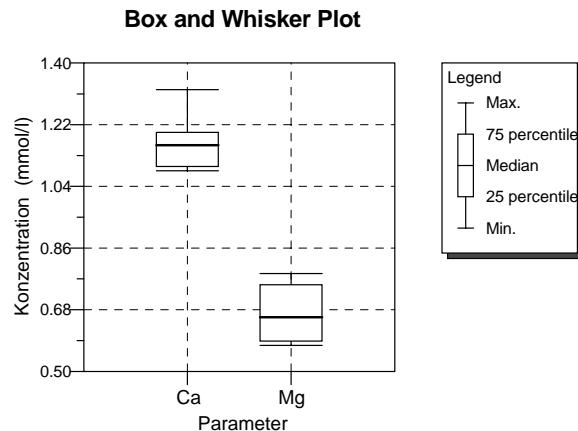


Diagramm 5.9-7: Calcium- und Magnesium-Variationen in der Eggelbrunnquelle. Bei geringen Schwankungen liegen die Magnesium-Gehalte immer deutlich unter den Calcium-Gehalten.

Für die Parameter Calcium und Magnesium liegen in der Eggelbrunnquelle fünf, in der Felsenquelle drei Werte vor. Die Darstellung im Box-Plot ist daher nur für die Eggelbrunnquelle sinnvoll. Es zeigt sich hier eine relativ geringe Schwankungsbreite mit Medianwerten um 45 mg/l für Calcium und 16 mg/l für Magnesium.

Die Darstellung im Piper-Diagramm, kann aufgrund fehlender Analysendaten der Felsenquelle nur für die Eggelbrunnquelle erfolgen. Es zeigt sich, dass auch die Eggelbrunnquelle eindeutig von den Hauptkomponenten Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat bestimmt wird. Diese für die Zusammensetzung der Wässer bestimmenden Parameter weisen eindeutig auf einen karbonatischen Grundwasserleiter hin. Die Gehalte an Natrium und Chlorid sind mit jeweils weniger als 1 mg/l sehr gering, die Sulfatgehalte liegen bei ca. 5 mg/l und zeigen damit ebenfalls relativ geringe Werte.

Im Schoeller-Diagramm ist die Verteilung der Hauptelemente ebenfalls ersichtlich. Die gemessenen Calcium- und Magnesium-Gehalte der Felsenquelle stimmen im Wesentlichen mit jenen der Eggelbrunnquelle überein.

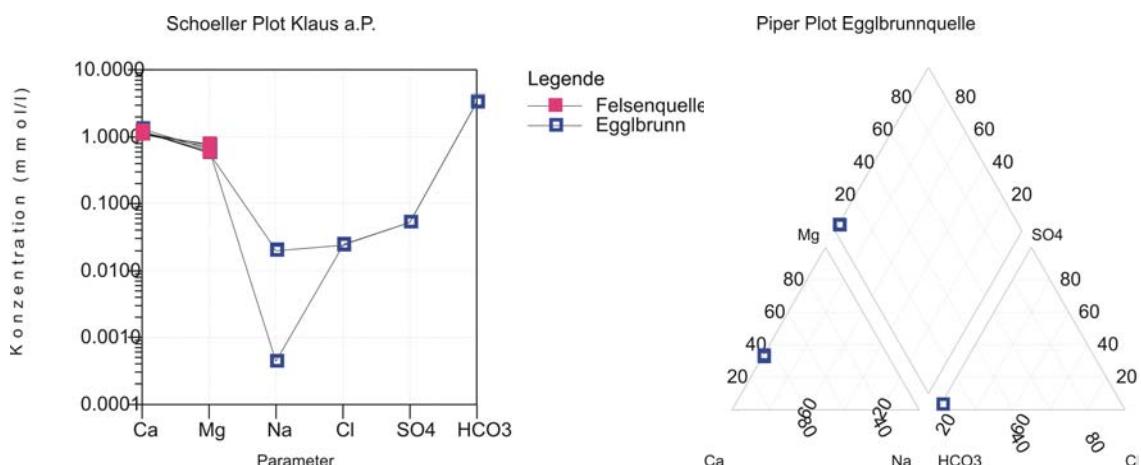


Diagramm 5.9-8 und Diagramm 5.9-9 Schoeller-Diagramm Quellen Klaus und Piper Plot Eggelbrunnquelle. Die Magnesium-Gehalte liegen in beiden Quellen unter den Calcium-Gehalten. Natrium, Chlorid und Sulfatwerte liegen nur für die Eggelbrunnquelle vor, sind jedoch vernachlässigbar. Hydrogenkarbonat ist das wesentliche Anion in der Lösung.

Eine Beeinflussung der Eggelbrunnquelle durch evaporitische Gesteine im Quelleinzugsgebiet kann auf Basis der vorliegenden Ergebnisse grundsätzlich ausgeschlossen werden. Die Sulfatgehalte könnten auf Einflüsse aus der ungesättigten Bodenzone zurückgeführt werden.

### Ca-Mg-Verhältnis

Hinsichtlich des Calcium-Magnesium-Verhältnisses zeigt sich bei den Wässern der Eggelbrunnquelle ein Quotient von 1,8 was deutlich darauf hindeutet, dass neben dem festgestellten Hauptdolomit im orografischen Quelleinzugsgebiet kalzitdominierte Gesteine vorliegen, die die Wässer der Eggelbrunnquelle hydrochemisch beeinflussen. Im Zuge der Geländeaufnahme am Nordwesthang des Dorferberges und damit im orografischen Einzugsgebiet der Quelle wurde unter bereichsweise geringmächtiger Überdeckung Hauptdolomit festgestellt. Im Gipfelbereich des Dorferberges sowie an dessen südlichem Hang wird der Hauptdolomit von Oberräth-Riffkalken überlagert, die den kalkbeeinflussten Chemismus der Wässer erklären können.

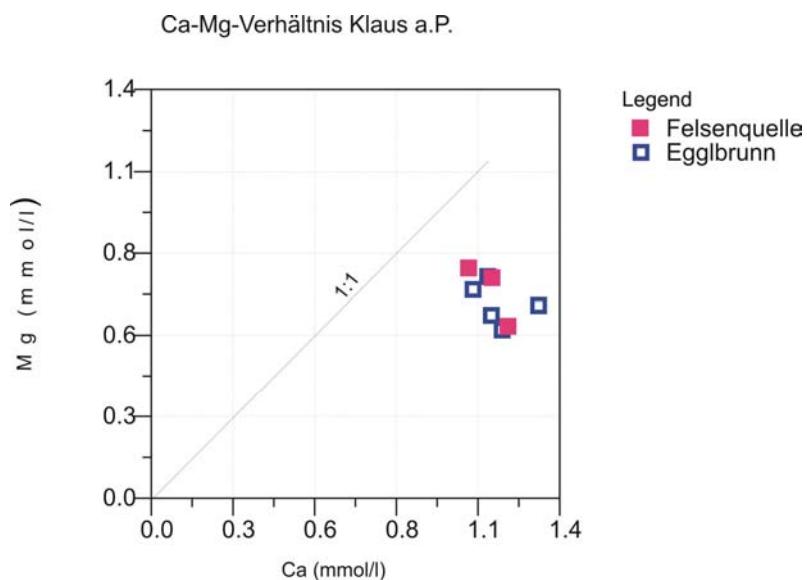


Diagramm 5.9-10: Calcium-Magnesium-Verhältnis Eggelbrunn- und Felsenquelle

Die hydrochemischen Daten deuten insgesamt darauf hin, dass Eggelbrunn- und Felsenquelle auf dasselbe Einzugsgebiet zurückführbar sind. Wie die strukturgeologische Geländeaufnahme gezeigt hat, sind beide Quellaustritte an ein steil nach NNE einfallendes Kluftsystem gebunden.

Das Calcium-Magnesium-Verhältnis zeigt deutlich, dass es sich bei der Eggelbrunnquelle um ein Mischwasser, beeinflusst von Hauptdolomit als auch von Kalken handelt. Hier kommen neben dem räumlich dominierenden Hauptdolomit weitere Gesteinseinheiten mit den Wässern in Verbindung. Ein Einfluss evaporitischer Gesteinsformationen kann jedoch auf Basis der hydrochemischen Zusammensetzung sowie der geologischen Gegebenheiten ausgeschlossen werden. Dies zeigt auch die starke Untersättigung der sulfathaltigen Phasen Gips und Anhydrit, wie sie der hydrochemischen Modellierung zu entnehmen ist (Anhang 2).

Wesentlichen Anteil an der aquatischen Speziesverteilung haben hier neben  $\text{HCO}_3^-$  die Kationen  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$ .

Die Egglbrunnquelle zeigt, vergleichbar mit der vorher diskutierten Mudlmoosquelle ein Mischeinzugsgebiet, in dem sowohl Kalke als auch Dolomit bei der Genese der Wässer eine Rolle spielen. Dies manifestiert sich zunächst in einem calciumdominierten Calcium-Magnesium-Verhältnis der Wässer. Auffällig ist, dass auch hier ein sehr kurzfristiger Hochwasserabfluss einen ansonsten sehr gleichmäßigen Basisabfluss überprägt. Für die gegenständlichen Untersuchungen von Interesse ist dabei nur der langfristige Basisabfluss, der wie bereits in Kap. 5.8 nachgewiesen, über ein im Wesentlichen als Exponentialkomponente zu beschreibendes Abflussmodell erfolgt. Die in Klein- und Feinstklüften gespeicherten Wässer (exponentielle Komponente) werden in Großklüften (Pistonflow-Komponente), wie jener, in der die Egglbrunnquelle gefasst ist, gesammelt und abgeführt. Diese Großklüfte werden im Zuge von Hochwasserereignissen zusätzlich für den Abfluss der kurzfristigen Komponente aktiviert. Vorgelagert ist auch hier dem geklüfteten Hauptdolomit ein verkarsteter Kalk, der den Wässern bereits eine kalzitisch dominierte hydrochemische Signatur aufprägt.

### 5.9.6 Auswertung der Isotopendaten

Hinsichtlich der Isotopensignatur stehen von der Egglbrunnquelle sechs  $^{18}\text{O}$ -Werte, fünf Deuterium-Werte sowie fünf Tritiumwerte und ein  $\text{SF}_6$ -Wert zur Verfügung. Neben den im Rahmen des Projektes im Zeitraum Mai 2005 bis Juni 2007 gemessenen Werten kann noch eine Untersuchung auf  $^{18}\text{O}$  und Tritium aus dem Jahr 1997 herangezogen werden. Diese Untersuchung war im Rahmen des hydrogeologischen Beweissicherungsprogramms für die Tunnelkette Klaus durch das Büro Bechtold durchgeführt worden.

Für die Felsenquelle können je drei  $^{18}\text{O}$ - und Deuteriumwerte, sowie zwei Tritiumwerte aus den Jahren 2005 und 2006 verwendet werden.

Die nachfolgende Tabelle 5.9-4 listet die Ergebnisse der Isotopenmessungen auf.

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	$^{18}\text{O}$	2H	Deuterium-Exzeess	3H	Fehler	$\text{SF}_6$	Fehler
Egglbrunnquelle	07/07/1997	-11.09			18.1	1		
Egglbrunnquelle	05/05/2005	-11.02	-78.1	10.06				
Egglbrunnquelle	02/09/2005	-11.07	-77.9	10.66				
Egglbrunnquelle	24/05/2006	-11.11	-79	9.88	11.6	1		
Egglbrunnquelle	12/09/2006	-11.3	-79.6	10.8	9.9	0.6		
Egglbrunnquelle	19/12/2006	-11.21	-79.2	10.48	10.4	0.82		
Egglbrunnquelle	15.06.2007			9.6	0.7		1.7	0.2
Felsenquelle	05/05/2005	-11.05	-78.3	10.1				
Felsenquelle	12/09/2006	-11.28	-78.9	11.34	11.2	0.6		
Felsenquelle	19/12/2006	-11.24	-79.6	10.4	10.2	0.5		

Tabelle 5.9-4: Isotopendaten der Egglbrunn- und der Felsenquelle

#### Stabile Isotope

Die  $d^{18}\text{O}$ -Werte der Egglbrunnquelle liegen in einen Schwankungsbereich zwischen -11.02 und -11.3‰, die der Felsenquelle bewegen sich ebenfalls innerhalb dieses Bereiches. Die Schwankungen liegen damit innerhalb des Messfehlers für  $^{18}\text{O}$  von  $\pm 0.15\text{‰}$ . Die Deuteriumwerte liegen in der Egglbrunnquelle innerhalb eines Wertebereiches von -77.9 bis -79.6‰, auch hier liegen die Werte der Felsenquelle innerhalb dieses Bereiches. Die Schwankungen übertreffen auch hier nicht den Messfehler von  $\pm 1.5\text{‰}$ .

Die Entwicklung der Isotopenwerte über den Beobachtungszeitraum Mai 2005 bis Dezember 2006 zeigt Diagramm 5.9-11.

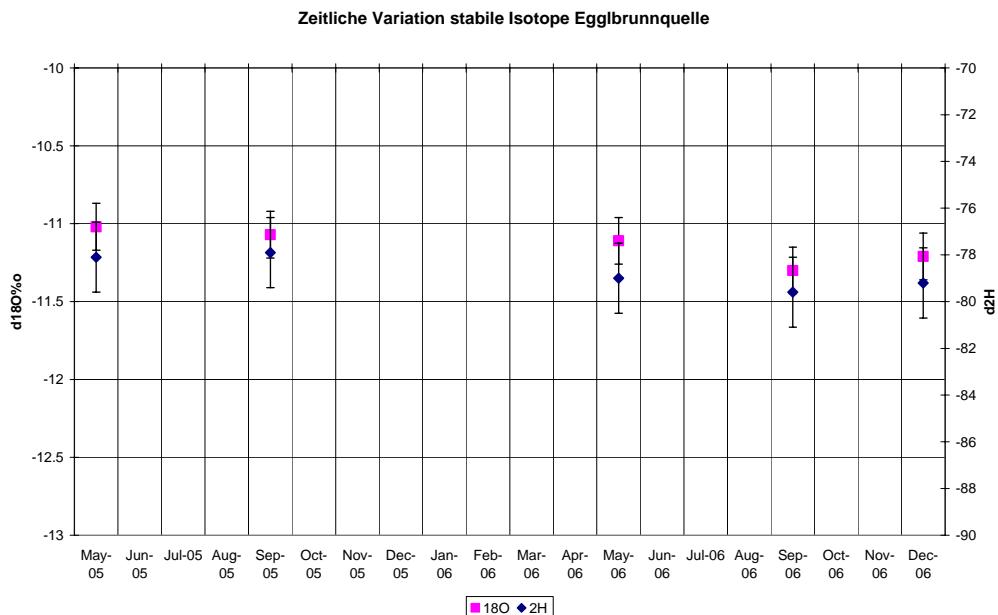


Diagramm 5.9-10: Schwankungen in den stabilen Isotopengehalten der Eggbrunnquelle. Die Schwankungen sind noch innerhalb des Messfehlers interpretierbar.

Die Darstellung zeigt, dass aus den festgestellten Schwankungen kein jahreszeitlicher Gang ableitbar ist, der auf einen wesentlichen Anteil an sehr junger Wasserkomponente hindeutet.

Auch aus dem folgenden Diagramm 5.9-12 gehen die sehr einheitlichen Werte der stabilen Isotope deutlich hervor. Alle gemessenen Werte liegen innerhalb eines engeren Abschnittes auf der Niederschlagsgeraden, was als Hinweis auf den ausschließlich meteorischen Ursprung der Wässer gelten kann.

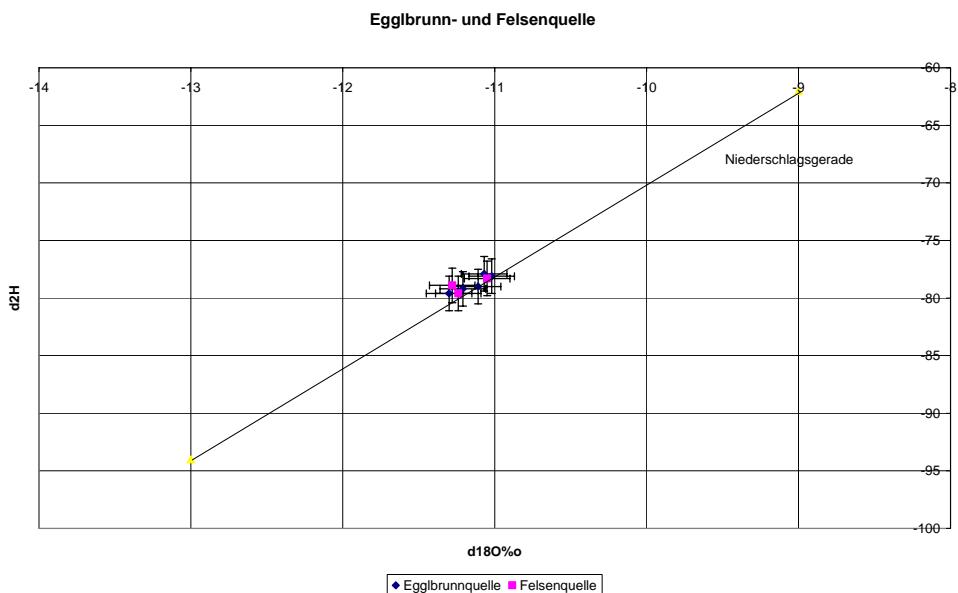


Diagramm 5.9-11:  $d^{18}\text{O}$ - $d^2\text{H}$ -Verhältniss in Eggbrunn- und Felsenquelle. Die Werte plotten auf der Niederschlagsgeraden innerhalb eines sehr engen Bereiches, was darauf hindeutet, dass sehr junge Wässer keine wesentliche Rolle spielen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass Proben möglichst immer nur vom Basisabfluss (bei geringer Schüttung) entnommen wurden

Eine Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhe der Wässer der Eggbrunnquelle wurde verzichtet, da im Nahbereich keine geeigneten Niederschlagsisotopenmessstellen zur Verfügung stehen, die die Verhältnisse im Einzugsgebiet Dorferberg detailliert genug wiedergeben würden.

### Altersdatierung

Die Datierung der Wässer der Eggbrunnquelle erfolgt auf Basis der vorliegenden Tritiumdaten sowie der Niederschlagsinput-Funktionen der Messstellen Feuerkogel und Wildalpen mit Hilfe des Programms MULTIS. Das Vorhandensein zumindest eines älteren Tritium-Wertes aus dem Jahr 1997 führt in diesem Fall zu einer besseren Absicherung des berechneten Alters. Es kann in guter Näherung davon ausgegangen werden, dass die für die Wässer der Eggbrunnquelle ermittelten Alter auch auf die Wässer der benachbarten Felsenquelle übertragbar sind, da die Tritiumdaten im Rahmen der Messgenauigkeit gleich sind und weitere Isotopendaten sowie die hydrochemische Zusammensetzung auf ein identisches Einzugsgebiet hinweisen. Für die Felsenquelle, für die nur zwei Tritiumwerte aus dem Jahr 2006 vorliegen, wurde daher auf eine Modellrechnung verzichtet.

Zur Entwicklung eines plausiblen Abflussmodells wurden folgende Überlegungen angestellt:

Während jeder Probennahme war der Überlauf der Eggbrunnquelle jeweils nur in sehr geringem Ausmaß aktiv. In Kombination mit den Ergebnissen der stabilen Isotope lässt sich zur Interpretation der Tritiumdaten daher voraussetzen, dass jeweils ausschließlich der Basisabfluss (s. Kap. 5.9.3) der Quelle beprobt wurde und dieser nicht durch sehr kurzfristig abfließende Wässer verfälscht wird. Der kurzfristig reagierende Aquifer, der in Hochwasserzeiten durch die Eggbrunnquelle erschlossen wird, fließt damit nicht in das Abflussmodell ein.

Im orografischen Einzugsgebiet wurden vornehmlich sehr engscharige Kluftstrukturen im Hauptdolomit festgestellt. Nur im direkten Austrittsbereich der Quelle konnten Großkluftstrukturen festgestellt werden. Ein engschariges Kluftsystem spricht grundsätzlich für die Dominanz einer Exponentialkomponente. Die Infiltration kann im gesamten Gebiet gleichmäßig erfolgen, der Grundwasserabfluss erfolgt angenähert an ein Porengrundwassersystem gleichmäßig im gesamten Aquifer.

Das kurzfristige Anspringen der Quelle auf Niederschlagsereignisse sowie die Überlagerung des Hauptdolomits durch verkarstungsfähige Kalke im obersten Bereich des orografischen Einzugsgebietes, lassen jedoch auch die Annahme eines kombinierten Abflussmodells mit einem Anteil an Pistonflow-Komponente zu. Unter Berücksichtigung der großen Wassermengen, die das System im Rahmen von Starkniederschlägen zu transportieren fähig ist, kann es sich um einen bedeutenden Pistonflow-Anteil handeln, sofern diese Großklüfte zumindest bereichsweise gegen das Gebirge abgedichtet sind, Kleinkluftsysteme also fehlen. Es wurden daher bei der Modellrechnung sowohl Exponentialmodell als auch kombiniertes Modell mit einem angenommenen Anteil von 75 und 90% Exponentialkomponente untersucht. Zusätzlich wurde die serielle Kombination beider Modellansätze berechnet.

Die Berechnungen wurden aufgrund der geografischen Lage der Quelle zwischen den beiden Niederschlagsstationen sowohl mit der Inputfunktion der Station Feuerkogel als auch der Station Wildalpen durchgeführt.

Die nachfolgende Tabelle 5.9-5 zeigt die Ergebnisse der Berechnungen.

Input-Funktion	Feuerkogel			Wildalpen		
Modell	Anteil EM (%)	MVZ EM (a)	MVZ PM (a)	Anteil EM (%)	MVZ EM (a)	MVZ PM (a)
EM (1)	100	9		100	10	
EM (2)	100	85			82	
EPM(90) (1)	90	84	13	90	75	6.5
EPM(90) (2)	90	72	55	90	69	55
EPM(75) (1)	75	49	55	75	45.5	45000
EPM(75) (1)	75	75	7	75	71	7
EPMser (1)	94	93	93	85	104	104
EPMser (2)	95	9.5	9.5	99	10	10

Tabelle 5.9-5: Mittlere Verweilzeiten der Eggbrunnquelle nach verschiedenen Abflussmodellen und Inputfunktionen.

Die Tabelle 5.9-5 zeigt erneut eine grundsätzliche Problematik der Altersberechnung mit MULTIS, die am Beispiel der Eggbrunnquelle sehr deutlich zum tragen kommt. Grundsätzlich ergeben sich aus der sinusförmigen Ganglinie der Tritiumentwicklung im Niederschlag immer zwei mögliche Wasseralter (1 und 2 in Tab. 5.9-5), die in guten Einklang mit den Messwerten gebracht werden können. Es ist daher jeweils notwendig, die Plausibilität des errechneten Alters unter Berücksichtigung der Aquiferbedingungen zu prüfen.

Die Berechnungen nach Exponentialmodell sowie nach dem seriell kombinierten Modell ergeben unter Verwendung beider möglicher Input-Funktionen mittlere Verweilzeiten zwischen 9 und 10 Jahren. Das serielle Modell weist dabei jedoch jeweils nur eine sehr geringe Pistonflow-Komponente von 1 bis 5% aus. Die Berechnungen mit Hilfe eines parallel kombinierten Abflussmodells ergeben dagegen jeweils unplausible Wasseralter, die im Bereich zwischen 50 und 80 Jahren variieren. Eine derart hohe mittlere Verweilzeit setzt jedoch ein entsprechend großes Reservoir voraus. Die überschlägige Berechnung möglicher Wasseralter auf Basis angeschätzter hydraulischer Kennwerte wie Grundwasserneubildung, Aquifermächtigkeit und Porosität zeigt für den Fall der Eggbrunnquelle, dass maximale Wasseralter von wenigen Jahrzehnten möglich sind. Ein Abflussmodell, welches eine parallele Kombination von Exponential- und Pistonflow-Modell berücksichtigt, kann für den gegenständlichen Fall daher ausgeschlossen werden.

Die Modellrechnung für die Modellansätze EM und EPMser für die Inputfunktionen Feuerkogel und Wildalpen wird durch das Diagramm 5.9-13 dokumentiert. Die Output-Kurven unterscheiden sich dabei nur geringfügig, was zum einen zeigt, dass sich die Niederschlags-Inputverhältnisse im betrachteten Gebiet nicht wesentlich verändern, zum anderen, dass eine geringfügige Pistonflow-Komponente keinen wesentlichen Einfluss auf die Output-Verhältnisse hat. Unter der Annahme eines mehr oder weniger reinen Exponentialmodell-Abflusses innerhalb des Aquifers liegen damit in der Eggbrunnquelle mittlere Verweilzeiten des Basisabflusses von 9 bis 10 Jahren vor.

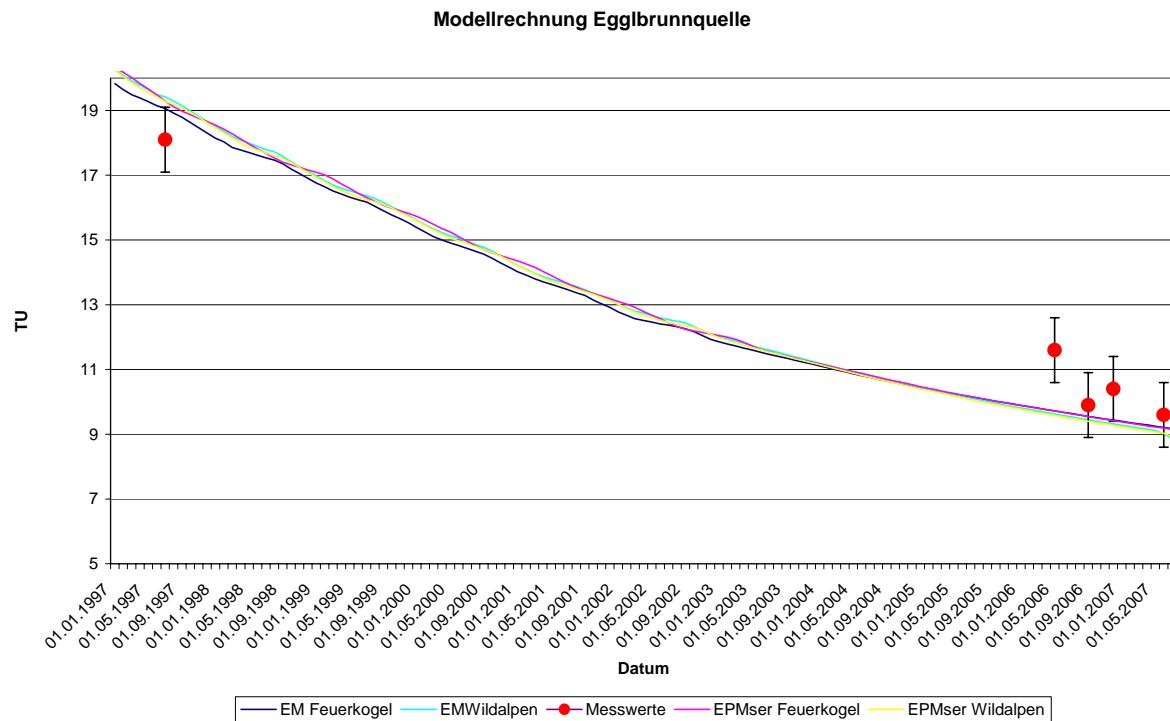


Diagramm 5.9-12: Output-Kurven der Modellrechnung Eggbrunnquelle. Die Messwerte liegen zum Teil deutlich außerhalb der Output-Kurven, die jedoch alle im Beobachtungszeitraum sehr ähnlich verlaufen. Eine Zuordnung muss anhand von geologischen Gegebenheiten erfolgen.

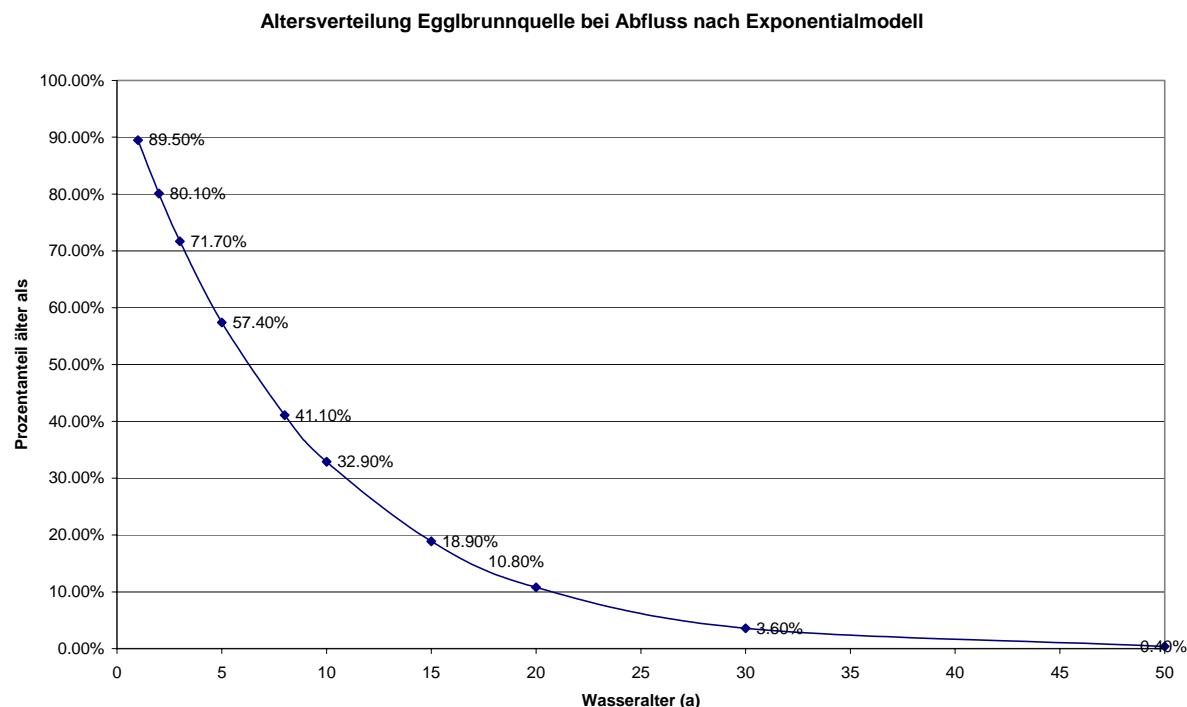


Diagramm 5.9-13: Altersverteilung der Eggbrunnquelle. Nach EM ergibt sich eine Verteilung, bei der der Großteil der Wässer im Bereich zwischen ein und 10 Jahren liegt. Älter als 30 Jahre sind nur mehr 3,6%.

Unter Annahme des exponentiellen Abflussmodells für den Aquifer der Eggbrunnquelle ergibt sich die in Diagramm 5.9-13 dargestellte Altersverteilung, nach welcher 89,5% der Wässer des Basisabflusses älter als ein Jahr sind, 32,9% älter als 10 Jahre und ein Anteil von 0,4% älter als 50 Jahre ist. Ein messbarer Anteil an tritiumfreien Wässern kann nach dieser Berechnung damit für die Eggbrunnquelle ausgeschlossen werden.

Diese Modellrechnung ist jedoch aufgrund der extremen Abweichung der Ergebnisse, die über parallel kombinierte Abflussmodelle erzielt werden und die zu einer völlig abweichenden Charakterisierung des Aquifers führen würden, mit Unsicherheiten behaftet, die über den Einsatz eines zweiten nicht zweideutig interpretierbaren Tracers ausgeräumt werden können. Ob die Anwendbarkeit eines reinen Exponentialmodells hier tatsächlich gegeben ist, wurde daher mit dem Einsatz des Tracermediums  $SF_6$  überprüft.

Dazu wurde am 16.06.2007 eine Probe zur Analyse auf  $SF_6$  und zeitgleich eine Tritiumprobe entnommen.

Die grafische Auswertung des Messwertepaars über die Harfendarstellung im nachfolgenden Diagramm 5.9-14 ergibt ein Alter des Wassers, das bei etwa 11 Jahren mit einem Jungwasseranteil von 90 bis 100% liegt.

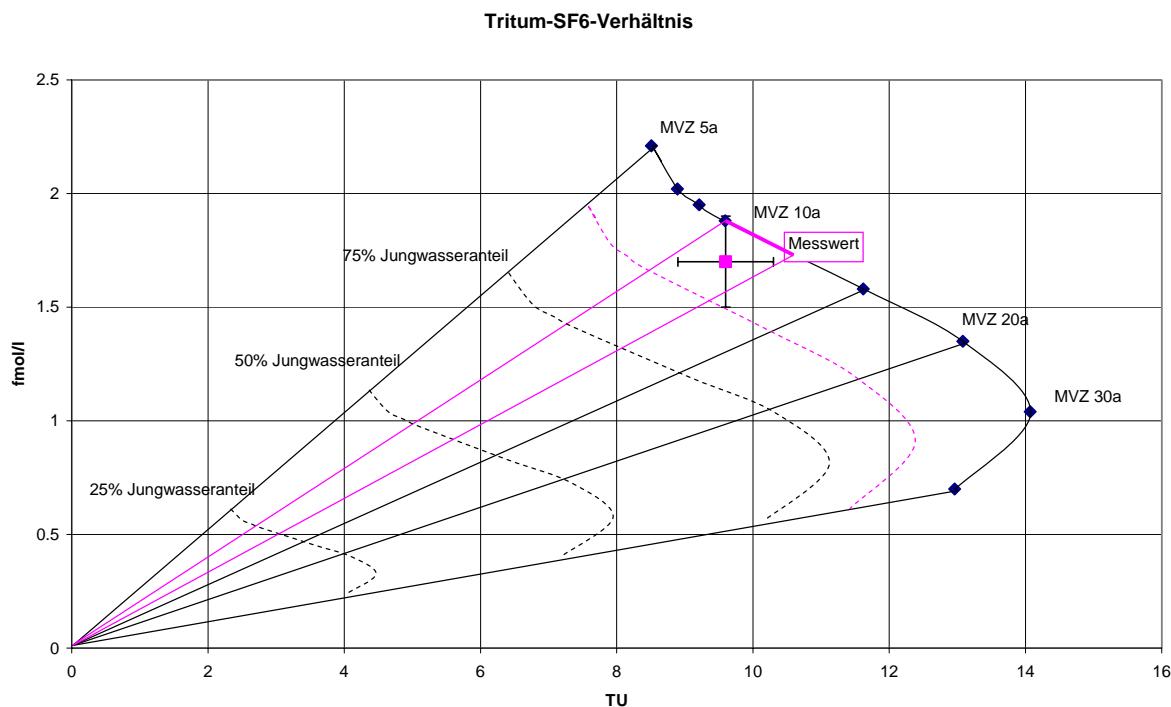


Diagramm 5.9-14: Harfendarstellung des Tritium-  $SF_6$ -Verhältnisses von Wässern definierten Alters, geplottet mit dem Messwert der Eggbrunnquelle. Die Wässer weisen demnach eine mittlere Verweilzeit von 10 bis 15 Jahren auf, wobei der Jungwasseranteil mehr als 95% beträgt.

Die Überprüfung der Tritium-Altersbestimmung über die Untersuchung des  $SF_6$ -Gehaltes bestätigt damit im Wesentlichen die Annahme eines annähernd reinen Exponentialmodells für den Basisaquifer der Eggbrunnquelle, der Wässer mit einer mittleren Verweilzeit von ca. 10 Jahren liefert, die nur einen sehr geringen bis keinen Anteil an tritiumfreier und damit sehr alter Komponente liefern.

### 5.9.7 Zur Frage der Beeinflussung durch den Klauser Tunnel

Zur bis dato nicht abgeschlossenen Diskussion einer Beeinflussung der Eggibrunnquelle durch die Tunnelbautätigkeiten im Zusammenhang mit dem Klauser Tunnel können die hier dargestellten Untersuchungen in folgender Weise einen Beitrag leisten:

Die langjährigen quantitativen Messungen des Betreibers der Quellnutzung Herrn Höller zeigen eindeutig, dass der Basisabfluss der Quelle zeitgleich mit dem Anfahren eines großen Wasserzutritts im Tunnel im Jahr 2001 nachhaltig reduziert wurde.

Die hier angestellten Überlegungen zur Verweilzeit und zum Abflussverhalten der Wässer zeigen, dass im exponentiellen Basisabfluss bei einer mittleren Verweilzeit von etwa 10 Jahren nur etwa 10% der Wässer sehr geringe, weniger als einjährige Verweildauern im Aquifer aufweisen. Unter Berücksichtigung der daraus resultierenden sehr geringen Fließgeschwindigkeiten innerhalb des Aquifers, ist es nicht vorstellbar, dass ein kurzfristiger Wasserabfluss in Richtung Tunnel sich binnen Stunden direkt aufgrund einer hydraulischen Verbindung auf die Eggibrunnquelle auswirkt. Es ist jedoch vorstellbar, dass die hydrostatische Druckentlastung im Gebirge, die durch den Wassereinbruch im Tunnel erfolgt ist, auch im Einzugsgebiet der Eggibrunnquelle wirksam wird. Voraussetzung hierfür wäre, dass gespannte Kluftgrundwassersysteme vorliegen.

Ein Beispiel für ein derartiges Verhalten innerhalb eines Kluftaquifers im Hauptdolomit zeigt die Kommunikation zwischen den beiden Erkundungsbohrungen ER1 und ER4 in Reit im Winkl, die unmittelbar benachbart eine Druckspiegeldifferenz von mehr als 5 m aufweisen, auf das Bepumpen des Nachbarpegels jedoch jeweils messbar mit einem Druckrückgang reagieren (KASSEBAUM, 2006). Sowohl Hydrochemie als auch Isotopensignatur weisen hier auf voneinander getrennte Kluftaquifere hin.

Es ist also möglich, dass die Wässer, die im Tunnel Klaus austreten, zwar nicht in direkter Verbindung mit dem Aquifer der Eggibrunnquelle stehen, dass sie hydrochemisch und isotopisch deutlich voneinander abweichende Zusammensetzungen zeigen und dass dennoch ein ursächlicher Zusammenhang zwischen dem Rückgang der Eggibrunnquelle und dem Wasserzutritt im Tunnel besteht, der auch durch die derzeit durchgeföhrten qualitativen Beweissicherungsuntersuchungen nicht endgültig auszuschließen sein wird.

## 5.10 WVA Waidhofen/Ybbs

### 5.10.1 Beschreibung der Messstellen



Abbildung 5.10-1: Lage der Mitterlug- und der Steinbruchquelle Waidhofen/Ybbs (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

#### Mitterlugquelle

Die Mitterlugquelle befindet sich im Gemeindegebiet von Waidhofen/Ybbs im Lugergraben, welcher südlich vom Stadtgebiet in ENE-Richtung verläuft und in den Waidhofenbach mündet. Die Quelle ist innerhalb eines weitläufigen Grabens inmitten einer landwirtschaftlich genutzten Fläche auf einer Seehöhe von 540 m gefasst und rinnt in freiem Abfluss zu einem ca. 100 m unterhalb gelegenen Hochbehälter. Die Quelle liegt am Nordhang des 868 m hohen Glashüttenberges und ist Teil der Wasserversorgung der Stadt Waidhofen/Ybbs.

#### Steinbruchquelle

Bei der Steinbruchquelle Waidhofen handelt es sich um einen provisorisch gefassten Austritt innerhalb eines Grabens. Sowohl der Nutzer der Quelle als auch die Art der Nutzung sind der Gemeinde derzeit nicht bekannt, obwohl die Quelle auf einem gemeindeeigenen Grundstück zu Tage tritt. Die Quelle wurde im Rahmen von hydrogeologischen Untersuchungen innerhalb des Grabens entdeckt und soll möglicherweise in Zukunft Teil der Wasserversorgungsanlage der Stadtgemeinde Waidhofen/Ybbs werden. Derzeit verläuft aus einem am Grabenrand befindlichen Betonschachtring eine teilweise vergrabene Wasserleitung bachwärts. Der weitere Verlauf konnte bisher nicht festgestellt werden und ist der Gemeinde nicht bekannt. Direkt unterhalb der provisorischen Fassung mündet eine Überlaufleitung in das Bachbett. An diesem Überlauf fanden alle Messungen von Vor-Ort-Parametern sowie die Probennahmen statt.

## 5.10.2 Datengrundlage

Im Zuge der Planung und des Ausbaues des Wasserversorgungssystems der Gemeinde Waidhofen/Ybbs wurden in den vergangenen Jahren umfangreiche hydrogeologische Untersuchungen von ARC Seibersdorf Research GmbH, Doz. Dr. Hacker an allen genutzten Quellen durchgeführt. Neben hydrochemischen Untersuchungen liegen auch bereits Isotopenuntersuchungen und eine entsprechende Interpretation der Daten vor.

Das orografische Einzugsgebiet der Steinbruchquelle liegt innerhalb des Untersuchungsraumes der im Rahmen der hydrogeologischen Untersuchungen durchgeführten Erkundungsmaßnahmen. Da die Quelle zum Zeitpunkt der Untersuchungen noch nicht bekannt war, wurden hier bis dato keine detaillierten hydrochemischen Untersuchungen oder Isotopenanalysen durchgeführt. Die Datengrundlagen mussten daher im Zuge des Projekts erarbeitet werden.

- ARC Seibersdorf Research GmbH, Doz. Dr. HACKER, 2003 Bericht: Hydrologisch-hydrogeologische Untersuchungen im Bereich des Glashüttenberges zur Frage des engeren Schutzgebietes für die Kerschbaumer-Quelle

## 5.10.3 Geologisch-hydrogeologische Situation

Das Einzugsgebiet der untersuchten Aufschlüsse bildet das Massiv des Glashüttenberges mit seinem westlich angrenzenden Nachbarn, dem Sonnbergspitzl. Strukturgeologisch betrachtet, liegt das Untersuchungsgebiet innerhalb des Frankenfelser-Lunzer-Deckensystems. Der Hauptdolomit des Glashüttenberges bildet den Kern einer SW-NE-verlaufenden Muldenstruktur und ist unterlagert von den als relative Stauer fungierenden Gesteinen der Opponitzer Schichten. Der bereichsweise massive aber auch verbreitet gebankte Hauptdolomit zeigt insgesamt ein NE- oder auch ESE-Streichen und die typischen engscharigen Kluftsysteme und grusigen Verwitterungsschwarten.

Der Gebirgskomplex wird im Norden durch das Tal des Luger Baches begrenzt, welches eine Überschiebungsbahn aufschließt, an der Opponitzer Schichten auf den stratigrafisch hangenden Hauptdolomit aufgeschoben wurden. Im Süden bildet das Tal des Waidhofenbaches die Begrenzung der Synkinalstruktur.

Das gesamte Gebiet im Umfang von ca. 14 km<sup>2</sup> wurde im Zuge einer Schutzgebietsausweitung von HACKER, 2003 kartiert. Obwohl dieser die Verkarstungsfähigkeit des anstehenden Gesteins als mitverantwortlich für die hydrogeologische Situation macht, stellt er fest, dass im Zuge der Kartierungsarbeiten nur vereinzelt klassische Verkarstungerscheinungen festgestellt werden konnten, so z.B. im Bereich Lugerreith, wo die Kontaktzone unterschiedlich leitender Gesteine sowie die tektonische Beanspruchung zur Ausbildung von Trockentälern, Dolinen etc. führt.

HACKER, 2003 beschreibt außerdem als typische Erscheinung des Untersuchungsraumes viele kleine Austritte (insgesamt ca. 70 auf 14 km<sup>2</sup>), die dann ohne Versickerung bis zum Vorfluter gelangen und macht hierfür die zahlreichen z.T. nur Zentimeter mächtigen bindigen Zwischenlagen im Dolomit verantwortlich, die als lokale Stauer fungieren.

Die großräumig ausgeprägte SW-NE-gerichtete Muldenstruktur erfüllt eine Leitfunktion für die Entwässerung des Gebirgsstocks. Daher liegen die stärksten Quellen und damit der Hauptabfluss des Glashüttenberges im Waidhofenbachtal im Geländeknick zwischen Talfüllung und Hangbereich. HACKER, 2003 vermutet aufgrund älterer Berichte, in denen von

„diffusen Ausquellungen“ oder Wallern die Rede ist, dass es sich hierbei um Überlaufquellen aus dem Kluftgrundwasser handelt.

Dies ist der Grund für die stark unterschiedlichen Schüttungsmengen im Norden des Glashüttenberges im Vergleich zu den weit größeren Austritten im Osten des Massivs, welche direkt in der Muldenachse liegen. So werden an der Kerschbaumer Quelle Schüttungsmengen um 50 l/s gemessen, während die hier untersuchte Mitterlugquelle im Mengenbereich von 2-8 l/s liegt.

### Mitterlugquelle

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Austritten im Waidhofenbachtal liegt die Mitterlugquelle in erhöhter Position am Nordhang des Glashüttenberges und ist sicher als Schichtquelle anzusehen. Die dem Hauptdolomit im Bereich unterhalb des Quellaustrittes unterlagerten Schiefer und Rauhwacken der Opponitzer Formation bilden einen relativen Stauer und führen so zum Austritt der Quelle Mitterlug. Neben ihrer topografisch erhöhten Position ist auch ihre Lage im Bereich des Muldenschenkels, und damit senkrecht zur Hauptentwässerungsrichtung, für ihre vergleichsweise geringe Schüttung verantwortlich.

Im Rahmen der Schutzgebietsuntersuchungen (HACKER, 2003) wurden an repräsentativen Quellaustritten des Glashüttenberges qualitative und quantitative Dauermessungen über ein Jahr durchgeführt. Dabei zeigte sich grundsätzlich, dass es sich bei allen Austritten um eindeutig dolomitbeeinflusste Wässer handelt, wobei die Mitterlugquelle zusammen mit den Wässern des Waidhofenbaches die höchsten Ca-Mg-Verhältnisse, geringe Natrium und Chloridgehalte sowie auch geringe Sulfatgehalte aufwies. Die Hydrochemie zeigte damit deutliche Unterschiede zur größten Quelle im Untersuchungsgebiet, der Kerschbaumer-Quelle, für die aufgrund der hydrochemischen Zusammensetzung ein Oberflächeneinfluss nicht gänzlich ausgeschlossen werden kann. Die Online-Erfassung der Wassertemperatur ergab für die Mitterlugquelle eine um ca. 0,5 °C geringere Durchschnittstemperatur als für die großen Quellen im Waidhofenbachtal. HACKER (2003) interpretiert dies als Hinweis dafür, dass die Mitterlugquelle im Vergleich zu den Talquellen einen geringeren Tiefgang aufweist und sieht darin nicht unbedingt einen Beleg für ein höheres mittleres Einzugsgebiet der Quelle.

Aus Tritiummessungen, die auf Basis der Niederschlagsmessstation N-80 Wildalpen ausgewertet wurden, wurde für die Mitterlugquelle eine mittlere Verweilzeit von 6 bis 8 Jahren ermittelt. Ein Einbruch der <sup>18</sup>O-Konzentrationen zu Zeiten der Schneeschmelze wird von HACKER, 2004 dahingehend gedeutet, dass hier kurzfristig sehr junge Wässer, möglicherweise aus getrennten Zubringern mit diesen alten Wässern vermischt werden. Aus einer Korrelation der Tritiumwerte mit zusätzlich durchgeführten Untersuchungen der CFC-Gehalte ergab sich im Rahmen der Untersuchungen durch HACKER, 2003 ein Alter der Mitterlugwässer von 8 +/- 2 Jahren. Aus den stabilen Isotopen wurde eine mittlere Einzugsgebietshöhe von 750 bis 770 m für die Mitterlugquelle abgeleitet.

Vom Betreiber der Quellfassung wird seit dem Jahr 2005 im Bereich des Luger Grabens der Niederschlag täglich erfasst. Außerdem wird die Schüttung der Mitterlugquelle seit Dezember 2005 täglich gemessen. Die Daten sind im nachfolgenden Diagramm 5.10-1 dargestellt und zeigen, dass die Mitterlugquelle im Beobachtungszeitraum Dezember 2005 bis Februar 2007 Schwankungen im Bereich zwischen 1,76 l/s im Februar 2006 und 8,99 l/s im August 2006 und damit einen Schüttungsquotienten von 0,2 aufweist. Besonders niedrige Werte liegen im Winter 2005/2006 vor. Mit der Schneeschmelze Ende März 2006 steigt die Schüttung kurzfristig auf über 6 l/s, geht dann auf ca. 4 l/s zurück. Im niederschlagsreichen Sommer 2006 steigt die Quellschüttung dauerhaft auf über 6 l/s an. Kurzfristig steigt die Schüttung

tung im Zusammenhang mit Starkniederschlägen auf Werte um 8 l/s an. Dieser kurzfristige Anstieg geht jedoch jeweils innerhalb weniger Tage wieder auf den Basisabfluss zurück. Im trockenen Herbst 2006 und Winter 2006/2007 geht die Schüttung bis Februar 2007 wieder auf Werte um 4 l/s zurück.

Die Auswertung der Trockenwetterabflusslinie zeigt für die Mitterlugquelle einen Basisabfluss von mindestens 2 l/s, der kurzfristig von Starkniederschlägen überlagert wird.

In der Trockenwetterfalllinie werden nur die fallenden Ganglinienabschnitte dargestellt. Diese stellen die niederschlagfreien Zeiten dar und geben damit den tatsächlichen, nicht kurzfristig von Niederschlägen beeinflussten Quellabfluss wieder. Die Steigung der zusammengesetzten Kurve ist dabei ein Maß für das Retentionsvermögen des Einzugsgebietes. Der flache Linienverlauf mit einem Rückgang der Quellschüttung von 8 auf 2 l/s über eine Zeitdauer von 180 Tagen (Diagramm 5.10-2) zeigt, dass die Mitterlugquelle über ein großes Speichervermögen verfügt und Niederschlagsereignisse nur kurzfristig in der Quellschüttung wirksam werden.

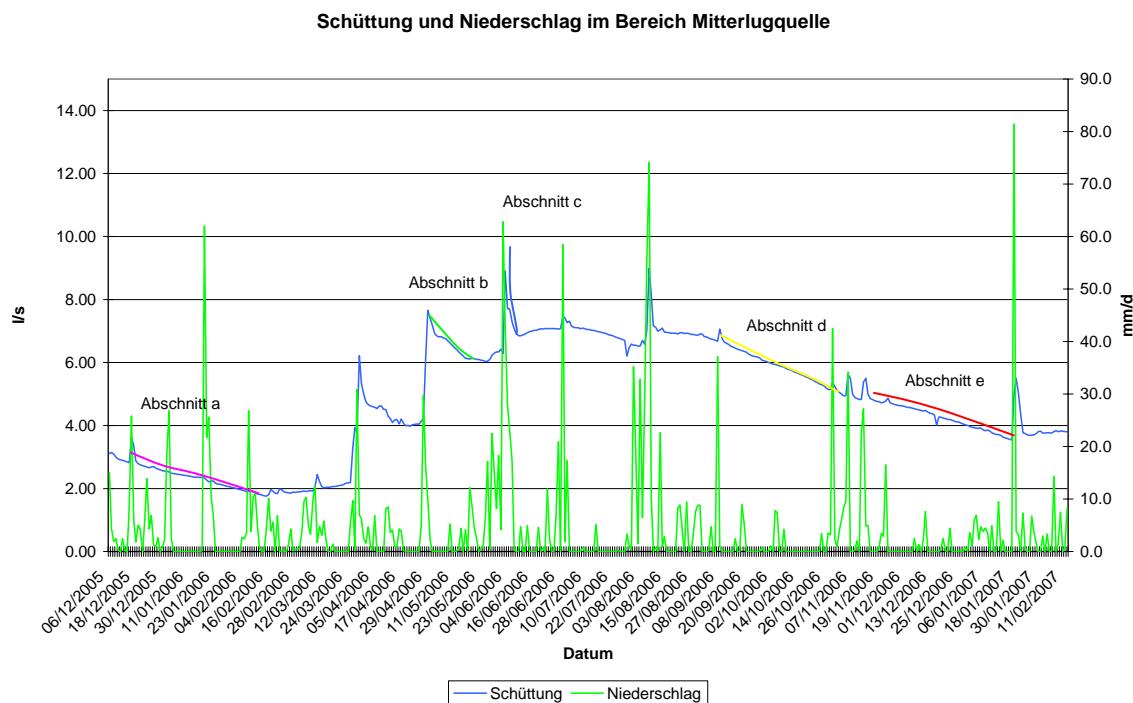


Diagramm 5.10-1: Schüttungsganglinie der Mitterlugquelle mit Niederschlagsverlauf. Niederschlagsspitzen führen zu einem kurzfristigen Spitzenabfluss, erhöhen aber auch den Basisabfluss nachhaltig. Ebenso führt die Schneeschmelze im April 2006 zu einem kurzfristigen starken Anstieg der Schüttungsmenge. Auf Winterniederschläge reagiert die Quelle nicht.

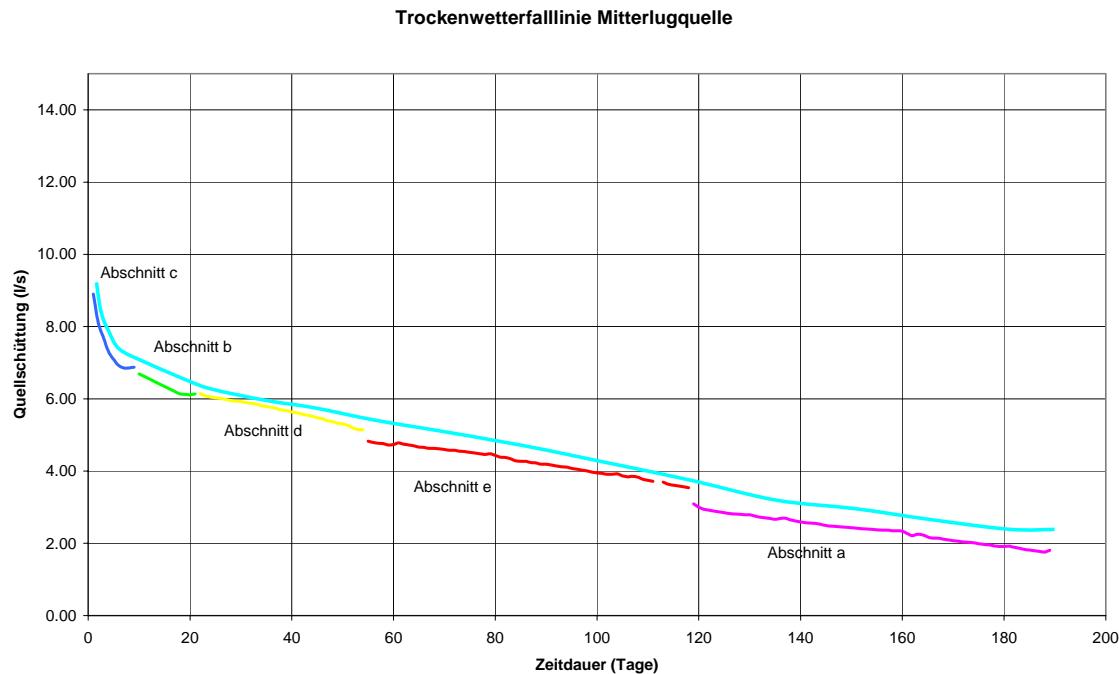


Diagramm 5.10-2: Trockenwetterfalllinie Mitterlugquelle. Der relativ flache Verlauf der Trockenwetterfalllinie weist auf ein gutes Retentionsvermögen des Aquifers hin. Abflussspitzen von max. 9 l/s gehen innerhalb weniger Tage auf ca. 7 l/s zurück. Danach erfolgt der Schüttungsrückgang sehr langsam bis zu einer Minimalschüttung von ca. 2 l/s innerhalb von 180 Tagen.

### Steinbruchquelle

Die Quelle liegt am Osthang des Glashüttenberges innerhalb eines temporär wasserführenden Grabens. Die geologischen Gegebenheiten entsprechen insgesamt jenen im Bereich der Mitterlugquelle. Auch hier bilden die engscharigen Kluftsysteme die Grundlage für die Infiltration der Niederschlagswässer sowie für die Wasserwegigkeit innerhalb des Gebirges. Die Quelle befindet sich im südlichen Schenkel der Synklinale nahe deren Achse, allerdings in einer gegenüber den großen Quellen im Talboden erhöhten Position. Es steht zu vermuten, dass es sich hierbei um einen aufgrund der oben beschriebenen Stauwirkung durch geringmächtige Tonhorizonte im Hauptdolomit erzwungenen Austritt, also ebenfalls um eine Schichtquelle handelt. Qualitative und quantitative Untersuchungen der Steinbruchquelle lagen bei Beginn des Projektes nicht vor, da die Quelle erst vor kurzem im Zuge von Schüttungsmessungen am Oberflächengerinne im Steinbruch entdeckt wurde.

## 5.10.4 Geländebefund

### Mitterlugquelle

Das Einzugsgebiet der Mitterlugquelle wurde im September 2005 begangen und geologisch und hydrogeologisch kartiert. Es wurde dabei auf Quellaustritte, Versickerungen und Oberflächengewässer sowie auch auf alle geologisch relevanten Aufschlüsse geachtet. Zur Abklärung der Lagerungs- und Strukturverhältnisse im Einzugsgebiet wurden Gefügedaten gesammelt. Diese sind in Anhang 1 zu finden.

Das orografische Einzugsgebiet der Mitterlugquelle reicht von einer Seehöhe von ca. 500 m bis zum nördlichen Ausläufer des Glashüttenberges auf einer Seehöhe von ca. 800 m. Der

Austritt liegt innerhalb eines ausgeprägten steil nach Süden ansteigenden Grabens, dessen Flanken sich nach oben verflachen und schließlich ab einer Seehöhe von 700 m einen gleichmäßigen mit ca. 40° nach Süden geneigten Hang bilden. Die Größe des orografischen Einzugsgebietes liegt bei ca. 0,3 km<sup>2</sup>.

Im orografischen Einzugsgebiet der Mitterlugquelle wurden keine weiteren Quellaustritte, Gerinne oder Versickerungen festgestellt. Geologische Aufschlüsse finden sich nur im Zusammenhang mit Straßenanschnitten entlang einer durch das Einzugsgebiet verlaufenden Forststraße. Der hier aufgeschlossene Hauptdolomit zeigt in Bereichen geringer Verwitterung deutliche Klüftungen. Es können sich aus der Analyse der bruchtektonischen Strukturen zwei eindeutige Kluftrichtungen ausmachen lassen. Zum einen handelt es sich um NE-streichende mittelsteil nach SW bzw. NE-einfallende Klüfte, welche von steilen NW-streichenden Klüften überprägt werden. Ein in etwa N-S-streichendes älteres Kluftsystem ist verantwortlich für die Anlage der grabenartigen Eintiefung oberhalb der Quellfassung.

Im Zuge der Probennahme wurde an der Mitterlugquelle bei einer Schüttung von 2,2 l/s am Überlauf eine elektrische Leitfähigkeit von 372 µS/cm bei einer Temperatur von 8,7 °C gemessen.

#### Steinbruchquelle

Die Steinbruchquelle wurde auf Anregung des Wasserwerksleiters der Stadtgemeinde Waidhofen/Ybbs mit in das Untersuchungsprogramm einbezogen, da diese für die zukünftige Wasserversorgung von Bedeutung sein könnte und hier bisher keine Untersuchungen vorliegen. Da die Quelle die vorher festgelegten Eignungskriterien erfüllt, wurde auch sie mitbepröbt und ihr orografisches Einzugsgebiet untersucht. Die Begehung hierzu fand am 15.09.2005 statt.

Die Steinbruchquelle liegt an der südlichen Böschung eines Grabens, der den Glashüttenberg nach Osten hin entwässert, wobei hier temporäre Zuflüsse aus je nach Wasserdargebot unterschiedlich lokalisierten Quellen vorliegen. Die Steinbruchquelle selbst, die etwa 2 m über dem Bachbett provisorisch gefasst wurde, schüttet offensichtlich permanent, wobei keine Informationen über den Schüttungsverlauf vorliegen. Das orografische Einzugsgebiet der Quelle erstreckt sich über den Osthang des Glashüttenberges auf einer Seehöhe zwischen 500 und 750 m und wird von zwei morphologischen Rücken begrenzt. Die Größe des orografischen Einzugsgebietes beträgt 0,15 km<sup>2</sup>.

Im Einzugsgebiet wurden nur wenige Aufschlüsse und ein weiterer diffuser Quellaustritt mit Wiederversickerung festgestellt. Generell ist der steil nach NE geneigte Hang stark bewaldet, der Hauptdolomit hier mit Humus bedeckt.

Im Bereich des wenigen Zehner Meter südwestlich der Steinbruchquelle gelegenen Austrittes wurde aufgrund der Wasserführung die Felslinie freigelegt. Diese ist hier jedoch großflächig wieder mit Kalksintern bedeckt.

Aufgrund der geringen Aufschlussdichte sowie der Versinterung der anstehenden Felsoberflächen konnten nur sehr wenige Gefügedaten aufgenommen werden. Aufgrund der Lage der Steinbruchquelle lässt sich schließen, dass die Wasserführung an die festgestellten steilen NE-streichenden und nach NW-einfallenden Klüfte gebunden ist. Im Zuge der Probennahme wurde eine Schüttung von 1 l/s gemessen, wobei nicht eindeutig klar ist, ob es sich dabei nur um einen Überlauf handelt bzw. wie viel Wasser über eine Leitung hier entnommen wird. Der Betreiber der provisorischen Fassung ist bisher nicht bekannt. Es wurde eine

gegenüber der Mitterlugquelle signifikant höhere elektrische Leitfähigkeit von 446 µS/cm bei einer Temperatur von 11,8 °C gemessen.

### 5.10.5 Auswertung der hydrochemisch-physikalischen Daten

Die Beurteilung der Wässer hinsichtlich ihrer hydrochemischen Eigenschaften erfolgt auf Basis einer im Zuge des Projektes im Mai 2006 durchgeföhrten hydrochemischen Analyse. Im Rahmen des oben erläuterten Projektes HACKER, 2003 wurden umfangreiche hydrochemische Untersuchungen an der Mitterlugquelle durchgeföhr, die jedoch von der Gemeinde nicht im Detail zur Verfügung gestellt werden konnten. Für den Zeitraum 1999 bis 2006 wurden vom Betreiber einige der vorgeschriebenen halbjährlichen hydrochemischen Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Für die Steinbruchquelle, die nicht im Wasserversorgungsnetz der Stadtwerke Waidhofen Ybbs ist, musste ausschließlich auf eigene Daten zurückgegriffen werden. Hierfür liegt daher nur ein Datensatz vor.

Mittels hydrochemischer Modellierung mit Hilfe des Programmpaketes PhreeqC wurden die vorliegenden Daten auf Plausibilität und Vollständigkeit geprüft. Es wurde in einer der Analysen ein Ionenbilanzfehler von 4% über einen Ladungsausgleich mit Hilfe von Natrium bereinigt (s. Anhang 2). Die korrigierten Daten fließen in die nachfolgenden Betrachtungen ein.

Tabelle 5.10-1 zeigt die Ergebnisse der wichtigsten Parameter, bei denen es sich neben pH-Wert und elektrischer Leitfähigkeit um die Kationen Calcium, Magnesium, Natrium sowie die Anionen Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid handelt.

Probe	Datum	pH	El. Leitfähigkeit µS/cm	Temperatur °C	Na mg/l	K mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l
Mitterlugquelle	15/09/1999	7.8	400	9.9			40	26		8	212.95
Mitterlugquelle	10/04/2003										
Mitterlugquelle	02/06/2003										
Mitterlugquelle	01/07/2003			8.7							
Mitterlugquelle	28/08/2003		366	9.1							
Mitterlugquelle	01/10/2003			8.6							
Mitterlugquelle	03/11/2003			8.7							
Mitterlugquelle	03/12/2003	7.7	450				58	22	9	8	228.81
Mitterlugquelle	12/01/2004			7.5							
Mitterlugquelle	01/04/2004		361	8.7							
Mitterlugquelle	03/06/2004		360	8.7							
Mitterlugquelle	24/07/2004			8.7							
Mitterlugquelle	31/08/2004		375	8.2							
Mitterlugquelle	15/09/2005										
Mitterlugquelle	17/11/2005	7.7	362		0.01		41	21.7		7.1	192.2
Mitterlugquelle	07/06/2006	7.73	335	7.7	0.01		41.8	23.7	0.01	6.5	210.51
Mitterlugquelle	06/12/2006	8.03	330	7.5			42.1	24	0.01	9.3	209.29
Mitterlugquelle	01/09/2005	7.5	372	8.7							
Mitterlugquelle	23/05/2006	7.69	367	8.3	0.35	0.25	44	23	0.83	7.3	225.76
Mitterlugquelle	12/09/2006	7.86	367	9.5							
Mitterlugquelle	20/12/2006		368								
Steinbruchquelle	15/09/2005	7.7	446	11.8							
Steinbruchquelle	24/05/2006	7.5	423	9.2	0.33	0.45	53	26	0.63	5.4	274.58
Steinbruchquelle	12/09/2006	7.72	432	11.1							
Steinbruchquelle	20/12/2006		450								

Tabelle 5.10-1: Analysenergebnisse der Messstellen Mitterlugquelle und Steinbruchquelle, Waidhofen/ Ybbs

#### Vor-Ort-Parameter

Die Vor-Ort-Parameter wurden jeweils bei jeder Isotopenprobennahme sowie bei der hydrochemischen Probennahme gemessen. Die gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten lagen dabei im Bereich um 370 µS/cm in der Mitterlugquelle und zwischen 420 und 450 µS/cm in der Steinbruchquelle.

Die gemessenen pH-Werte liegen mit Werten um 7,5 bis 8 im leicht basischen Bereich.

Die Wassertemperaturen während der Probennahmen lagen zwischen 7,7 und 9,9°C in der Mitterlugquelle und zwischen 9°C und 11 °C in der Steinbruchquelle.

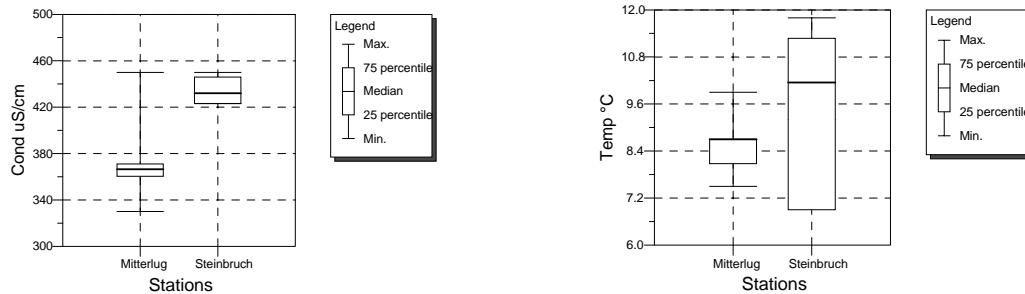


Diagramm 5.10-3 und Diagramm 5.10-4: Variationen der elektrischen Leitfähigkeiten und Temperaturen Waidhofen. Die insgesamt geringen Leitfähigkeiten in der Mitterlugquelle sind von einer breiteren Streuung der Extremwerte begleitet. Die Steinbruchquelle weist dazu höhere und stärker schwankende Temperaturen auf.

Parameter	Einheit	Min	Max	Mitterlwert	Standardabweichung	Medianwert	Probenzahl
Ca	mg/l	40.00	58.00	44.48	6.75	41.80	6
Mg	mg/l	21.70	26.00	23.40	1.56	23.00	6
Na	mg/l	0.01	0.35	0.12	0.20	0.01	3
Cl	mg/l	0.01	9.00	2.46	4.38	0.01	4
HCO <sub>3</sub>	mg/l	192.20	228.81	213.25	13.15	210.51	6
SO <sub>4</sub>	mg/l	6.50	9.30	7.70	0.97	7.30	6
TEMP	°C	7.50	9.90	8.57	0.67	8.70	15
pH		7.50	8.03	7.73	8.19	0.00	8
Cond	uS/cm	330.00	450.00	370.23	29.49	366.50	13

Tabelle 5.10-2: statistische Auswertung der hydrochemischen Daten der Mitterlugquelle

Parameter	Einheit	Min	Max	Mittelwert	Standardabweichung	Medianwert	Probenzahl
TEMP	°C	9.20	11.80	10.70	1.35	10.15	3
pH		7.50	7.72	7.63	8.15		4
Cond	uS/cm	423.00	450.00	437.75	12.50	432.00	4

Tabelle 5.10-3: statistische Auswertung der vor Ort Messungen Steinbruchquelle

## Ionenkonzentrationen

**Box and Whisker Plot Mitterlugquelle**

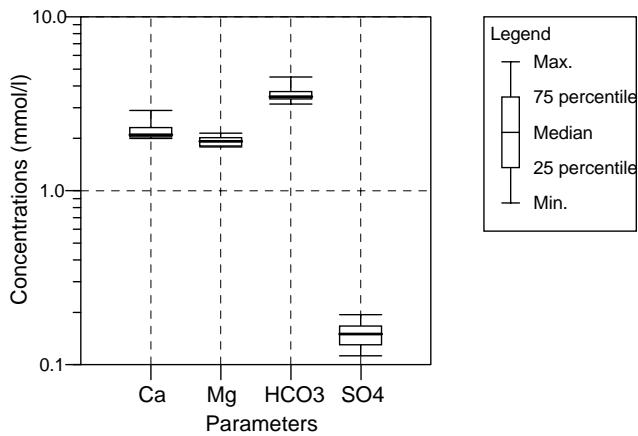


Diagramm 5.10-5: Variationen der wichtigsten hydrochemischen Parameter der Mitterlugquelle. Calcium- und Magnesiumkonzentrationen sind hier annähernd gleich. Der Ladungsausgleich erfolgt hauptsächlich über Hydrogenkarbonat. Sulfat spielt hier eine nur untergeordnete Rolle.

Die Auswertung der gemessenen Ionenkonzentrationen wurde mit Hilfe von Diagrammdarstellungen (siehe Diagramme 5.10-6 bis 5.10- 8) durchgeführt.

Wie der Schoeller-Plot in Diagramm 5.10-6 zeigt, liegen die Werte für die Hauptkomponenten Calcium, Magnesium, Hydrogenkarbonat und Sulfat immer in etwa in gleicher Größenordnung vor. Dabei unterscheiden sich die Wässer der Mitterlug- und der Steinbruchquelle nur unwesentlich voneinander. Auffallend sind die starken Schwankungen der Natrium und Chloridgehalte, die im Zuge der verschiedenen Probennahmen verzeichnet wurden. Gehalte um 0,3 mg/l für Natrium und 0,6 bis 0,8 mg/l für Chlorid wurden im Zuge der eigenen Beprobung im Mai 2006 festgestellt, während vorangegangene und spätere Probennahmen im Auftrag der Wasserwerke Waidhofen nicht nachweisbare bzw. sehr geringe Natrium- und Chloridgehalte zeigen.

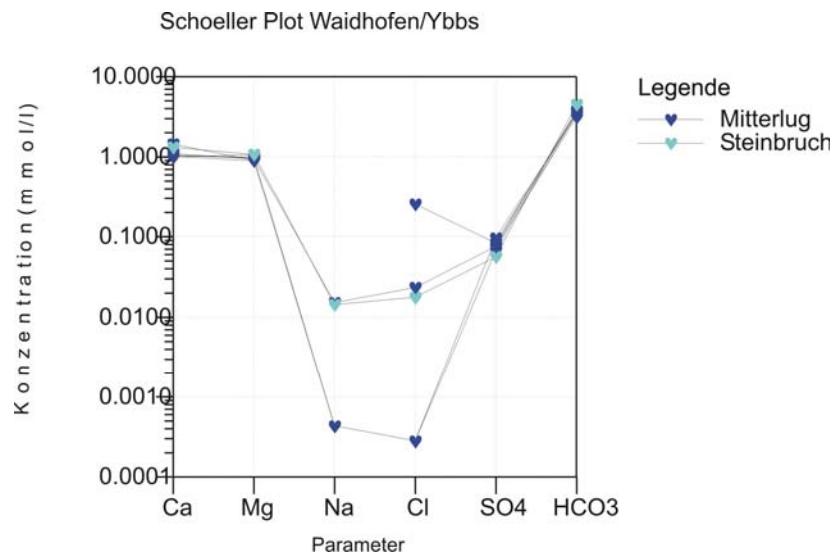


Diagramm 5.10-6: Schoeller-Plot Quellen Waidhofen/Ybbs. Ein annähernd ausgeglichenes Calcium-Magnesium-Verhältnis steht Hydrogenkarbonat als wichtigster Anionenkomponente gegenüber. Natrium, Chlorid und Sulfat treten nur untergeordnet auf. Auffällig sind große Schwankungen der Natrium-Chlorid-Gehalte in der Mitterlugquelle, allerdings auf niedrigem Niveau.

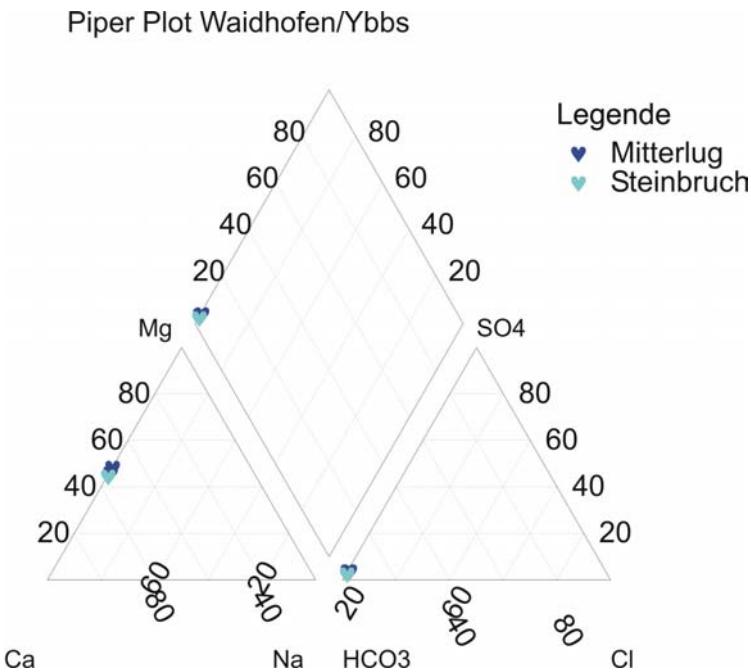


Diagramm 5.10-7: Piper Plot Quellen Waidhofen/Ybbs. Die Verhältnis-Darstellung zeigt, dass ausschließlich Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat in der Lösung von Bedeutung sind. Ein ausgeglichenes Calcium-Magnesium-Verhältnis steht Hydrogenkarbonat als einziger Anionenkomponente gegenüber.

Die Darstellung im Piper-Diagramm (Diagramm 5.10-7) zeigt, dass auch die Quellen im Bereich Waidhofen/Ybbs eindeutig von den Hauptkomponenten Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat bestimmt werden.

Diese für die Zusammensetzung der Wässer bestimmenden Parameter weisen eindeutig auf einen karbonatischen Grundwasserleiter hin. Die Gehalte an Natrium und Chlorid sind mit

jeweils weniger als 1 mg/l sehr gering, die Sulfatgehalte liegen bei 7 mg/l bzw. 5 mg/l und zeigen damit ebenfalls geringe Werte.

Eine Beeinflussung der Quellen durch evaporitische Gesteine im Quelleinzugsgebiet kann damit grundsätzlich ausgeschlossen werden. Die geringen Sulfatgehalte können z.B. auf Einflüsse aus der ungesättigten Bodenzone zurückgeführt werden.

Die hydrochemische Modellierung (Anhang 2) zeigt, dass sowohl Kalzit als auch Dolomit geringfügig übersättigt auftreten, während Gips und Anhydrit deutlich untersättigt vorliegen. Nur  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$  treten als aquatische Spezies in nennenswerter Konzentration auf.

### Ca-Mg-Verhältnis

Hinsichtlich des Calcium-Magnesium-Verhältnisses zeigt sich bei den Wässern der Mitterlug- und der Steinbruchquelle ein Quotient von etwa 1,2 was deutlich auf ein durch Hauptdolomit geprägtes Einzugsgebiet hindeutet.

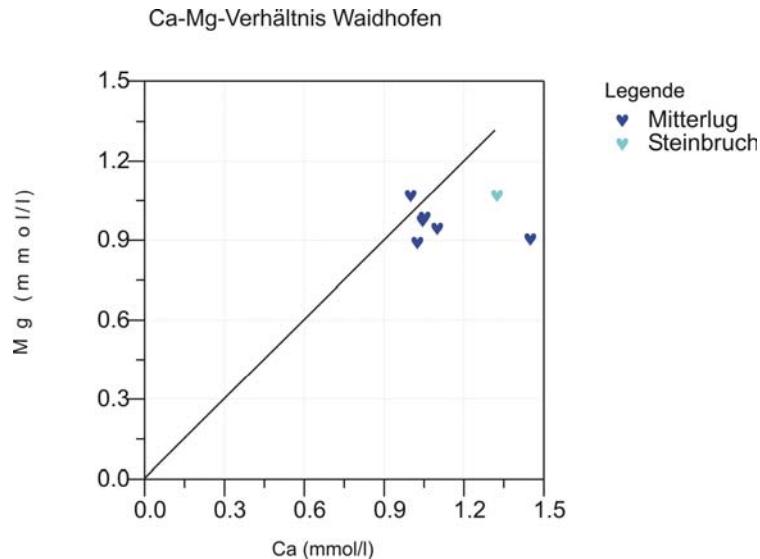


Diagramm 5.10-8: Calcium-Magnesium-Verhältnis Waidhofen/Ybbs. Die Verhältnisse liegen für beide Quellen jeweils im Nahbereich der 1:1-Linie, was auf ein ausgeglichenes Ca-Mg-Verhältnis hinweist. Das einzelne Messergebnis, das zu einem höhern Ca-Mg-Verhältnis in der Mitterlugquelle führt, müsste hinsichtlich der Verhältnisse während der Probennahme hinterfragt werden.

Sowohl die eigene Geländeaufnahme als auch die Ausführungen von HACKER, 2003 zeigen im orografischen Einzugsgebiet ausschließlich Hauptdolomit. Die dem Quellaustritt der Mitterlugquelle unterlagernden Einheiten der Opponitzer Kalke und Lunzer Schichten, beeinflussen die Wässer offensichtlich nicht. Auch im Bereich der Steinbruchquelle können in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der hydrochemischen Analytik keine Anhaltspunkte auf den Einfluss anderer Formationen festgestellt werden.

Das Calcium-Magnesium-Verhältnis zeigt deutlich, dass es sich bei den beiden Quellen um Wässer handelt, die ausschließlich aus einem Kluftquifer gespeist werden, der von Hauptdolomit aufgebaut wird.

Ein Einfluss evaporitischer Gesteinsformationen kann auf Basis der hydrochemischen Zusammensetzung sowie der geologischen Gegebenheiten weitgehend ausgeschlossen werden.

### 5.10.6 Auswertung der Isotopendaten

Im Rahmen der Untersuchungen im Auftrag der Wasserwerke Waidhofen wurden von HACKER, 2003 neben hydrochemischen auch isotopenhydrologische Untersuchungen an zahlreichen Quellen durchgeführt. Dabei wurde auch die Mitterlugquelle im Zeitraum 2003 bis 2004 mehrfach auf die stabilen Isotope  $^{18}\text{O}$  und Deuterium sowie auf Tritiumgehalte hin untersucht. Zur Verifizierung der Tritiumalter wurde außerdem anhand von vier Proben im Jahr 2004 der Gehalt an CFC11, CFC12 und CFC113 gemessen und von Dr. Hacker dankenswerter Weise für die weitere Bearbeitung im Rahmen der gegenständlichen Arbeit zur Verfügung gestellt. Der fachliche Hintergrund sowie die Vorgangsweise bei der Auswertung der Daten wurden in Kap. 3.4 detailliert erläutert.

Die gemessenen Isotopenwerte sowie die CFC-Daten sind in nachfolgender Tabelle 5.10-4 aufgelistet:

Probenbezeichnung	Entnahmedatum	$^{18}\text{O}$	$^2\text{H}$	Deuterium-Exzess	$^3\text{H}$	Fehler	CFC11	CFC12	CFC113
Mitterlugquelle	10/04/03	-11.08			11.5	0.6			
Mitterlugquelle	02/06/03	-11.15			11.8	0.6			
Mitterlugquelle	01/07/03	-11.16	-77.4	11.88					
Mitterlugquelle	28/08/03	-11.17	-78.1	11.26					
Mitterlugquelle	01/10/03	-11.17	-77.7	11.66					
Mitterlugquelle	03/11/03	-11.13			11.47	1.1			
Mitterlugquelle	12/01/04	-11.12	-78.5	10.46					
Mitterlugquelle	26/01/04						4.93	2.68	0.43
Mitterlugquelle	01/04/04	-11.47	-81.6	10.16			5.31	2.65	0.44
Mitterlugquelle	03/06/04	-11.13					4.71	2.17	0.5
Mitterlugquelle	04/06/04						4.88	2.82	0.45
Mitterlugquelle	27/07/04	-11.12			12.3	0.7			
Mitterlugquelle	31/08/04	-11.11							
Mitterlugquelle	15/09/05	-11.03	-78.4	9.84					
Mitterlugquelle	24/05/06	-11.18	-79.2	10.24	9.4	1			
Mitterlugquelle	12/09/06	-11.3	-78.8	11.6	8.3	0.6			
Mitterlugquelle	20/12/06	-11.265	-80	10.12	8.7	0.69			
Steinbruchquelle	15/09/05	-11.03	-78	10.24					
Steinbruchquelle	24/05/06	-11.3	-79.4	11	11	1.2			
Steinbruchquelle	12/09/06	-11.27	-77.9	12.26	9.7	0.6			
Steinbruchquelle	20/12/06	-11.24	-78.9	11.02	10.4	0.82			

Tabelle 5.10-4: Isotopendaten Quellen Waidhofen Ybbs

#### Stabile Isotope

Die Messung der stabilen Isotope  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$  dient vor allem der Bestimmung der mittleren Einzugsgebietshöhen. Je höher das mittlere Einzugsgebiet einer Quelle liegt, umso isotopisch leichter sind deren Wässer. Zur detaillierten Bestimmung der Einzugsgebietshöhe müssen jedoch die Eingangswerte des Niederschlags möglichst höhengestuft bekannt sein. Grundsätzlich gilt für  $^{18}\text{O}$  ein Höhengradient von 0,15 bis 0,5‰ pro 100 m Höhendifferenz. Die Messung von Deuterium dient in erster Linie zur Verifizierung der  $^{18}\text{O}$ -Daten über den Deuterium-Exzess (siehe Kap. 3.4.1).

Das folgende Diagramm 5.10-9 zeigt die Ergebnisse der stabilen Isotopenmessungen in Form eines Verhältnisdiagramms. Die Werte werden zusammen mit der für Mitteleuropa geltenden Niederschlagsgerade aufgetragen.

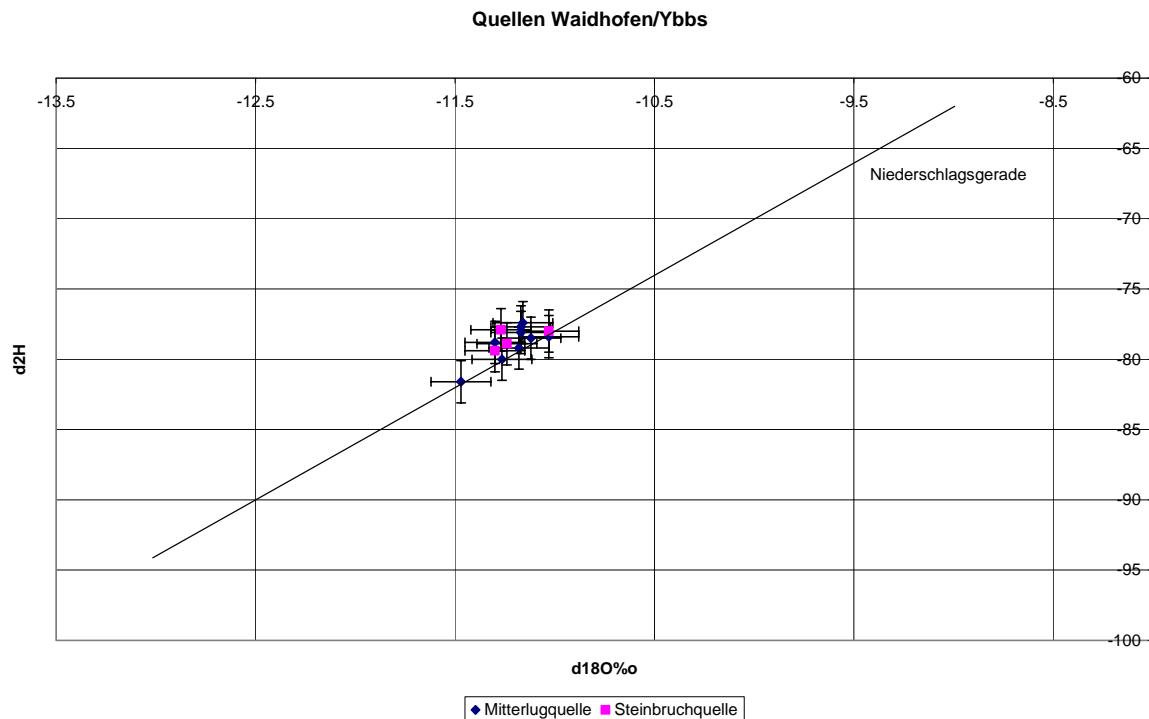


Diagramm 5.10-9:  $^{18}\text{O}$ -Deutrium-Verhältnis im Quellgebiet Waidhofen. Die Werte plotten im Rahmen des analytischen Fehlers auf der Niederschlagsgeraden.

Es zeigt sich, dass alle Messungen beider untersuchten Quellen in einem engen Bereich auf der Niederschlagsgeraden plotten. Wesentliche Verdunstungseffekte im Einzugsgebiet der Quellen können damit ausgeschlossen werden.

Diagramm 5.10-10 zeigt den zeitlichen Verlauf der stabilen Isotope im Untersuchungszeitraum 2003 bis 2006. Die festgestellten Schwankungen liegen für beide Parameter innerhalb des Messfehlers. Eine deutlich leichtere Isotopensignatur wurde einmalig im Frühjahr 2004 gemessen. Diese Abweichung, die sowohl für  $^{18}\text{O}$  als auch für Deuterium festgestellt wurde, lässt sich hier über den Zufluss von Schneeschmelzwasser erkären. Winterniederschläge weisen grundsätzlich leichtere Isotopenzusammensetzungen auf als Sommerniederschläge. Der ansonsten sehr gleichförmige Verlauf des Jahresgangs stabiler Isotope ist ein wichtiger Anhaltspunkt dafür, dass im Basisabfluss der Quelle kein wesentlicher Anteil an sehr jungen Wässern auftritt, der den Gehalten an stabilen Isotopen einen Jahresgang aufprägen würde. Dies zeigt auch die statistische Auswertung der vorliegenden Isotopendaten, die aus nachfolgenden Tabellen 5.10-5 und 5.10-6 hervorgeht.

Parameter	Einheit	Min	Max	Mittelwert	Standardabw.	Medianwert	Probenanzahl
18O	‰	-11.47	-11.03	-11.17	0.11	-11.15	16
2H	‰	-81.60	-77.40	-78.81	1.23	-78.50	10

Tabelle 5.10-5: statistische Auswertung der Daten der stabilen Isotope, Mitterlugquelle

Parameter	Unit	Min	Max	Mittelwert	Standardabw.	Medianwert	Probenanzahl
18O	‰	-11.30	-11.03	-11.21	0.12	-11.27	4
2H	‰	-79.40	-77.90	-78.55	0.72	-78.90	4

Tabelle 5.10-6: statistische Auswertung der Daten der stabilen Isotope, Steinbruchquelle

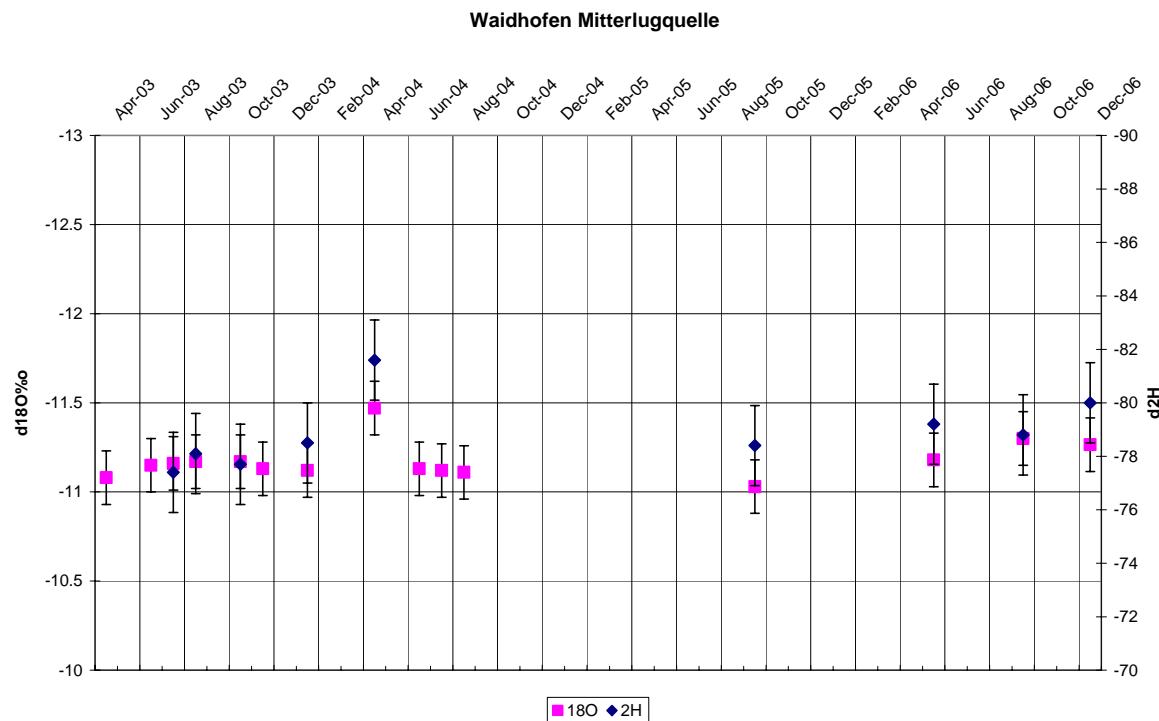


Diagramm 5.10-10: Stabile Isotope im Untersuchungszeitraum 2003 bis 2006. Von einem Einzelwert im April 2004 abgesehen, liegen die Werte innerhalb des analytischen Messfehlers. Der Ausreißer könnte auf den Einfluss von Schneeschmelzwässern hindeuten.

### Altersdatierung der Wässer

Zur Altersdatierung der Wässer dienten vornehmlich die Untersuchungen der Tritiumgehalte an den beiden gegenständlichen Quellen. Zur weiteren Eingrenzung der über Tritium gemessenen Alter wurden im Jahr 2004 an der Mitterlugquelle von HACKER viermalig CFC-Proben entnommen. Eine geplante SF<sub>6</sub>-Beprobung der Steinbruchquelle im Jahr 2007 musste aufgrund der Beschaffenheit der Quellfassung verworfen werden. Eine atmosphärenluft-freie Probennahme konnte in der provisorisch gefassten Quelle nicht durchgeführt werden. Bauliche Maßnahmen zur Abdichtung der Zutrittsbereiche, die eine luftfreie Probennahme ermöglichen könnten, wurden aufgrund der unsicheren Eigentums- und Nutzungssituation der Quelle verworfen.

### Mitterlugquelle

Zum zeitlichen Verlauf der Tritiumentwicklung wurden die gemessenen Tritiumdaten gemeinsam mit den <sup>18</sup>O-Werten über die Untersuchungsdauer geplottet. Nachfolgendes Diagramm 5.10-11 zeigt die Werte zur Orientierung.

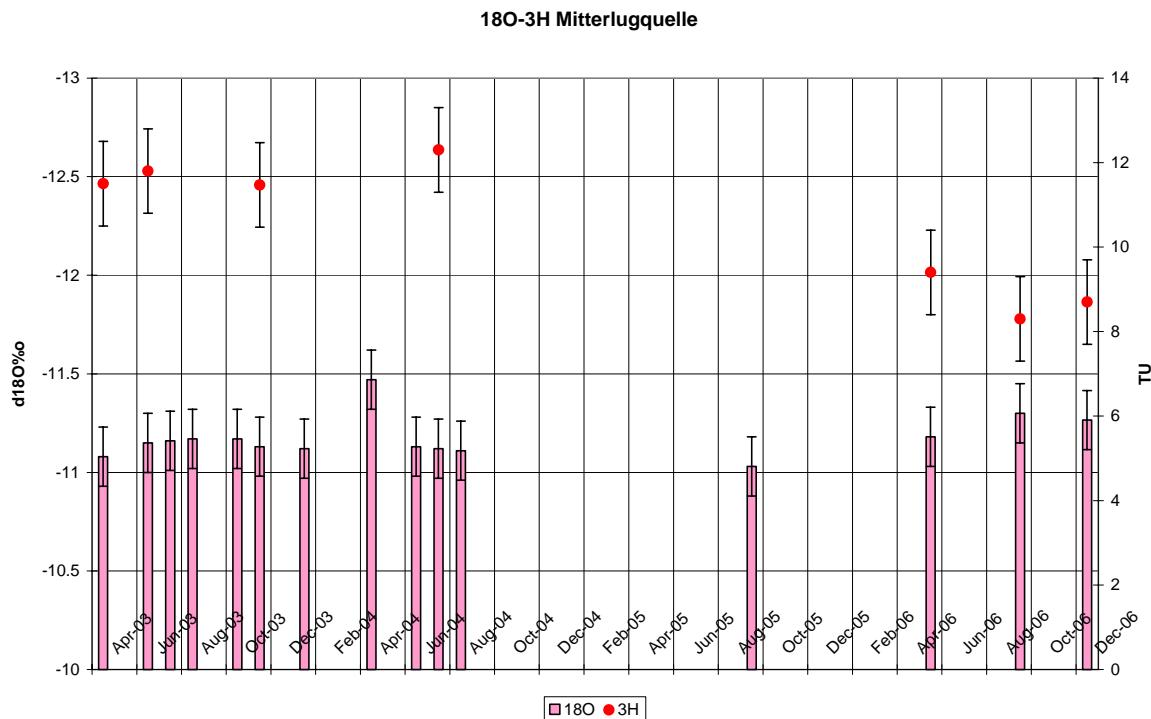


Diagramm 5.10-11:  $^{18}\text{O}$  und Tritiumwerte der Mitterlugquelle. Bei relativ konstanten  $^{18}\text{O}$ -Werten ist ein Rückgang der Tritiumkonzentration von ca. 12 TU im Jahr 2003 auf 8,5 TU in 2006 feststellbar.

Die Alter der Wässer wurden zunächst sowohl über Tritium als auch über die zusätzlichen Tracer mit Hilfe des Programms MULTIS berechnet. Zur Orientierung hinsichtlich des anzuwendenden Abflussmodells wurden die Tritiumdaten zunächst mit vier verschiedenen Modellansätzen bearbeitet. Bei der Auswahl der zu untersuchenden Modellansätze wurden folgende Überlegungen angestellt:

In den beiden Einzugsgebieten wurden im Rahmen der Geländeaufnahmen keine Anhaltpunkte für Verkarstungen oder offene Großklüfte festgestellt. Die kurzfristige Reaktion der Mitterlugquelle auf Niederschlagsereignisse deutet jedoch an, dass hier bereichsweise gute Wasserwegigkeiten vorhanden sein müssen, die die kurzfristige Infiltration und einen Abfluss innerhalb weniger Tage erlauben. Auch die Betrachtung sehr stark schüttender benachbarter Wasseraustritte, wie die Kerschbaumerquelle, lässt auf das Vorhandensein offener Großklüfte oder Karstschläuche innerhalb des Aquifers schließen. Die Betrachtung des Basisabflusses der Mitterlugquelle, der auf ein sehr gutes Retentionsvermögen innerhalb des Aquifers hindeutet, lässt dagegen eher auf eine gleichmäßige langsame Filtration im Klein- und Feinstkluftbereich schließen. Dieser Basisabfluss lässt sich gut mit einem reinen Exponentialmodell (EM) vereinbaren, da gleichmäßige flächige Infiltration sowie eine gute Durchmischung verschieden alter Wässer innerhalb des Aquifers gewährleistet ist. Ein offensichtlich vorhandenes Großkluftsystem wird erst im Zusammenhang mit Schneeschmelz- oder Niederschlagsereignissen aktiviert und fließt daher in das Abflussmodell des Basisabflusses nur untergeordnet ein.

Ein reines Pistonflow-Modell ist unter den gegebenen Umständen nicht vorstellbar, wurde daher im Zuge der Modellrechnung nicht untersucht.

Kombinierte Exponential-Pistonflow-Modelle sind im gegenständlichen Fall dann denkbar, wenn auch der Basisabfluss der Mitterlugquelle in bestimmten Bereichen über das Groß-

kluftsystem abfließt, dieses bereichsweise gegen das Gebirge abgedichtet ist und hier damit abschnittsweise Pistonflow-Bedingungen entstehen. Es ist jedoch davon auszugehen, dass diese nur untergeordnet auftreten. Um diese Modellannahme zu überprüfen wurde ein kombiniertes Modell mit 75% (EPM75) und 90% (EPM90) Exponentialkomponente untersucht.

Schließlich lässt sich noch die Möglichkeit in Betracht ziehen, dass die Quellwässer der Mitterlugquelle einen geringen Anteil an sehr alter und damit tritiumfreier Komponente aufweisen. Zur Berechnung dieses Modells wurden 5% einer 100-jährigen Pistonflow-Komponente einem kombinierten Exponential-Pistonflow-Modell hinzugefügt (PEPM).

Diagramm 5.10-12 zeigt die jeweiligen Output-Funktionen in Zusammensetzung mit den Messdaten.

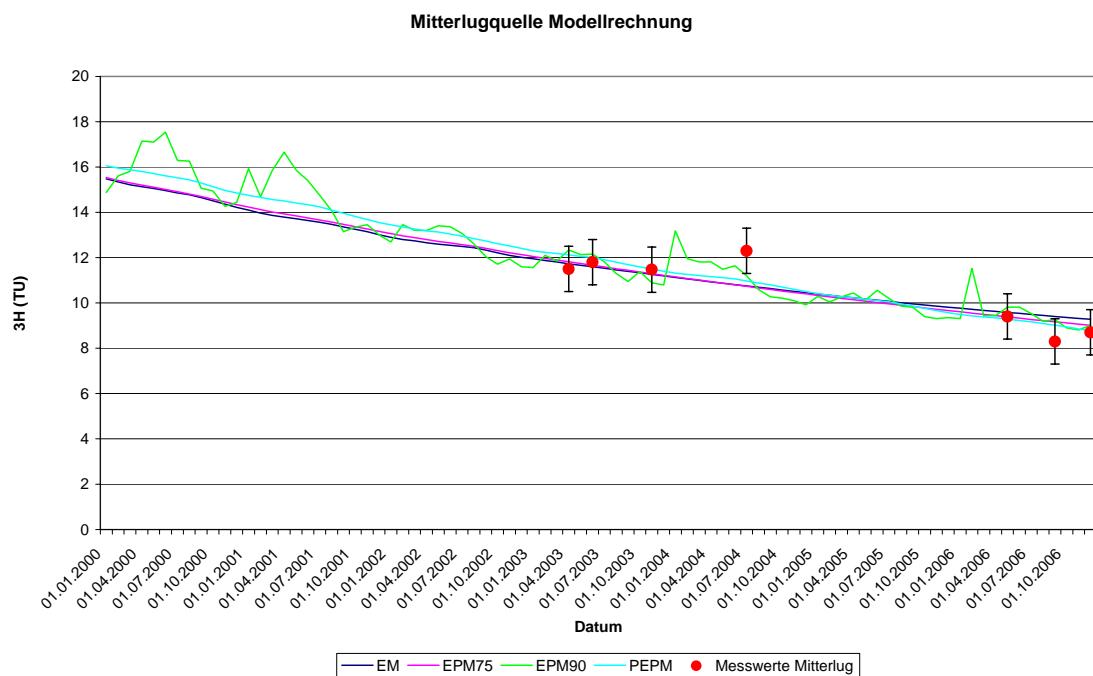


Diagramm 5.10-12: Modellrechnung Mitterlugquelle auf Basis der Tritiumdaten unter Verwendung der Tritium-Input-Funktion der Messstation Wildalpen. Die Messwerte sind grundsätzlich mit allen Modellansätzen gut in Einklang zu bringen, da sich diese im Beobachtungszeitraum nur mehr unwesentlich unterscheiden.

Folgende Abflussmodelle wurden betrachtet:

- Exponentialmodell (EM): beim reinen Exponentialmodell ergibt sich eine mittlere Verweilzeit von 10 Jahren
- kombiniertes Pistonflow-Exponentialmodell (EPM75) mit 75% Anteil Exponentialkomponente: Die EM-Komponente weist eine MVZ von 16,5 Jahren, die PM-Komponente ein Alter von 65 Jahren auf.
- kombiniertes Pistonflow-Exponentialmodell (EPM90) mit 90% Anteil Exponentialkomponente: Die EM-Komponente weist ein Alter von 10 Jahren, die PM-Komponente von 23 Jahren auf.

- kombiniertes Pistonflow-Exponentialmodell mit 5%-Anteil an tritiumfreier PM-Komponente (PEPM): die mittlere Verweilzeit der EPM-Komponente beträgt 14 Jahre, bei einem EM-Anteil von 65%:

Wie das Diagramm 5.10-12 zeigt, ähneln sich auch hier die Output-Kurven der verschiedenen Modellansätze im Betrachtungsraum sehr, so dass aus der Modellrechnung heraus keine eindeutige Aussage dazu getroffen werden kann, welches der untersuchten Modelle die beste Annäherung an die Abflussverhältnisse darstellt.

In Unkenntnis des zutreffenden Modellansatzes lässt sich daher die mittlere Verweilzeit der Wässer auf Basis der Tritiumdaten zunächst im Bereich zwischen 10 und 16,5 Jahren ansiedeln.

Zur weiteren Eingrenzung und Verifizierung der Tritiumdaten wurden die CFC-Gehalte in der Mitterlugquelle im Jahr 2004 durch HACKER untersucht. Die Daten (ohne Angabe des Fehlerbereiches) wurden für die Alterdatierung im gegenständlichen Projekt zur Verfügung gestellt.

Aufgrund der großen Sensibilität der CFC- Messungen in Quellwässern hinsichtlich einer Kontamination mit aktueller Atmosphärenluft sind diese Daten jedoch generell mit einigen Unsicherheiten behaftet. Zur Beurteilung der Plausibilität der Messwerte kann eine Korrelation zu den Tritiumwerten über die in Kap. 3.4 erläuterte Harfendarstellung nach BAUER et al. 2002 hergestellt werden. Die Diagramme 5.10-13 bis 5.10-15 zeigen diesen Zusammenhang auf.

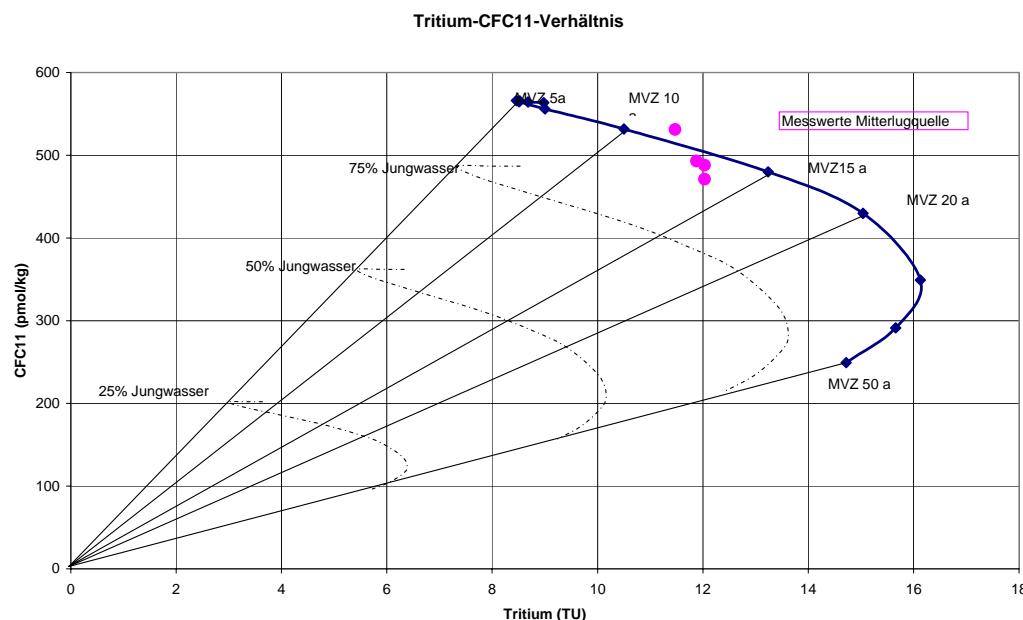


Diagramm 5.10-13: Harfendarstellung der Tritium- und CFC11-Verhältnisse von Wässern definierten Alters, geplottet mit den Messwerten der Mitterlugquelle. Drei der vier Messwerte liegen unterhalb der Kurve, sind daher grundsätzlich brauchbar. Es ergibt sich daraus ein Alter von 13 bis 14 Jahren bei ca. 95% Jungwasseranteil.

Die Darstellung bestätigt grundsätzlich die Tritiumaltersdatierung der Mitterlugquelle auf Werte zwischen 10 und 15 Jahre und zeigt außerdem, dass ein nur sehr geringer Anteil an alten tritium- und CFC-freien Wässern an der Quellschüttung beteiligt ist. Zur Altersbestimmung können hier die Werte herangezogen werden, die unter der Kurve liegen. Der Mess-

wert der oberhalb der Kurve liegt, zeigt eine Überhöhung des CFC11-Gehaltes, vermutlich aufgrund einer Außenluftkontamination an und ist daher zu verwerfen. Nach Eliminierung dieses verfälschten Messwertes in der Modellrechnung ergibt sich aus den CFC11-Daten im Exponentialmodell ein Wasseralter von 14,5 Jahren.

Die gleiche Vorgangsweise lässt sich für die weiteren CFC-Parameter umsetzen.

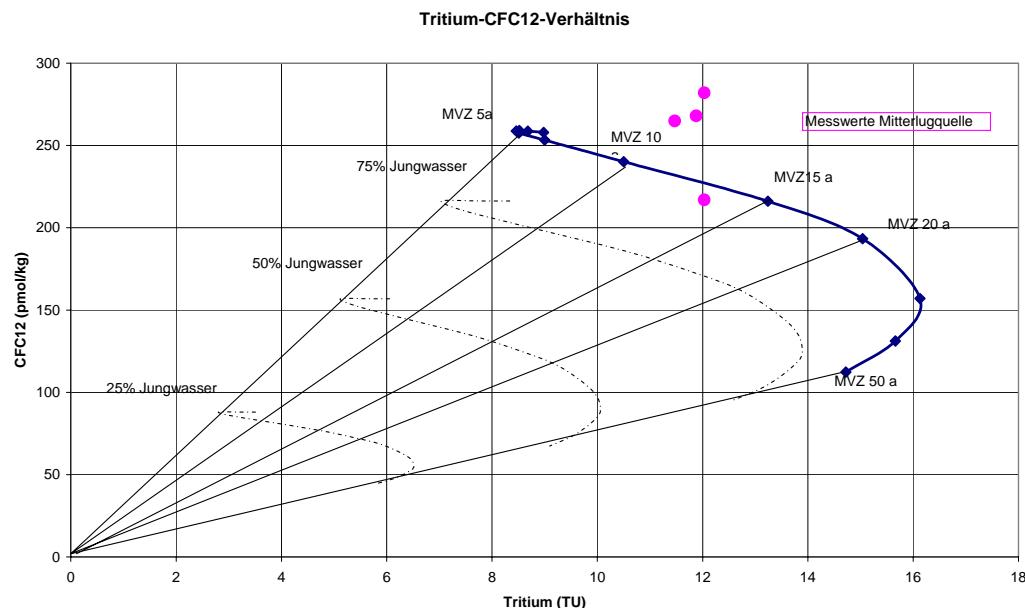


Diagramm 5.10-14: Harfendarstellung der Tritium- und CFC12-Verhältnisse von Wässern definierten Alters, geplottet mit den Messwerten der Mitterlugquelle. Die oberhalb der Kurve liegenden Messwerte deuten auf überhöhte CFC12-Gehalte hin und damit auf eine Kontamination der Wässer mit aktuellen Atmosphärengehalten. Der einzige brauchbare Wert bestätigt die Altersdatierung nach Diagramm 5.10-13.

Die CFC12-Werte liegen mit Ausnahme eines Wertes über der Kurve, so dass hier drei der vier Messwerte verworfen werden müssen. Mit einem Einzelwert lässt sich eine Modellrechnung mit Hilfe von MULTIS nicht durchführen. Die Diagrammdarstellung zeigt für den einzigen gültigen Wert analog zu den CFC11-Werten eine mittlere Verweilzeit von 13-14 Jahren und einen sehr geringen tritiumfreien Wasseranteil an.

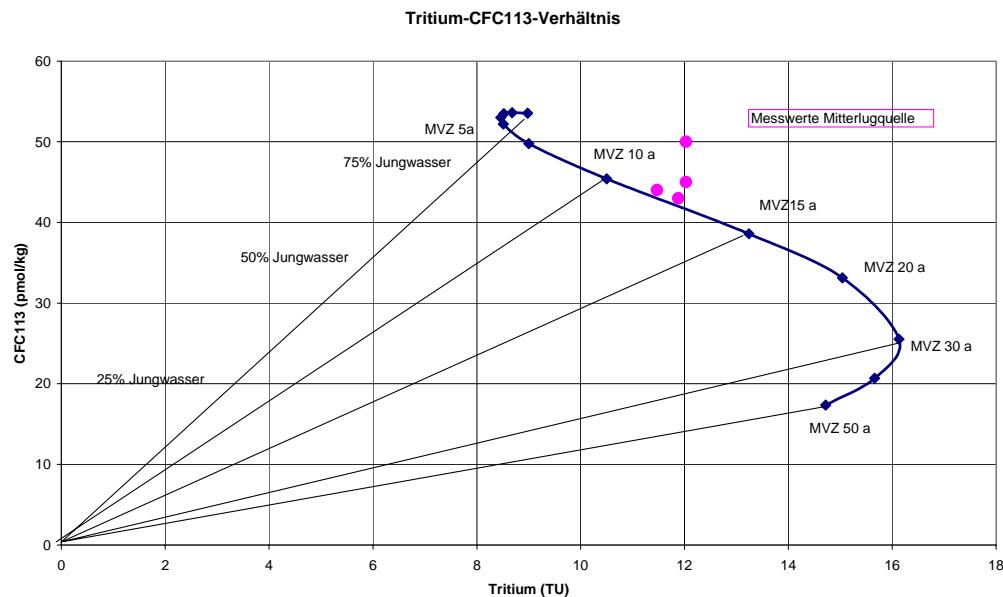


Diagramm 5.10-15: Harfendarstellung der Tritium- und CFC113-Verhältnisse von Wässern definierten Alters, geplottet mit den Messwerten der Mitterluggquelle. Die Messwerte plotten auf oder oberhalb der Kurve. Es ist daher davon auszugehen, dass hier eine Kontamination mit der aktuellen Atmosphäre stattgefunden hat. Die CFC113-Werte sind daher für eine Altersdatierung nicht verwertbar.

Die CFC113-Werte liegen alle oberhalb der Tritium-CFC-Verhältniskurve und somit außerhalb des beurteilbaren Bereiches. Eine Altersberechnung mit MULTIS ist für diese Werte daher nicht sinnvoll.

Mit den über die Harfendarstellung als plausibel erkannten Messwerten des Parameters CFC11 wurden Altersberechnungen mittels MULTIS auf Basis obiger Abflussmodelle durchgeführt.

Die Ergebnisse sind vergleichend mit den Ergebnissen der Tritiumdatierung in der nachfolgenden Tabelle 5.10-7 aufgeführt.

Modell	Tritium		CFC11	
	EM	PM	EM	PM
EM	10		14.5	
EPM75	16.5	65	5	29.5
EPM90	10	23	13.5	22
PEPM	14 (65%)	14	12(99%)	12

Tabelle 5.10-7: Ergebnisse der Altersdatierung mittels Tritium und CFC11

Die Tabelle zeigt, dass die Ergebnisse, die über die Modelle EPM75 und EPM90 erzielt wurden, große Abweichungen, vor allem in Bezug auf die PM-Komponente zeigen. Im Modell PEPM werden zwar mit Werten zwischen 12 und 14 Jahren ähnliche Alter berechnet, allerdings variieren die berechneten EM-Anteile hier zwischen 65 und 99%, so dass eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse auch hier nicht gegeben ist. Die beste Übereinstimmung ergibt sich aus den Berechnungen mit Hilfe des Exponentialmodells. Hieraus ergeben sich für die Wässer der Mitterluggquelle mittlere Verweilzeiten im Bereich von 10 bis 14,5 Jahren.

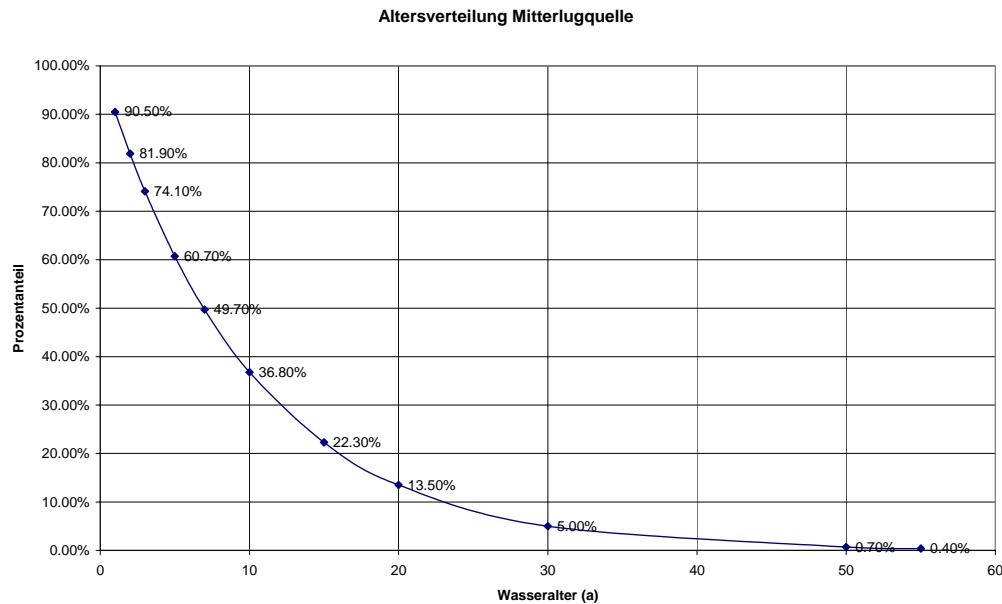


Diagramm 5.10-16: Altersverteilung der Wässer in der Mitterlugquelle. Ca. 80% der Wässer sind jünger als 15 Jahre. Der Anteil an Wässern, die älter als 50 Jahre sind liegt bei unter 1%.

Das Diagramm 5.10-16 zeigt, dass 90,5% des Basisabflusses der Mitterlugquelle älter als ein Jahr ist, 36,8% der Wässer sind älter als 10 Jahre und noch 6% sind älter als 30 Jahre. Tritiumfreies, weil mehr als 55 Jahre altes Wasser, hat mit 0,4% Anteil an der Alterszusammensetzung der gegenständlichen Wässer. Die knapp 10% Jungwasseranteil (<1 Jahr) prägen sich hier nicht in einem Jahresgang der stabilen Isotope durch.

### Steinbruchquelle

Die stabilen Isotopenwerte der Steinbruchquelle zeigen Schwankungen im Bereich zwischen -11,03 und -11,27‰ bzw. -77,9 und -79,4‰. Die Werte liegen damit innerhalb des jeweiligen Messfehlers, was darauf hindeutet, dass in der Quelle ebenfalls nicht in bedeutendem Ausmaß sehr junge Wässer erschlossen werden, die einen entsprechenden Jahresgang aufprägen würden.

Zur Altersdatierung liegen drei Tritiumwerte aus dem Jahr 2006 vor. Auf Basis dieser Werte sowie der Niederschlagsinputfunktion der Messstelle Wildalpen wurden die Berechnungen mit dem Programm MULTIS durchgeführt. Unter Berücksichtigung der für die Mitterlugquelle angestellten Überlegungen und unter der Annahme, dass für die Steinbruchquelle annähernd gleiche Abflussbedingungen herrschen, wurde die Modellrechnung ausschließlich für das Exponentialmodell durchgeführt.

Aus dem reinen Exponentialmodell ergibt sich eine mittlere Verweilzeit von 12 Jahren für die Wässer der Steinbruchquelle.

Für eine weitere gesicherte Eingrenzung des Altersbereiches ist, wie für die Mitterlugquelle, die Untersuchung eines zweiten Tracers erforderlich.

Die Verwendung eines im Wasser gelösten Gases wie SF<sub>6</sub> oder CFC oder auch dem radioaktiven Isotop Krypton 85 setzt jedoch optimale Probennahmebedingungen voraus, die eine

von Atmosphärenluft freie Beprobung ermöglichen. Diese Bedingungen sind jedoch in der Steinbruchquelle derzeit gegeben.

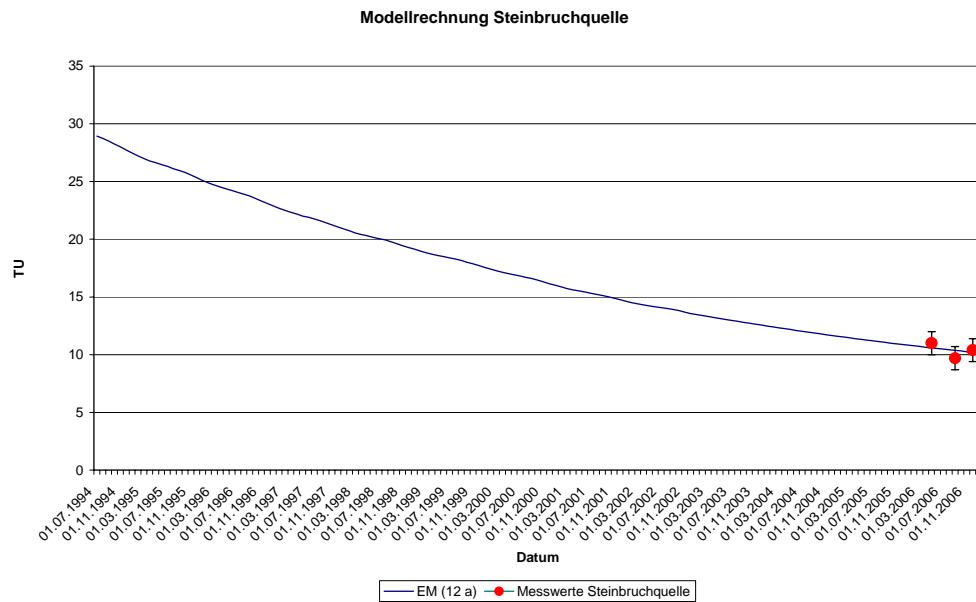


Diagramm 5.10-17: Modellrechnung Steinbruchquelle. Die Messwerte plotten im Rahmen des Messfehlers auf der Output-Kurve, die sich aus der Berechnung nach EM ergibt. Die Berechnung führt zu einer mittleren Verweilzeit von 12 Jahren.

## 6 Vergleichende Zusammenfassung der Ergebnisse

Im folgenden Kapitel soll versucht werden, auf Basis der in den einzelnen Untersuchungsgebieten erzielten Ergebnisse, allgemein für den Hauptdolomit als Grundwasserkörper gültige Aussagen treffen zu können. Neben strukturgeologischen und den damit ursächlich zusammenhängenden hydrogeologischen Aussagen zum Fließgeschehen innerhalb des Hauptdolomits, sollen hier vor allem die Aussagen zu den hydrochemischen Eigenschaften sowie die festgestellten Isotopensignaturen dem Versuch einer Regionalisierung unterzogen werden.

### 6.1 Struktur- und Hydrogeologie

Im Untersuchungsraum am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen liegen sechs tertiäre Deformationsphasen vor (PERESSON et al., 1997), die für die hydrogeologischen Eigenschaften des Hauptdolomits von wesentlicher Bedeutung sind. Neben den meist ungeregelten Klein- und Mikroklüften im Millimeterbereich und kleiner, die für die oberflächennahe Vergrusung verantwortlich sind, spielen Großklüfte mit Kluftweiten im Zentimeter- bis Dezimeterbereich vor allem für die Sammlung und den Austritt und damit für die Ergiebigkeit von Quellen oder Bohrungen eine bedeutende Rolle. Im Zuge der Geländeaufnahmen in den Untersuchungsgebieten zwischen Tiefquelle Felbertal und dem Untersuchungsraum Waidhofen/Ybbs wurden Gefügedaten aufgenommen, um Informationen über die hydrogeologisch wirksamen Kluftstrukturen zu erhalten. Die Ergebnisse sind in der nachfolgenden Tabelle aufgeführt.

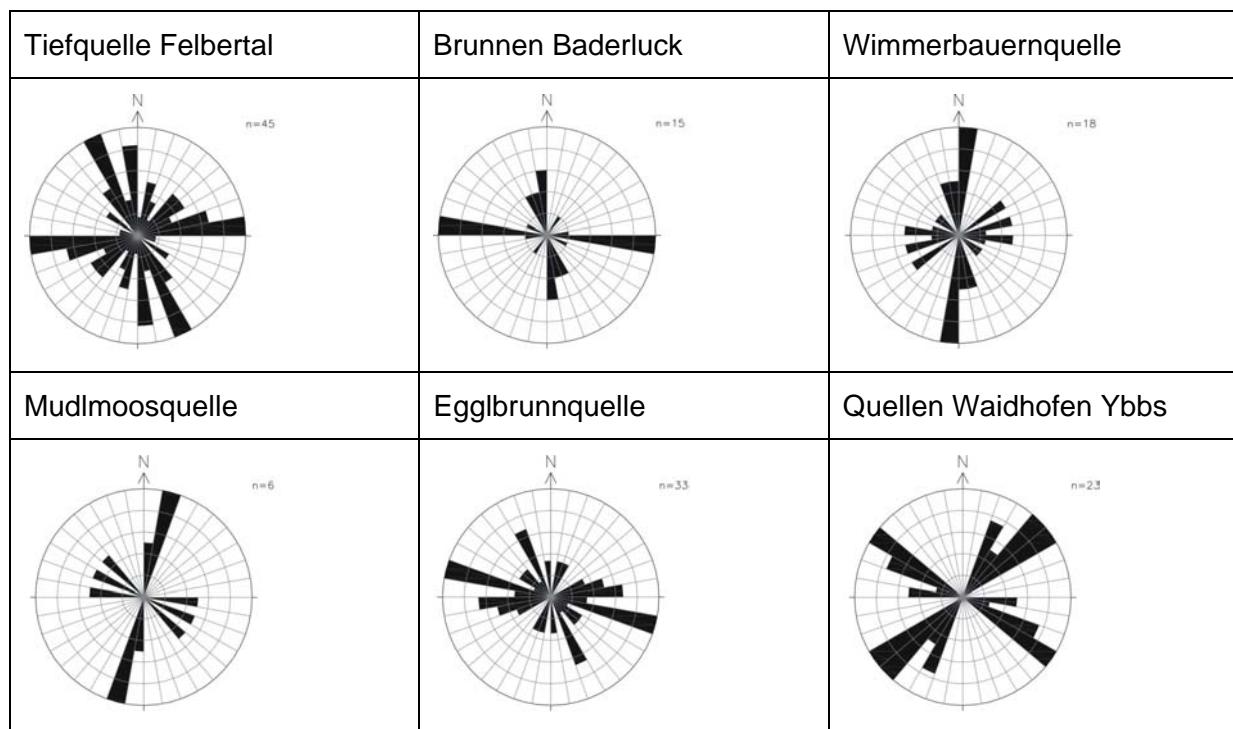


Tabelle 6.1-1: Strukturgeologische Felddaten aus den Untersuchungsgebieten Tiefquelle Felbertal bis Quellen Waidhofen /Ybbs. Die Klüfte sind auf die mittel- bis spätmiozänen Deformationsphasen (E-W-Extension gefolgt von E-W-Kompression mit N-S-Extension) zurückzuführen.

In den untersuchten Gebieten, die innerhalb der Staufen-Höllengebirgsdecke liegen (Tiefquelle Felbertal, Brunnen Baderluck, Wimmerbauernquelle, Mudlmoosquelle), liegt ein relativ einheitliches Kluftbild vor. Hier treten jeweils zwei Kluftrichtungen in den Vordergrund. Ein +/- N-S-streichendes System (verstärkt in Wimmerbauern- und Mudlmoosquelle) tritt neben einem +/- E-W-streichenden System (verstärkt in Tiefquelle Felbertal und Brunnen Baderluck)

steiler bis mittelsteiler Klein- bis Großklüfte auf. Der Wasseraustritt ist dabei in der Tiefquelle Felbertal eindeutig an eine N-S-streichende Kluft, in der Mudlmoosquelle an eine E-W-streichende Struktur gebunden. Im Brunnen Baderluck sind die Zutrittsverhältnisse im Bohrloch nicht bekannt, so dass hier keine entsprechenden Aussagen getroffen werden können. In der Wimmerbauernquelle konnten keine Anhaltspunkte im Gelände ausgemacht werden, die eine eindeutige Zuordnung der vergrabenen Wasserfassung an ein bestimmtes Kluftsystem zulassen.

Im Einzugsgebiet der Egglbrunnquelle wurden neben E-W-streichenden Klüften NW-SE-streichende mittelsteile bis steile Klüfte aufgenommen. Der Quellaustritt ist an eine steile NW-SE-streichende, nach NE einfallende Kluft gebunden.

Im Untersuchungsgebiet Waidhofen/Ybbs ist als bedeutende Großstruktur eine NE-SW-streichende Mulde zu nennen, die für die großräumigen hydrogeologischen Verhältnisse verantwortlich ist. So befinden sich die großen Quellaustritte im Kreuzungsbereich der Muldenachse mit dem Vorfluter Waidhofenbach. Der Grundwasserfluss verläuft grundsätzlich parallel zur Muldenachse ebenfalls in NE-Richtung (HACKER, 2003). Die untersuchte Mitterlugquelle lässt sich auf Basis der Topografie einer von der Hauptmuldenstruktur abgekoppelten N-S-verlaufenden Rinne zuordnen, die hier kleinräumig hydrogeologisch wirksam wird. Im Einzugsgebiet konnten allerdings in den untersuchten Aufschlüssen nur steile NE-streichende und steile NW- bis WNW-streichende Klüfte aufgenommen werden.

Aus der umfangreichen Bearbeitung des Gebietes Listsee Bad Reichenhall (FELLEHNER, 2003) ergeben sich für diesen Bereich folgende strukturelle Rahmenbedingungen:

In Bad Reichenhall wurde durch Luftbildauswertungen ein NE-SW-gerichteter Schwerpunkt der Ausrichtung der Lineare festgestellt. Die Streichrichtung großräumiger Strukturen geht hier einher mit der regional ermittelten Grundwasserfließrichtung sowie der Anordnung der von FELLEHNER (2003) beschriebenen Klüfte 1. Ordnung (Großklüfte, die für die Sammlung und den Austritt der Wässer verantwortlich sind). Klüfte 2. Ordnung weisen E-W bzw. NNE-SSW-Streichen auf.

Diese sprödtektonischen Strukturen sind damit in ihrer Orientierung im Wesentlichen mit den Ergebnissen der strukturgeologischen Aufnahme im Rahmen des gegenständlichen Projektes gleich zu setzen. Bei den Klüften 3. Ordnung handelt es sich um ungeregelt auftretende Klein- bis Mikrokluftstrukturen, die zur Ausbildung der typischen Verwitterungsrhomboeder führen. Die unterschiedliche räumliche Verteilung der Mikroklüfte wird hier für die ausgeprägte Anisotropie des Kluftgrundwasserkörpers verantwortlich gemacht.

Die ungeregelten Klein- und Mikroklüfte kommen in gleicher Art auch in den übrigen untersuchten Gebieten in unterschiedlich starker Ausprägung zum Tragen.

Grundsätzlich zeigen also die strukturgeologischen Daten innerhalb der Staufen-Höllengebirgsdecke eine Bindung von Wasseraustritten an N-S-streichende oder E-W-streichende meist steilstehende offene Klüfte. Die Wasserwegigkeit und vor allem das Retentionsvermögen innerhalb des Aquifers wird daneben jeweils von unterschiedlich stark ausgeprägten ungeregelten Klein- bis Mikrokluftsystemen bestimmt.

In den östlichsten Untersuchungsgebieten Egglbrunnquelle Klaus (Reichraminger Decke) und Mitterlugquelle Waidhofen/Ybbs (Lunzer-Frankenfelsendecke) treten dagegen steile NE-SW oder NW-SE-streichende Kluftflächen als Wasserwege in den Vordergrund. Auch hier ist neben den offenen Großklüften die Wasserwegigkeit und das Speichervermögen des Aquifers an ungeregelte Kleinkluftstrukturen gebunden.

Die von KASSEBAUM (2006) für den Bereich Reit im Winkl beschriebene Eigenschaft des Hauptdolomits als Zweiporositäts-Medium mit einer Kluftporosität in Form von Groß- und Kleinklüften und einer Matrixporosität, welche durch die Mikroklüfte repräsentiert wird, lässt sich auch auf die übrigen untersuchten Gebiete übertragen. Von großer Bedeutung ist dabei jedoch, dass die Matrixporosität (ungeregelte Mikroklüfte) nicht gleichmäßig ausgebildet ist, sondern bereichsweise fehlt. Diese Tatsache wird z.B. auch dadurch untermauert, dass in den Bohrungen ER1 und ER4 jeweils gespannte Grundwasserverhältnisse angetroffen wurden, die sich bei durchgehend wirksamer Matrixporosität nicht einstellen könnten.

In fast allen untersuchten Einzugsgebieten wurde im Rahmen der Geländeaufnahme das partielle Fehlen von Mikrokluftstrukturen an der Oberfläche festgestellt. Die charakteristische engscharige Klüftung tritt zwar verbreitet, jedoch nicht flächendeckend auf. Grund hierfür könnte eine bereichsweise nicht vollständige Dolomitisierung des Gesteins sein. Ein zum Kalziumkarbonat hin verschobenes Mischungsverhältnis von Kalzit und Dolomit führt dazu, dass das Gestein nicht mehr mit der für Dolomit typischen spröden Verformung reagiert und Mikrokluftstrukturen fehlen.

Der Umstand partiell fehlender Mirkoklüfte ist von großer Bedeutung für die Abschätzung des jeweils anwendbaren Black-Box-Modells zur Datierung der Wässer, in dem eine Pistonflow-Komponente nur dann zum Tragen kommen kann, wenn entweder verkarstete Kalke im Einzugsgebiet vorliegen oder die Großklüfte im Hauptdolomit bereichsweise durch das Fehlen von Mikroklüften gegen seitliche Zuflüsse abgedichtet sind. Bezogen auf die für die Modellrechnungen zur Altersdatierung anwendbaren Box-Modelle liegen daher grundsätzlich in allen Gebieten Kombinationen aus Exponential- und Pistonflow-Abflusskomponenten vor. Die Exponentielle Komponente (im Fließverhalten vergleichbar mit jenem der Matrixporosität), repräsentiert durch die unregelte Kleinklüftung, tritt dabei mengenmäßig grundsätzlich sehr viel stärker in Erscheinung, und lässt im Fall eines reinen Hauptdolomitaquifers die Pistonflow-Komponente völlig in den Hintergrund treten.

Die Quelldynamik konnte anhand von kontinuierlich erfassten Schüttungsdaten in den Quellen Eggbrunn und Mitterluggquelle erfasst werden. In beiden Fällen zeigt sich, dass neben einem Aquifer mit relativ großem Retentionsvermögen, der für den Basisabfluss verantwortlich ist, ein zweites Abflusssystem vorliegt, welches bei Starkniederschlägen oder zur Zeit der Schneeschmelze aktiviert wird. Diese kurzfristige Abflusskomponente ist mit der Dynamik eines Karstaquifers vergleichbar und abhängig vom bestehenden Kluftsystem sowie dem Einfluss von verkarsteten Kalkaquiferen im Einzugsgebiet.

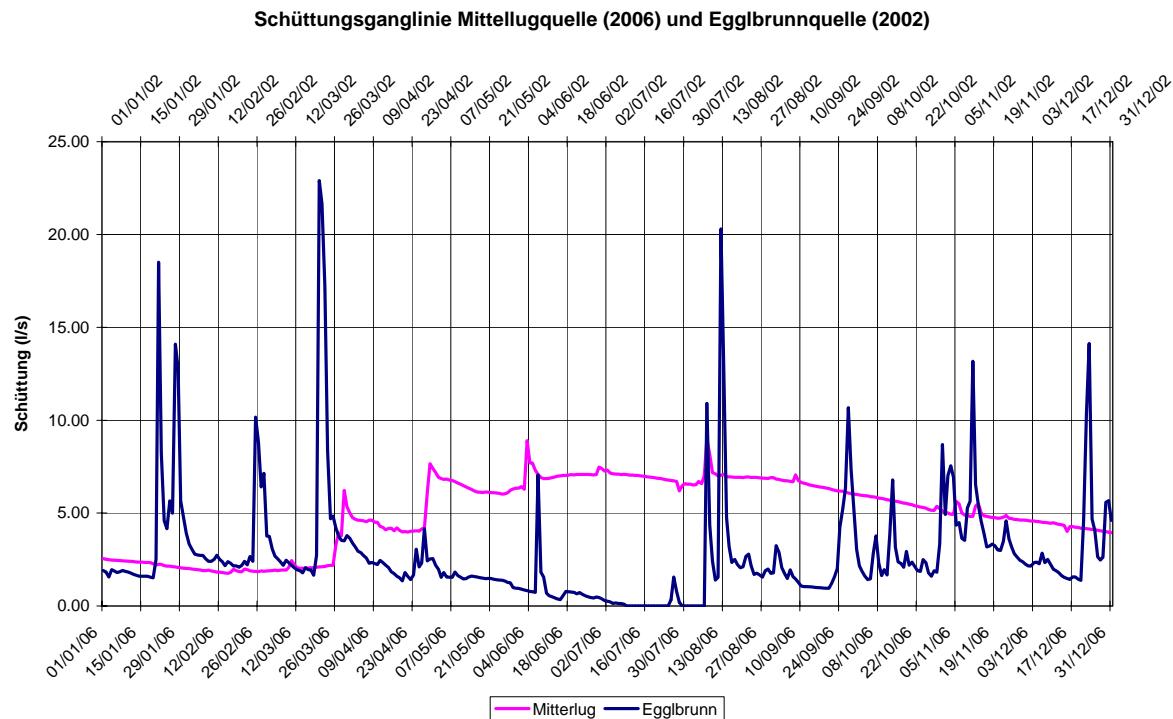


Diagramm 6.1-1: Schüttungsganglinien eines Jahres der Mitterlug- und der Eggibrunnquelle. Der unterschiedliche Verlauf der Ganglinien zeigt, dass die beiden Aquifere sehr unterschiedlich auf Niederschläge reagieren. Geringen Schüttungsschwankungen in der Mitterlugquelle, die für ein großes Retentionsvermögen sprechen, stehen sehr großen Schüttungsschwankungen in der Eggibrunnquelle gegenüber und weisen auf ein im Vergleich zu den Spitzenabflüssen geringes Speichervermögen hin.

Die beiden dargestellten Abflussganglinien entstammen zwar unterschiedlichen Beobachtungszeiträumen (Mitterlug 2006, Eggibrunn 2002), dennoch lassen sich im Vergleich die grundsätzlichen Unterschiede der Abflusscharakteristik hier gut ableiten.

Die beiden Aquifere reagieren unterschiedlich auf Niederschlagsereignisse. Während in der Eggibrunnquelle der kurzfristige starke Abfluss nach wenigen Tagen abklingt und einen im Vergleich zum Spitzenabfluss sehr kleinen Basisabfluss zurücklässt, werden die Abfluss spitzen in der Mitterlugquelle sehr viel langsamer und nicht vollständig wieder abgebaut. Niederschlagsereignisse wirken sich kurzfristig sehr viel geringer auf das Schüttungsverhalten der Quelle aus, führen aber über Monate zu einem nachhaltigen Anstieg der Schüttungsmenge. Der Basisabfluss geht in Trockenzeiten nur sehr langsam zurück.

Der kurzfristige Abfluss wird vornehmlich über die Großkluftstrukturen abgeleitet, während die Klein- und Mikroklüfte hierfür nur eine untergeordnete Rolle spielen. Ansatzweise lässt sich eine derartige Zweiteilung des Aquifers auch auf die Mudlmoosquelle sowie die Tieflquelle Felbertal übertragen, so dass für alle Quellen (Ausnahme Wimmerbauernquelle), für die Informationen über Schüttungsschwankungen vorliegen, neben einem Basisabfluss, auf den die oben beschriebenen Abflusseigenschaften zutreffen, ein unterschiedlich stark ausgeprägter kurzfristiger Spitzenabfluss innerhalb des bestehenden Großkluftsystems bescheinigt werden kann.

Die oben getätigten Aussagen gelten generell nur für die untersuchten seichten Kluftgrundwässer. Die Tiefenwässer der Thermalbohrungen Saalach Thermal I und Bad Vigaun können keiner vergleichbaren Analyse unterzogen werden, da hier wesentlich komplexere und daher nicht vergleichbare strukturelle Verhältnisse zugrunde gelegt werden müssen.

Ebenso fügt sich die Wimmerbauernquelle nur bedingt in das allgemein geltende Abfluss-schema ein. Sowohl hydrochemische als auch Isotopenparameter zeigen, dass hier ein ausschließlich dolomitisches Tiefenwasser erschlossen wird, welches nur zu einem geringen Anteil mit seichten Kluftgrundwässern vermischt wird. Auf Basis hydrochemischer und isoto-penhydrologischer Daten ist daher und trotz fehlender detaillierter Informationen über das langfristige Schüttungsverhalten der Quelle davon auszugehen, dass hier kein niederschlagsbedingter Spitzenabfluss auftritt.

Für eine Trinkwasserexploration im Hauptdolomit ist grundsätzlich das Zusammentreffen von Groß- und Kleinkluftstrukturen von Bedeutung, da ohne das Kleinkluftsystem keine Infiltration sowie keine Retention möglich ist, ohne Großklüfte ist die punktuelle Konzentration und damit die Bildung von Wasseraustritten mit ausreichenden Schüttungsmengen nicht möglich. Neben der Geländeaufnahme der Oberflächengeologie sowie der Aufnahme von Gefügedaten im Einzugsgebiet können zur Beurteilung hier auch Schüttungsganglinien, wie sie für die Mitterlug- und die Eggbrunnquelle dargestellt wurden, herangezogen werden. Ein wesentliches Qualitätsmerkmal für eine zu Trinkwasserzwecken geeignete Quelle sind hier geringe Schüttungsschwankung bei außerdem konstanten elektrischen Leitfähigkeiten und Temperaturen. Eine verzögerte und gedämpfte Reaktion einer Quelle auf Niederschlagsereignisse dient zum einen dem Schutz der Wasserqualität und zeigt zum anderen das große Retentionsvermögen eines Einzugsgebietes, so dass auch in längeren Trockenperioden ausreichende Schüttungsmengen zur Verfügung stehen.

## 6.2 Hydrochemie

Bei der Beurteilung der hydrochemisch-physikalischen Eigenschaften von Hauptdolomitwäs-sern wurden neben den vor Ort gemessenen Parametern Temperatur, elektrische Leitfähig-keit und pH-Wert die Hauptelemente Calcium, Magnesium, Natrium, Chlorid, Sulfat und Hydrogenkarbonat berücksichtigt. Die Parameter Nitrat, Nitrit, Ammonium und DOC, die vorwiegend als Anzeiger anthropogener Einflüsse bzw. sehr kurzfristiger Wässer dienen können, wurden aufgrund der festgestellten sehr geringen Konzentrationen bei der Beurtei-lung der Wässer nicht berücksichtigt.

In der nachfolgenden zusammenfassenden Bewertung der hydrochemischen Eigenschaften werden aus Gründen der Übersichtlichkeit die Medianwerte der gemessenen und erhobenen Daten verwendet, wie sie in den Detailkapiteln der einzelnen Messstellen erarbeitet wurden. Für einzelne Messstellen bzw. einzelne hydrochemische Parameter, für die weniger als vier Einzelwerte zur Verfügung stehen, wurden für die vergleichende Analyse Einzelwerte oder Mittelwerte verwendet.

Untersuchungsgebiet	Messstelle	Art der Analysenwerte	Anzahl	pH	el. Leitfähigkeit µS/cm	Temperatur °C
Reit im Winkl	ER1	Median	5	7.66	325	8.2
	ER4	Median	8	7.73	336	8.7
	Rabengschöss	Median	16	7.81	302	6.9
Bad Reichenhall	Listanger	Median	7	7.81	415	7.85
	Listsee	Median	7	8.01	295	6.85
	Listwirt	Median	6	7.99	420	7.70
St. Martin	Saalach Thermal I	Mittelwert	2		3100	28.25
Bad Vigaun	Bad Vigaun	Median	4	6.85	11830	27.95
Felbertal	Tiefquelle	Median	5	7.63	454	9.5
Hof bei Salzburg	Brunnen Baderluck	Median	4	7.30	430	7.3
Bad Ischl	Wimmerbauernquelle	Median	5	7.65	276	11.4
Grünau im Almtal	Mudlmoosquelle	Median	6	7.74	336	6.3
Klaus am Pyhrn	Eggibrunnquelle	Median	8	7.73	333	8.9
	Felsenquelle	Median	4	7.71	332	7.3
Waidhofen/Ybbs	Mitterlugquelle	Median	13	7.73	367	8.7
	Steinbruchquelle	Median	4	7.63	432	10.2

Tabelle 6.2-1: Vor-Ort-Parameter aller Messstellen

Untersuchungsgebiet	Messstelle	Art der Analysenwerte	Anzahl	Na mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Ca-Mg-Verhältnis mmol/mmol	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l
Reit im Winkl	ER1	Median	4	0.10	43.00	23.10	1.13	0.10	2.30	234.92
	ER4	Median	7	2.60	42.65	24.15	1.07	3.10	9.65	230.34
	Rabengschöss	Median	16	0.10	40.00	22.00	1.10	0.10	3.70	214.17
Bad Reichenhall	Listanger	Median	7	0.40	55.00	22.00	1.52	1.66	33.00	240.11
	Listsee	Median	7	1.20	38.50	14.50	1.61	4.80	17.50	173.29
	Listwirt	Median	6	6.20	52.00	20.00	1.58	6.47	63.00	192.20
St. Martin	Saalach Thermal I	Mittelwert	2	19.90	624.50	170.00	2.23	119.95	1987.50	129.38
Bad Vigaun	Bad Vigaun	Median	4	1945.00	594.00	213.00	1.69	2698.00	2725.00	58.00
Felbertal	Tiefquelle	Median	4	3.60	62.00	18.90	1.99	1.70	2.70	261.64
Hof bei Salzburg	Brunnen Baderluck	Einzelwert	1	4.0	56.0	20.0	1.70	4.30	56.00	195.25
Bad Ischl	Wimmerbauernquelle	Mittelwert	2	0.2	36.3	18.7	1.18	0.10	1.70	197.70
Grünau im Almtal	Mudlmoosquelle	Mittelwert	2	0.4	49.6	16.0	1.88	1.08	12.20	206.24
Klaus am Pyhrn	Eggibrunnquelle	Median	5	0.3	46.3	15.6	1.80	0.86	5.00	140.34
	Felsenquelle	Einzelwert	1		45.1	16.3	1.68			
Waidhofen/Ybbs	Mitterlugquelle	Median	6	0.0	41.8	23.0	1.10	0.01	7.30	210.51
	Steinbruchquelle	Einzelwert	1	0.3	53.0	26.0	1.24	0.63	5.40	274.58

Tabelle 6.2-2: Hydrochemische Laborparameter aller Messstelle

## 6.2.1 Physikalische Parameter

### Wassertemperaturen

Die Betrachtung der Temperaturen im Jahresgang sowie der mittleren Temperaturen kann zum einen Aufschluss über die Beteiligung relativ junger oberflächlich beeinflusster Wässer bringen zum anderen ermöglicht die Quelltemperatur eine erste Abschätzung von mittleren Einzugsgebietshöhen der einzelnen Quellen im Vergleich, da Quellen mit höheren Einzugsgebieten im Allgemeinen geringere Temperaturen aufweisen.

Bei dieser Betrachtung werden die Thermalquellen nicht berücksichtigt, da die Temperatur hier ausschließlich eine Folge der Erwärmung in der Tiefe und damit des geothermischen Gradienten im Bereich des Bohrpunktes ist und keine Rückschlüsse auf das Einzugsgebiet mehr zulässt.

Das nachfolgende Diagramm zeigt die Mittelwerte der Wassertemperaturen der untersuchten seichten Kluftgrundwässer (inkl. Wimmerbauernquelle).

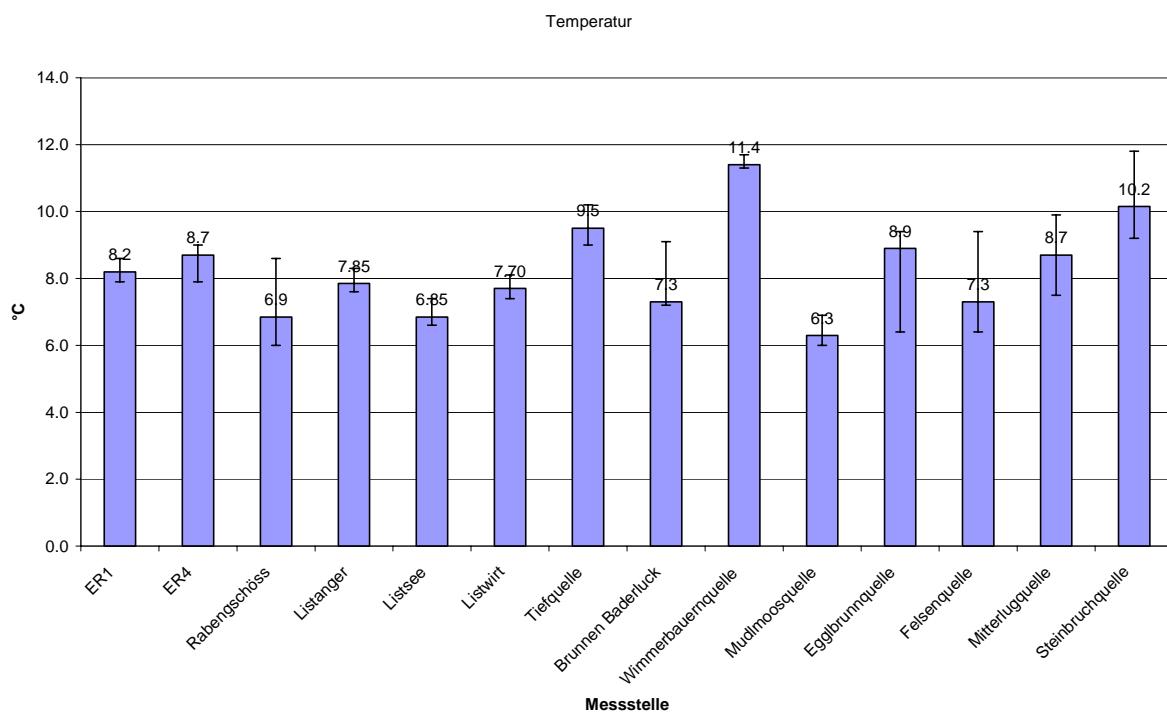


Diagramm 6.2-1: mittlere Wassertemperaturen der seichten Kluftgrundwässer mit Darstellung der Minimal- und Maximalwerte. Die Werte liegen im Allgemeinen zwischen 6 und 10°C. Ausnahme bildete die Wimmerbauernquelle mit Temperaturen, die deutlich über 10°C liegen.

Die mittleren Wassertemperaturen liegen im Bereich zwischen 6,3 und 11,4 °C. Auffällig ist dabei die gegenüber allen anderen Messstellen deutlich erhöhte Wassertemperatur von 11,4 °C in der Wimmerbauernquelle, Bad Ischl. An diese Werte reicht nur ein einmalig gemessener Maximalwert der Steinbruchquelle heran.

## Elektrische Leitfähigkeiten

Die elektrischen Leitfähigkeiten stellen grundsätzlich ein Maß für die Gesamtmineralisierung der Wässer dar. Neben der Beschaffenheit des Kluftaquifers und damit dem Angebot an lösbarer Stoffen ist die Mineralisierung von der Verweilzeit der Wässer sowie von den Bedingungen innerhalb des Kluftaquifers abhängig. Da es sich beim Speichergestein im gegenständlichen Fall um Hauptdolomit handeln sollte und wie eingangs erwähnt möglichst wenig andere Gesteinseinheiten auf die Wässer einwirken sollen, muss hier im Vergleich der Wässer zunächst von ähnlichen Einzugsgebieten ausgegangen werden.

Die Verweilzeit der Wässer wirkt sich nur solange auf die Gesamtmineralisierung aus, bis unter den gegebenen Bedingungen (Druck- und Temperaturbedingungen) die jeweilige Sättigungskonzentration erreicht wird, die Wässer also mit dem Umgebungsgestein im Löslichkeitsgleichgewicht stehen. Durch die Zumischung junger, nicht im Gleichgewicht stehender Wässer kann daneben ein Verdünnungseffekt auftreten, der qualitativ durch die Beziehung zwischen elektrischer Leitfähigkeit und Quellschüttung erfassbar ist.

Eine Veränderung des Löslichkeitsgleichgewichts kann innerhalb des Aquifers durch Änderungen der Umgebungsbedingungen eintreten. So führt zum Beispiel eine Temperaturerhöhung zu einer Verringerung der Kalzitlöslichkeit, wärmere Quellwässer sollten im Bereich von Karbonat-Aquiferen geringere Leitfähigkeiten aufweisen als kältere Wässer. Ein weiterer wesentlicher Faktor ist der CO<sub>2</sub>-Partialdruck, der je nach vorhandener Vegetationsdecke beim Durchlaufen der ungesättigten Bodenzone ansteigen kann. Mehr gelöstes CO<sub>2</sub> führt zu einem geringeren pH-Wert der Lösung, es geht mehr Kalzit in Lösung und die elektrische Leitfähigkeit nimmt entsprechend zu.

Die nachfolgenden Diagramme zeigen die Medianwerte der elektrischen Leitfähigkeiten der untersuchten Messstellen.

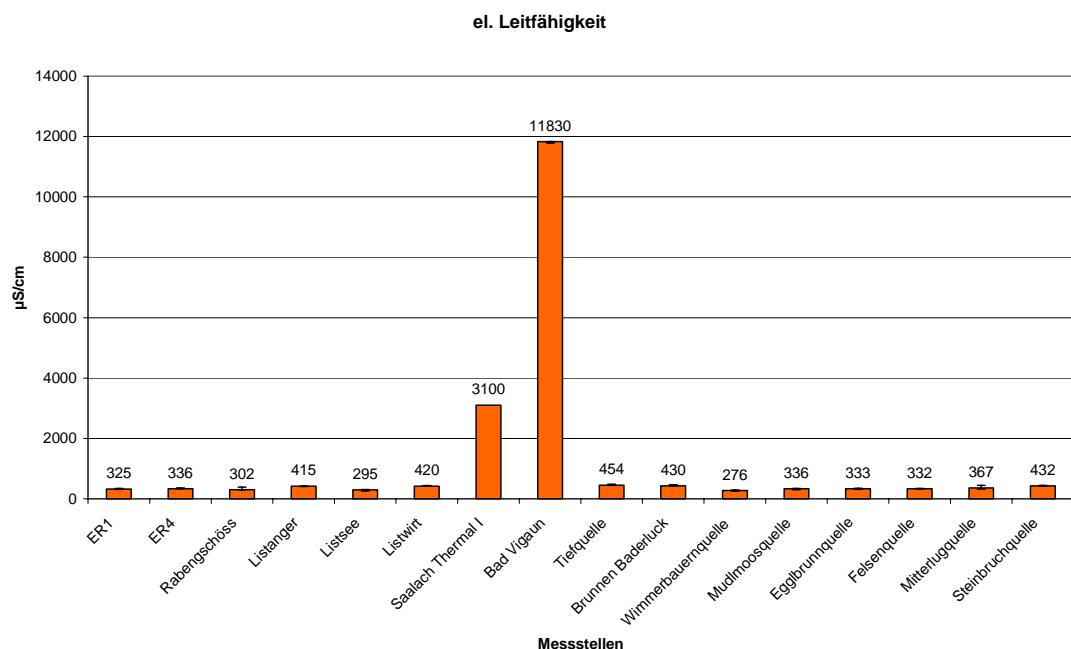


Diagramm 6.2-2: Median- bzw. Mittelwerte der elektrischen Leitfähigkeiten aller Messstellen. Die beiden Tiefenwässer Bad Vigaun und Saalach Thermal I weisen deutlich höhere Mineralisationen auf. Während Saalach Thermal I um ca. eine Zehnerpotenz über den seichten Kluftgrundwässern liegt, übersteigen die Wässer in Bad Vigaun die Leitfähigkeiten der seichten Kluftgrundwässer etwa um das 40fache.

Es zeigt sich, dass die beiden Thermalquellen mit Mittelwerten um 3.000 bzw. 12.000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  deutlich höhere elektrische Leitfähigkeiten aufweisen als die seichten Kluftgrundwässer der anderen untersuchten Grundwasseraufschlüsse, die im Bereich zwischen 250 und 450  $\mu\text{S}/\text{cm}$  liegen. Die höhere Mineralisation der Thermalwässer ist eine Folge sehr langer Verweilzeiten, eines wesentlich vielseitigeren Angebots an Ionen aufgrund eines wesentlich größeren und damit differenzierteren Einzugsgebietes sowie vermutlich eines gegenüber der Atmosphäre erhöhten  $\text{CO}_2$ -Partialdrucks in der Lösung.

Bereits die Betrachtung der elektrischen Leitfähigkeit als orientierender Summenparameter zeigt damit, dass die Thermalwässer, auch wenn sie in mächtigem Hauptdolomit erbohrt wurden, eine sich deutlich von den seichten Wässern unterscheidende Genese aufweisen. Ein weiterer Vergleich mit den möglicherweise für Trinkwasserzwecke nutzbaren seichteren Wässern ist daher nicht sinnvoll.

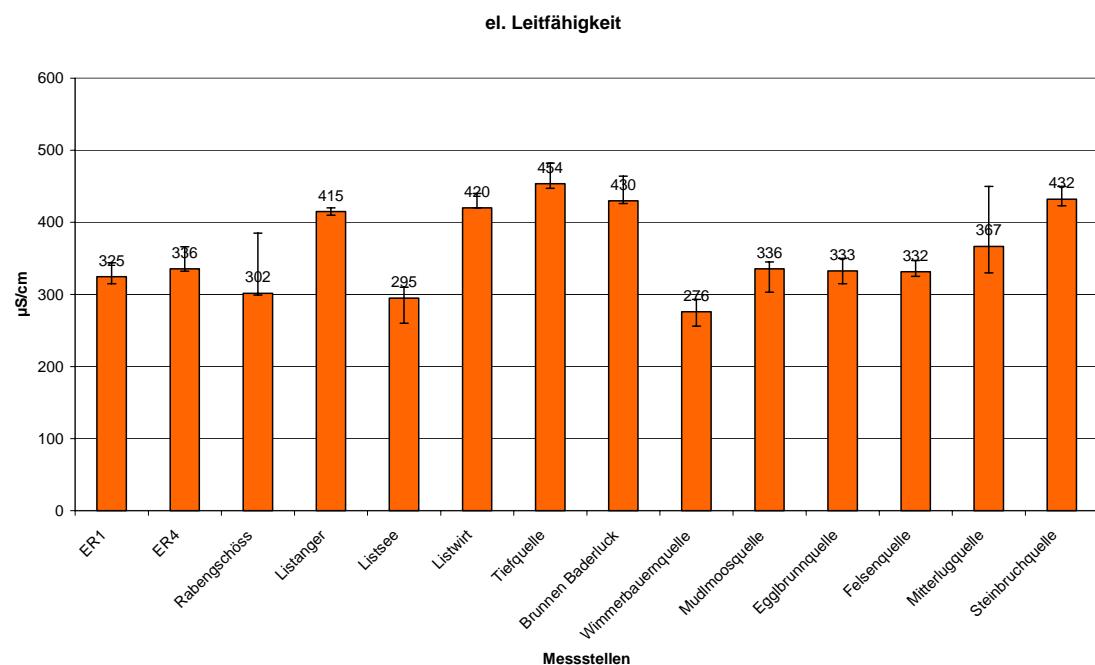


Diagramm 6.2-3: Medianwerte der elektrischen Leitfähigkeiten (ohne Tiefenwässer) inkl. Darstellung der Schwankungsbreite der Messwerte. Geringste Leitfähigkeiten zeigt die Wimmerbauernquelle, die innerhalb des Schwankungsbereiches nur mit den Wässern kalzitisch geprägten Wässern im Brunnen Listsee vergleichbar ist.

Die elektrischen Leitfähigkeiten der seichten Kluftgrundwässer zeigen dagegen wie in Diagramm 6.2-3 ersichtlich, generell sehr ähnliche mittlere elektrische Leitfähigkeiten zwischen 274  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Wimmerbauernquelle) und 426  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Brunnen Baderluck). Neben der geringen Schwankungsbreite dieser räumlich weit auseinander liegenden Quellen fällt hier zunächst auf, dass die geringste elektrische Leitfähigkeit jene Quelle aufweist, die auch die höchsten mittleren Wassertemperaturen gezeigt hat.

Weitere Interpretationen der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeiten ergeben sich aus der näheren Betrachtung der gemessenen Ionenkonzentrationen.

## 6.2.2 Ionenverhältnisse und -konzentrationen

Bei der Betrachtung der Ionenverhältnisse und -konzentrationen wurde besonderes Augenmerk auf die Parameter Calcium, Magnesium, Natrium, Chlorid, Sulfat und Hydrogenkarbo-

nat gelegt. Hinsichtlich der vorliegenden Analysen hat sich gezeigt, dass alle anderen Hauptelemente in den untersuchten Wässern nur untergeordnet vorkommen und für die gegenständlichen Fragestellungen vernachlässigt werden können. Spurenelemente wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht.

Zur ersten Orientierung wurden die Median- bzw. Mittel- und Einzelwerte der oben genannten Parameter aller Messstellen in einem Piper-Plot dargestellt.

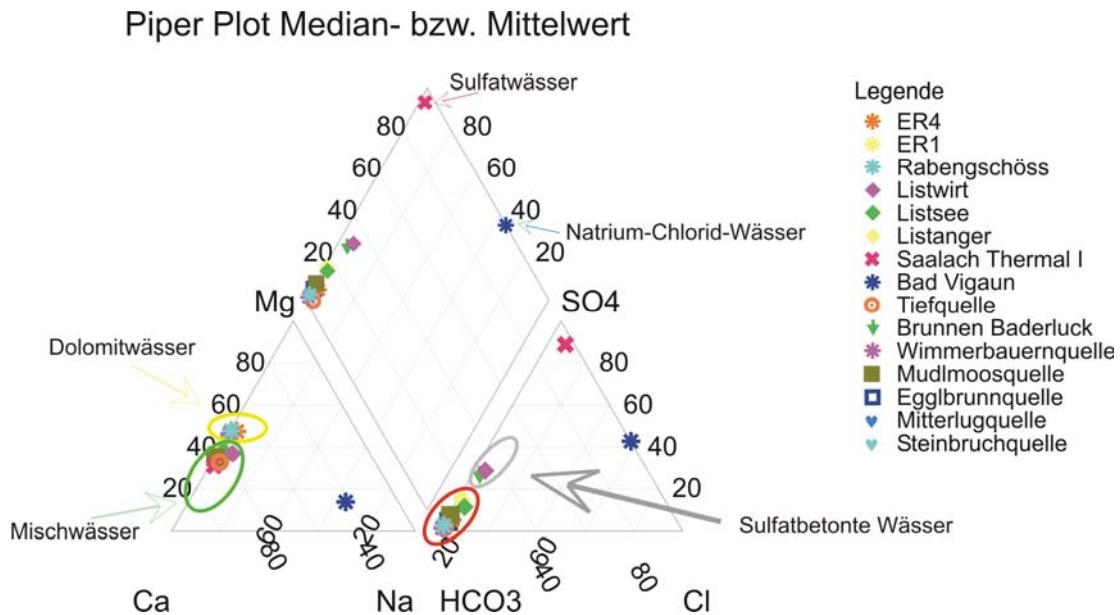


Diagramm 6.2-4: Piper-Plot der Ionenverteilung aller Messstellen. Neben der Sonderstellung der beiden Tiefenwässer aus Saalach Thermal I und Bad Vigaun zeigen sich hier zwei Gruppen von Wässern, die sich vor allem durch den Sulfatanteil unterscheiden. Die Gruppe größerer Sulfatgehalte (grau) wird von den Wässern im Brunnen Listwirt und Baderluck gebildet.

Diese Darstellung, bei der das Verhältnis der wichtigsten in den Wässern gelösten Ionen deutlich wird, zeigt, dass sich die Tiefenwässer nicht nur hinsichtlich der Menge an gelösten Stoffen sondern auch bezüglich der Art und der anteilmäßigen Verteilung der gelösten Spezies wesentlich von den seichten Kluftgrundwässern unterscheiden.

In der Thermalbohrung Saalach Thermal I wird stark sulfathaltiges Wasser gefördert, wobei die Kationenverteilung jedoch jener der seichten Hauptdolomitwässer sehr ähnlich ist. Die Wässer der Thermalbohrung Bad Vigaun zeigen dagegen deutliche Natrium-Chlorid-Dominanz und gegenüber den seichten Wässern zwar einen hohen jedoch im Vergleich zur Bohrung Saalach Thermal I untergeordneten Sulfatanteil.

Die seichten Kluftgrundwässer zeigen dagegen alle eine starke Dominanz von Calcium und Magnesium auf der Kationenseite und Hydrogenkarbonat als wesentlicher Anionenkomponente. Die Brunnen im Listseegebiet Bad Reichenhall sowie der Brunnen Baderluck weisen jeweils höhere Sulfatanteile auf als die anderen untersuchten seichten Grundwasseraufschlüsse.

Die absoluten Werte der Ionenkonzentrationen lassen sich am besten mit Hilfe eines Schoeller-Diagramms darstellen, in dem durch das logarithmische Auftragen der Konzentrationen nebeneinander sehr unterschiedliche Wässer dargestellt werden können.

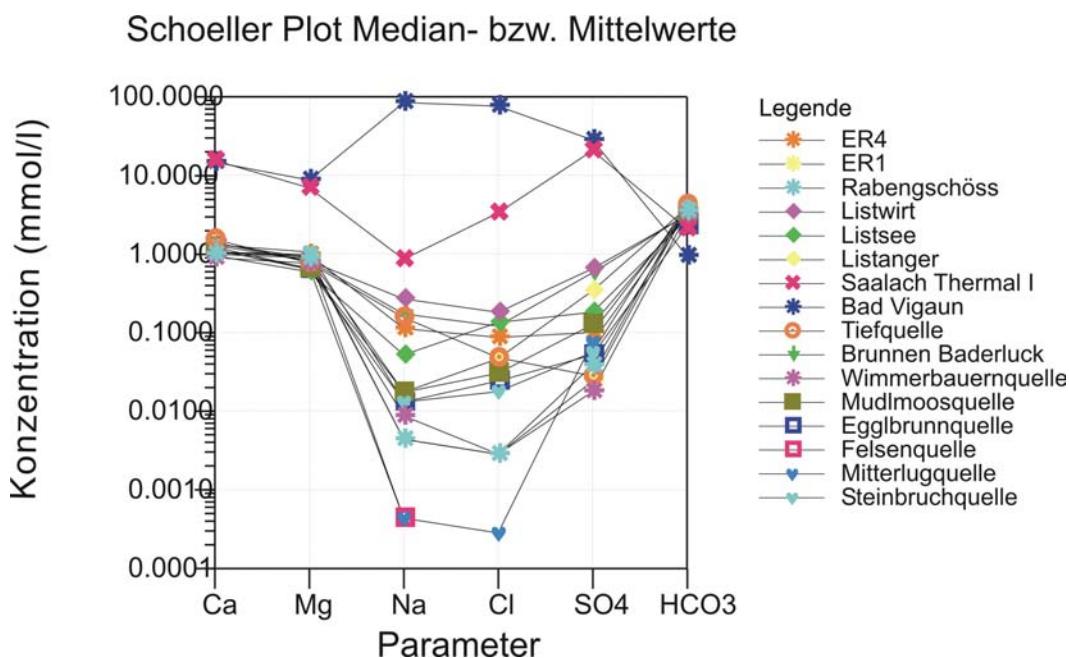


Diagramm 6.2-5: Schoeller-Plot aller Messstellen (Median- bzw. Mittelwerte). Die Darstellung zeigt die Sonderstellung der beiden Tiefenwässer, die insgesamt sehr viel höher mineralisiert sind. Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat sind in allen seichten Kluftgrundwässern vergleichbar. Wesentliche Unterschiede zeigen sich in den Parametern Natrium, Chlorid und Sulfat

Hier zeigt sich, dass die Parameter Calcium-, Magnesium sowie Hydrogenkarbonat der seichten Kluftgrundwässer sehr ähnliche Konzentrationen aufweisen. Eine breitere Streuung ist für Sulfat zu verzeichnen, deutliche Unterschiede zeigen sich für die Parameter Natrium und Chlorid. Höhere Natrium- und Chloridgehalte treten in den Brunnen Listwirt und Listsee, in der Bohrung ER4 und in der Tiefquelle Felbertal auf. Die höchsten Sulfatgehalte zeigen die drei Brunnen in Bad Reichenhall sowie die Bohrung ER4.

Gänzlich abweichende Zusammensetzungen finden sich dagegen in den beiden Tiefengrundwässern der Bohrungen Saalach Thermal I und Bad Vigaun. Alle Ionengehalte mit Ausnahme des Hydrogenkarbonats liegen deutlich über den Gehalten der seichten Kluftgrundwässer. Während die Wässer der Bohrung Saalach Thermal I sulfatgeprägt sind, zeigen die Wässer der Bohrung Bad Vigaun deutliche Dominanz von Natrium und Chlorid.

Zum Vergleich der Ionenkonzentrationen wurden die ermittelten Kennwerte der oben dargestellten Parameter in Form von Balkendiagrammen der Kationen- und Anionenzusammensetzung der Wässer dargestellt. Die nachfolgenden Diagramme zeigen jeweils Kationen- und Anionenkonzentrationen aller Messstellen sowie eine Detaildarstellung der Konzentrationen in seichten Kluftgrundwässern.

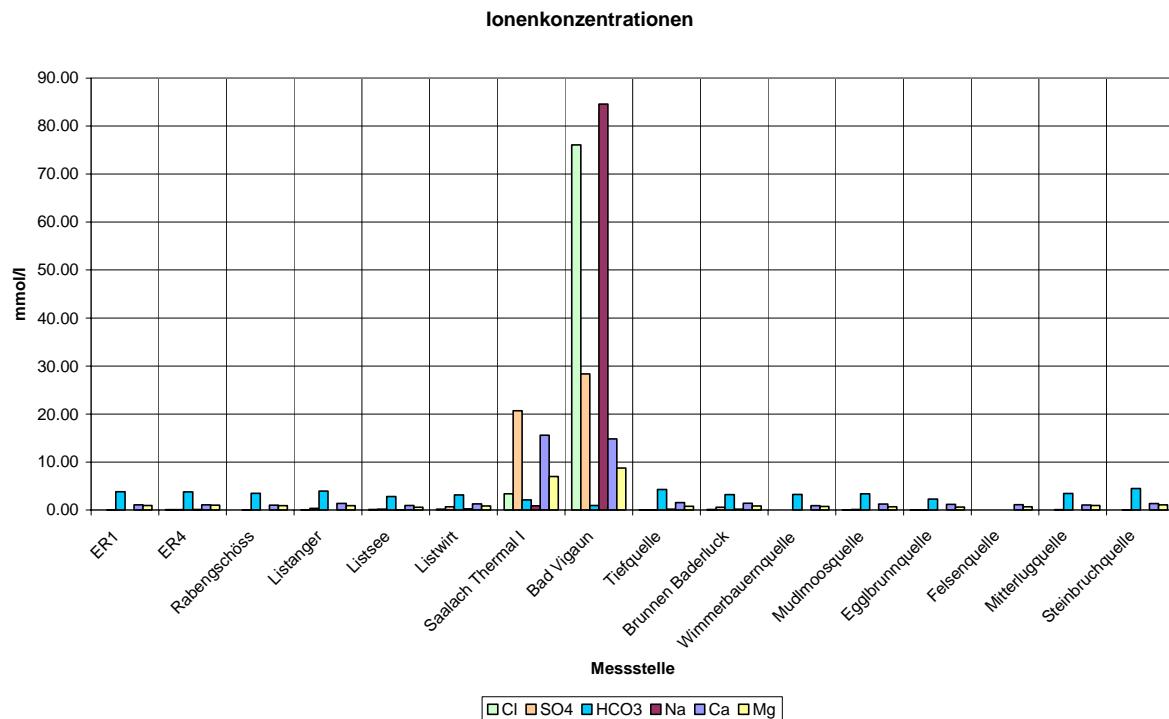


Diagramm 6.2-6: Ionenkonzentrationen in allen Messstellen. Das Diagramm zeigt die Sonderstellung der beiden Tiefenwässer deutlich. Während die Hauptparameter der seichten Kluftgrundwässer Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat hier nur untergeordnet auftreten, zeigen sich sehr hohe Gehalte an Sulfat in der Bohrung Saalach Thermal I sowie an Natrium, Chlorid und Sulfat in der Bohrung Bad Vigaun.

Bezüglich der Kationenzusammensetzung zeigt sich der deutliche sowohl quantitative als auch qualitative Unterschied der hydrochemischen Zusammensetzung von tiefen und seichten Kluftgrundwässern. Die Gehalte an Calcium und Magnesium liegen in den Thermalwässern um etwa eine Zehnerpotenz höher als jene der seichten Wässer. Daneben zeigt sich die deutliche Natrium-Dominanz in den Wässern der Thermalquelle Bad Vigaun. Die Anionenkonzentrationen bestätigen die deutlichen Unterschiede. Die Wässer der Thermalbohrung Bad Vigaun sind deutlich durch Chlorid geprägt, bei außerdem sehr hohen Sulfatgehalten, die Bohrung Saalach Thermal I weist sulfatdominierte Wässer auf. Hydrogenkarbonat, als das in karbonatischen Kluftgrundwässern grundsätzlich dominierende Anion, tritt in den beiden Thermalquellen nur untergeordnet auf, was auf die temperaturbedingte geringere Karbonatlöslichkeit zurückführbar ist.

Der Grund für derartig große Unterschiede in der Mineralisierung liegt zum einen in den unterschiedlichen Bildungsbedingungen (Druck und Temperatur) zum anderen im Angebot an lösbareren Komponenten. In der Bohrung Saalach Thermal I weisen die hohen Sulfatgehalte auf einen bedeutenden Einfluss von Raibler Schichten innerhalb des Aquifers hin, in Bad Vigaun zeigen daneben die hohen Natrium-Chlorid-Gehalte die Nähe von Haselgebirge im Einzugsgebiet der Wässer.

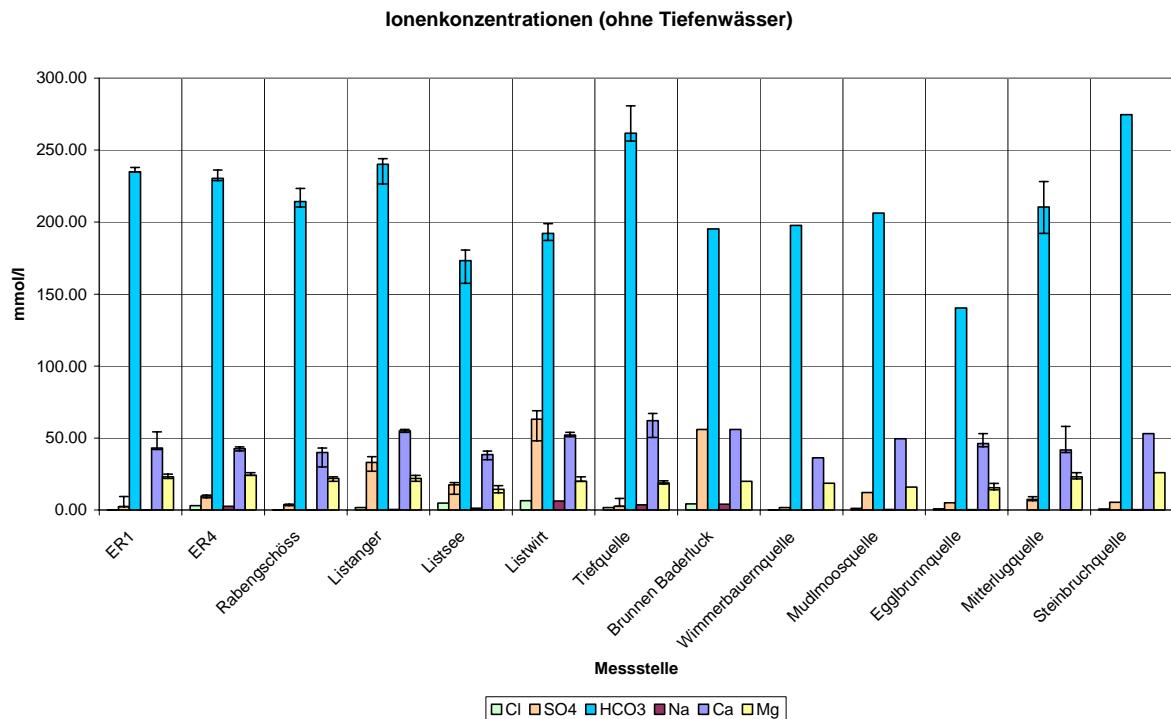


Diagramm 6.2-7: Detaildarstellung der Ionenkonzentrationen in den seichten Kluftgrundwässern. Extremwerte wurden für die Messstellen dargestellt, für die Medianwerte berechnet werden konnten. Unterschiede zwischen den Messstellen zeigen sich vor allem hinsichtlich der Sulfatgehalte.

Die Calciumkonzentrationen der seichten Wässer liegen im Bereich zwischen 0,8 und 1,5 mmol/l, die Magnesiumkonzentrationen zwischen 0,6 und 1,1 mmol/l. Nennenswerte Natriumgehalte weisen die Wässer der Messstellen ER4 in Reit im Winkl, die Brunnen Listsee und Listwirt in Bad Reichenhall, die Tiefquelle Felbertal sowie der Brunnen Baderluck auf.

Die Dominanz des Hydrogenkarbonats zeigt sich bei der Betrachtung der seichten Kluftgrundwässer mit Werten zwischen 2,8 und 4,5 mmol/l deutlich. Sowohl Chlorid als auch Sulfat treten im Allgemeinen nur untergeordnet auf. Nennenswerte Sulfat- und Chloridgehalte wurden in der Bohrung ER4 in Reit im Winkl, in den Messstellen am Listsee Bad Reichenhall sowie im Brunnen Baderluck gemessen. Das Auftreten von Sulfat bzw. Natrium und Chlorid lässt sich in einigen der betroffenen Messstellen durch nahe gelegene Raibler Schichten erklären, die offenbar in das Einzugsgebiet hinein reichen. In anderen Messstellen konnten anhand der Oberflächengeologie keine zufriedenstellenden Erklärungen für das Auftreten dieser Ionen gefunden werden. Im Detail wird die Problematik in den Einzelkapiteln 5.1 bis 5.10 erläutert.

Für die Unterscheidung von kalzitisch und dolomitisch beeinflussten Wässern ist das Calcium-Magnesium-Verhältnis von großer Bedeutung. Auch hier wurde zur zusammenfassenden Bewertung der Untersuchungsergebnisse auf die Median- bzw. Mittelwerte aller gemessenen Konzentrationen der einzelnen Messstellen zurückgegriffen.

Das nachfolgende Diagramm zeigt die Calcium-Magnesiumverhältnisse der seichten Kluftgrundwässer.

### Ca-Mg-Verhältnis (seichte Kluftgrundwässer)

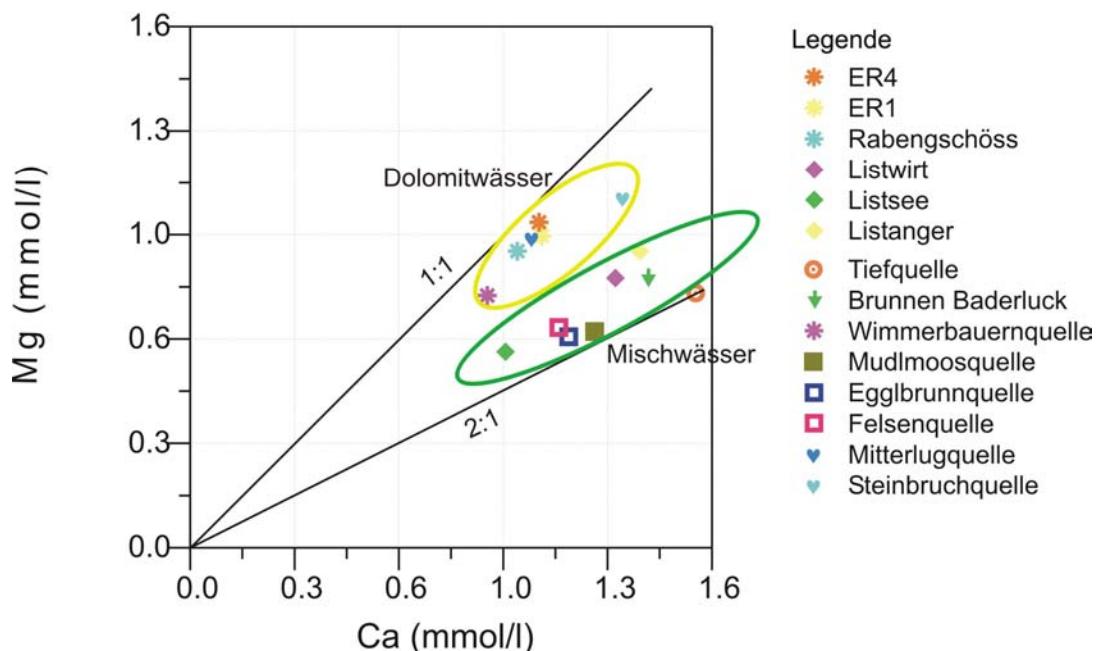


Diagramm 6.2-8: Calcium-Magnesium-Verhältnis in den seichten Kluftgrundwässern. Es lassen sich zwei Gruppen von Wässern unterscheiden. Eine Gruppe (gelb) weist ein Ca-Mg-Verhältnis auf, das nahe an 1:1 liegt, eine zweite Gruppe (grün) liegt näher an einem Ca-Mg-Verhältnis von 2:1.

Alle untersuchten Wässer weisen ein Calcium-Magnesium-Verhältnis auf, welches im Bereich von 1:1 bis 2:1 liegt. Die Wässer zeigen damit generell dolomitischen Einfluss, der jedoch in unterschiedlichem Ausmaß von kalzitischen Einflüssen überlagert wird. Im Einzelnen wurden mögliche Ursachen hierfür im Rahmen der detaillierten hydrochemischen Betrachtung der einzelnen Messstellen in Kapitel 5 dargelegt.

Hinsichtlich der Calcium-Magnesium-Verhältnisse lassen sich nach dieser Klassifikation zwei Gruppen von Wässern unterscheiden. Eine Gruppe liegt deutlich näher an einem Gleichgewicht von Calcium und Magnesium. Es handelt sich dabei um die Wässer der Messstellen in Reit im Winkl, die Wimmerbauernquelle in Bad Ischl sowie die Mitterlug- und die Steinbruchquelle in Waidhofen/Ybbs. Für diese Aufschlüsse kann daher ein reines Hauptdolomiteinzugsgebiet postuliert werden. Die Wässer der Messstellen in Bad Reichenhall, die Tiefquelle Felbertal, der Brunnen Baderluck in Hof bei Salzburg, die Mudlmoosquelle in Grünau im Almtal sowie die Eggbrunnquelle und die Felsenquelle in Klaus am Pyhrn zeigen einen stärker kalzitischen Einfluss. Außer für den Bereich der Tiefquelle Felbertal wurden für alle Messstellen im Zuge der Geländeaufnahmen Kalke im Einzugsgebiet festgestellt, die generell zwar räumlich eher untergeordnet vorkommen, deren Einfluss auf die hydrochemische Zusammensetzung der Wässer jedoch offenbar erheblich ist. Der Grund für die Abweichung in der Tiefquelle Felbertal ist hier nicht in dem Einfluss einer kalzitischen Einheit zu suchen, sondern vermutlich in der Tatsache, dass der Hauptdolomit im Einzugsgebiet der Quelle partiell stärker kalzitisch geprägt ist. Dafür spricht z.B. auch das weitgehende Fehlen der typisch grusigen Verwitterung im direkten orografischen Einzugsgebiet. Im Rahmen der Geländeaufnahme wurden auffällig viele und ausgeprägte Sinterflächen im Nahbereich von diffusen Quellaustreten festgestellt, was grundsätzlich auf einen erhöhten  $\text{CO}_2$ -Partialdruck innerhalb des Aquifers schließen lässt.

Von KASSEBAUM, 2006 wurde anhand zahlreicher Grundwasseranalysen aus dem Bereich des bayrischen Kalkalpenrandes eine Klassifizierung von Grundwässern unter Betrachtung der Parameter Calcium, Magnesium und Sulfat erstellt.

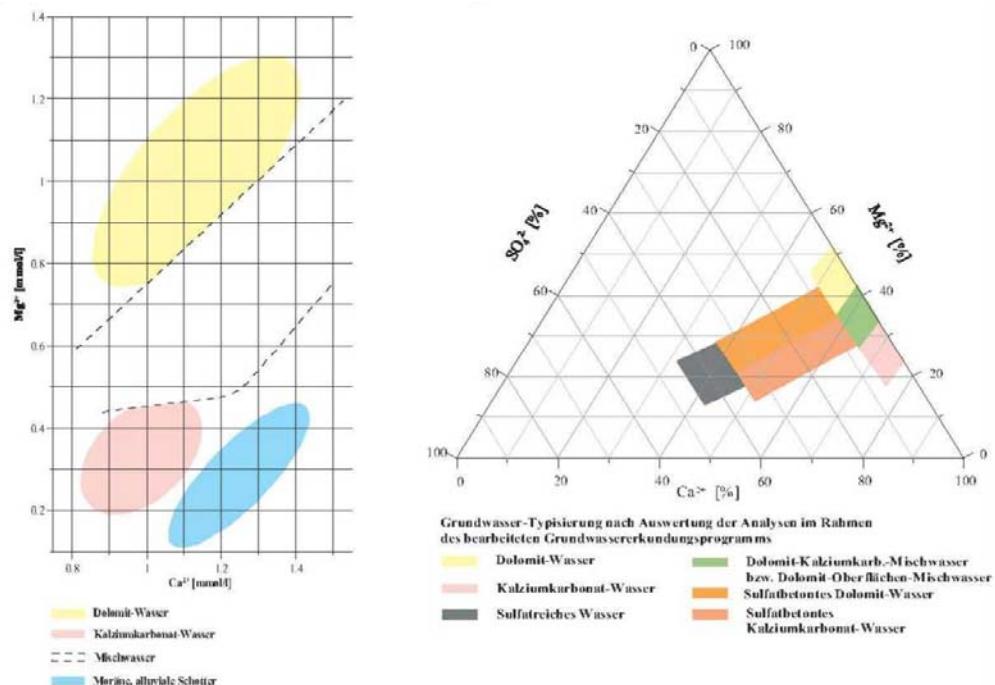


Abbildung 6.2-1: Klassifizierung nach Grundwassercharakteristiken aus KASSEBAUM, 2006. Auf Basis zahlreicher Quellen im Bayrischen Kalkalpenraum wurden nach dem Calcium-Magnesium-Verhältnis vier bzw. nach Calcium-Magnesium-Sulfat-Verhältnis sechs verschiedene Wassertypen ausgeschieden und gegeneinander abgegrenzt.

Neben Calciumkarbonat- und Dolomitwasser werden hier im Zweistoff- und Dreistoffdiagramm außerdem Mischwässer, Wässer aus Moräne oder alluvialen Schottern, sulfatreiche Wässer und sulfatbetonte Dolomit- oder Kalziumkarbonatwässer unterschieden.

Die nachfolgenden Diagramme zeigen die Analysen der hier untersuchten Wässer in Kombination mit der Klassifizierung im Zwei- und Dreistoffdiagramm.

## Zweistoffdiagramm Ca-Mg

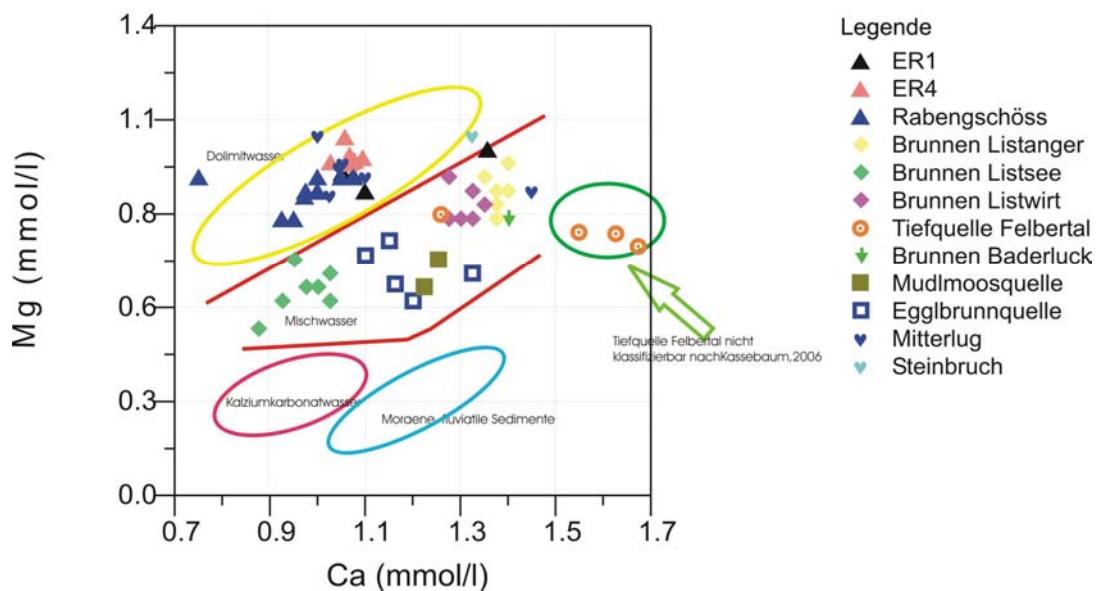
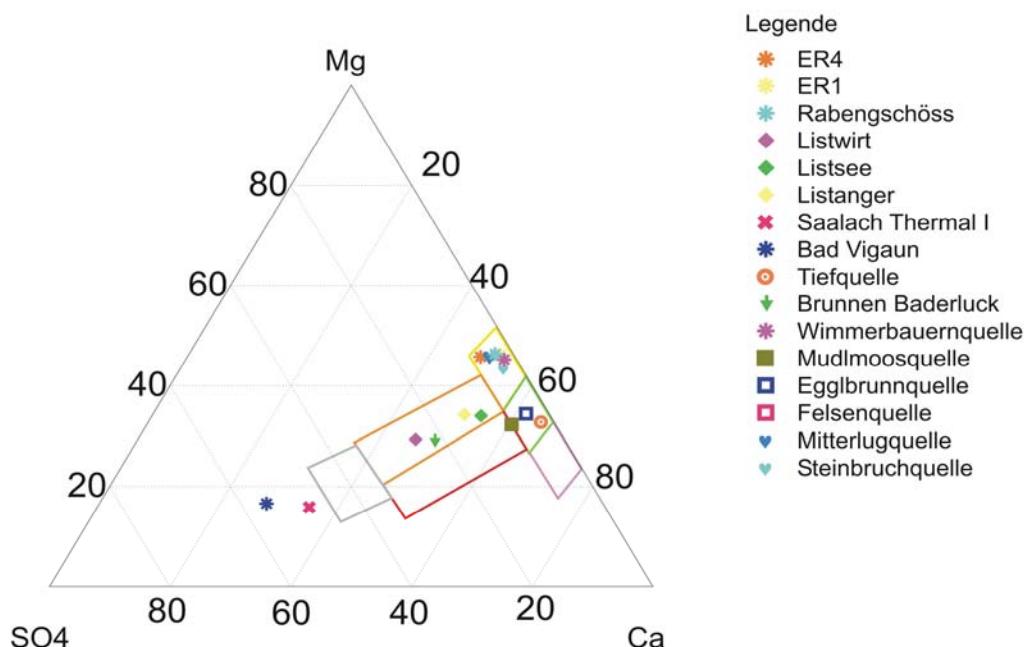


Diagramm 6.2-9: Zweistoffdiagramm Ca-Mg mit Klassifizierung nach KASSEBAUM, 2006. Die Wässer der Messstellen ER4, Rabengschöss sowie Steinbruch und Mitterlugquelle sind demnach als Dolomitwässer zu klassifizieren. Die Brunnen Bad Reichenhall, die Mudlmoosquelle, die Eggbrunnquelle und Brunnen Baderluck sind als Mischwässer einzustufen. Die Wässer der Felbertalquelle können nach dieser Klassifikation nicht bewertet werden.

Das Diagramm zeigt, dass die meisten der untersuchten Wässer innerhalb des Mischwasserbereichs plotten. Als Dolomitwässer lassen sich neben den Aufschlüssen in Reit im Winkl die Wässer der Wimmerbauernquelle sowie der Mitterlug- und Steinbruchquelle Waidhofen identifizieren. Die Wässer der Tiefquelle Felbertal lassen sich nicht in das entwickelte Schema einfügen. Sie liegen in der Verlängerung des von KASSEBAUM, 2006 ausgeschiedenen quartär beeinflussten Bereiches, weisen hierfür jedoch eine insgesamt deutlich zu hohe Mineralisierung auf.

Für keines der Wässer besteht nach dieser Klassifikation ein nennenswerter Einfluss durch Lockergesteinsbedeckung.

### Dreistoffdiagramm Ca-Mg-SO<sub>4</sub>



#### Klassifizierung nach KASSEBAUM, 2006



Diagramm 6.2-10: Dreistoffdiagramm mit Klassifizierung nach KASSEBAUM, 2006. Demnach sind Wässer aus dem Untersuchungsgebiet Reit i.W., sowie jene aus Waidhofen/Ybbs als Dolomitwässer zu bezeichnen. Die Wässer aus Bad Reichenhall sowie aus dem Brunnen Baderluck als sulfatbetonte Dolomitwässer, die Wässer aus Eggelbrunnquelle, Tiefquelle Felbertal und Mudlmoosquelle stellen sich als Mischwässer dar. Die Tiefenwässer finden sich aufgrund ihres hohen Sulfatanteils in der Klassifikation nicht wieder.

Im Diagramm 6.2-10 werden zusätzlich die Sulfatgehalte berücksichtigt. Nach dieser Darstellung sind die untersuchten Wässer in der Mehrzahl als Dolomitwässer oder sulfatbetonte Dolomitwässer zu klassifizieren. Mudlmoosquelle, Eggelbrunnquelle und Tiefquelle Felbertal sind Dolomit-Kalziumkarbonat-Mischwässer. Da bei der Erstellung des Klassifikationsschemas keine Tiefenwässer berücksichtigt worden waren, lassen sich diese hierüber auch nicht klassifizieren.

### 6.2.3 Hydrochemische Modellierung

Eine hydrochemische Modellierung der Tiefenwässer aus den Aufschlüssen Saalach Thermal I und Bad Vigaun wird nur als eingeschränkt sinnvoll erachtet, da diese Wässer im Zuge des Aufstiegs aus der Tiefe und der Probennahme an der Oberfläche bereits starke Veränderungen erfahren (Druck, Temperatur, CO<sub>2</sub>-Partialdruck – damit auch pH-Wert). Da keine Informationen über die Bedingungen innerhalb des Aquifers vorliegen, ist eine Modellierung der Wässer mit vielen Annahmen verbunden und dadurch mit großen Unsicherheiten behaftet. Die beiden Aufschlüsse wurden daher bei der vergleichenden Zusammenfassung der hydrochemischen Modellierung nicht berücksichtigt.

Die hydrochemische Modellierung der seichten Kluftgrundwässer diente zunächst der Überprüfung der Analysen auf Plausibilität und Vollständigkeit. Dabei wurden bei jeder Analyse zunächst der Ionenbilanzfehler sowie die Sättigungsindizes für die Hauptphasen Kalzit und Dolomit betrachtet. In einem karbonatischen Grundwasserleiter ist davon auszugehen, dass Kalzit grundsätzlich mit der Lösung im Gleichgewicht steht. Um die Beziehungen der ermittelten Kalzit- und Dolomitsättigungen interpretierbar zu machen, wurde vereinfachend vom ausschließlichen Auftreten der beiden Endglieder Kalzit und Dolomit ausgegangen. Möglicherweise beteiligte Mischgesteine (s. Kap. 4.4) bleiben hier außer Acht.

Das nachfolgende Diagramm zeigt die Beziehung von Kalzit- zu Dolomitsättigungsindizes der betrachteten Analysen seichter Kluftgrundwässer. In der Darstellung finden sich neben den Originaldaten auch bereits die ins Kalzitgleichgewicht gebrachten Werte.

Sättigungsindizes für Kalzit, die in einem Bereich zwischen -0,2 und +0,2 liegen, werden für die weitere Bewertung als Gleichgewichte betrachtet. Innerhalb dieses Bereiches liegen die meisten der berechneten Sättigungsindizes. Werte die außerhalb dieser Spanne liegen, wurden generell im Rahmen der Modellierung hin zu einer Gleichgewichtskonzentration korrigiert.

Abweichungen im Bereich des Kalzitgleichgewichtes liegen hauptsächlich als Übersättigung im Bereich zwischen 0,2 und 0,4 vor. Hier wurde durch eine Anpassung des pH-Wertes eine Korrektur vorgenommen. Eine Kalzituntersättigung von mehr als -0,2 wurde nur für die Wimmerbauernquelle festgestellt. Eine mögliche Erklärung hierfür ist im Temperaturrückgang der Quellwässer beim Aufstieg aus größeren Tiefen zu finden (s. dazu Kapitel 5.7). Die Simulation einer Temperaturerhöhung auf 25°C zeigt, dass bei höherer Temperatur nur mehr sehr geringe Kalzituntersättigung der Lösung von -0,1 auftritt.

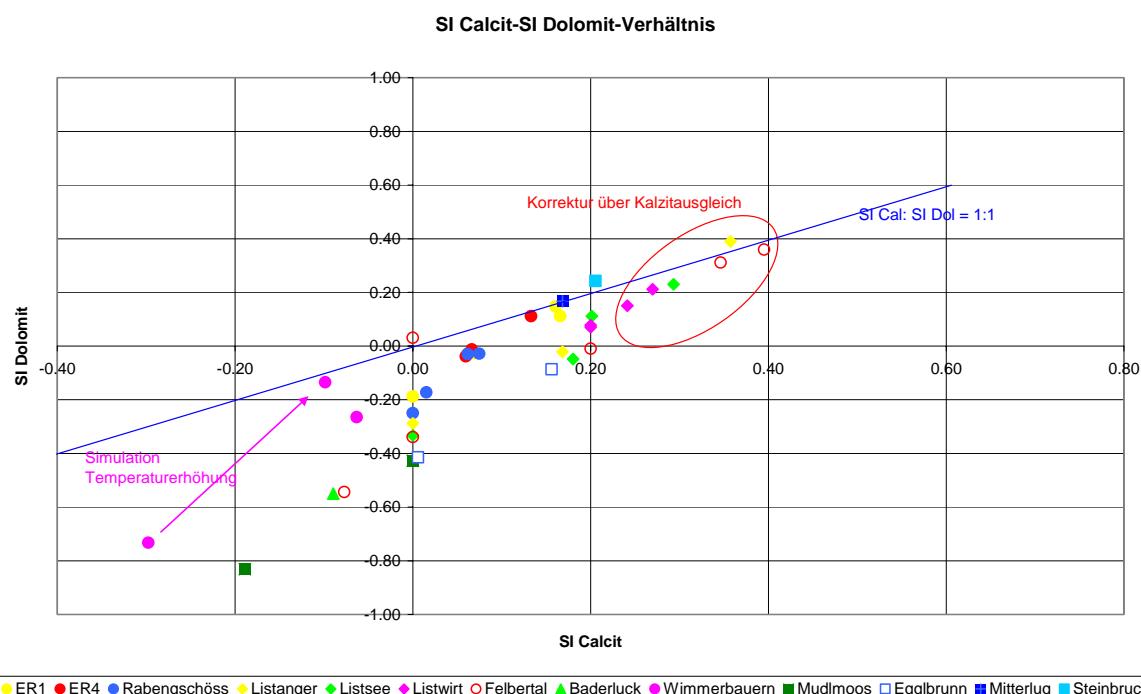


Diagramm 6.2-11: Beziehungsdiagramm Sättigungsindizes Kalzit und Dolomit. Bei Kalzitsättigung zeigt sich häufig Dolomituntersättigung. Für die stark kalzituntersättigten Wässer wurden Korrekturrechnungen mit Phreeqc durchgeführt. Die Wässer der Wimmerbauernquelle sind aufgrund ihrer Abkühlung beim Austritt stark untersättigt. Die Simulation einer Temperaturerhöhung mit Phreeqc führt zur Kalzit- und Dolomitsättigung.

Die Sättigungsindizes für Dolomit und Kalzit verhalten sich im Wesentlichen gleich, wobei Dolomit in den meisten Fällen geringfügig unter der Kalzitsättigung liegt, im Diagramm 6.2-11 daran ersichtlich, dass die Punkte generell unter der Linie liegen, die ein Verhältnis der SI von 1:1 wiedergibt. Starke Abweichungen von dieser Linie hin zu einer Dolomituntersättigung ergeben sich für die Wässer der Mudlmoosquelle, des Brunnens Baderluck und der Tiefquelle Felbertal.

Das nachfolgende Diagramm 6.2-12 zeigt die Beziehung zwischen den Sättigungsindizes für Dolomit und dem jeweiligen Calcium-Magnesium-Verhältnis in der Lösung. Bei dieser Darstellung wurden die Werte, denen eine Kalzitübersättigung zugrunde liegt, bereits herausgefiltert, so dass hier nur mehr Werte aufscheinen, die mit Kalzit im Gleichgewicht ( $\pm 0,2$ ) stehen.

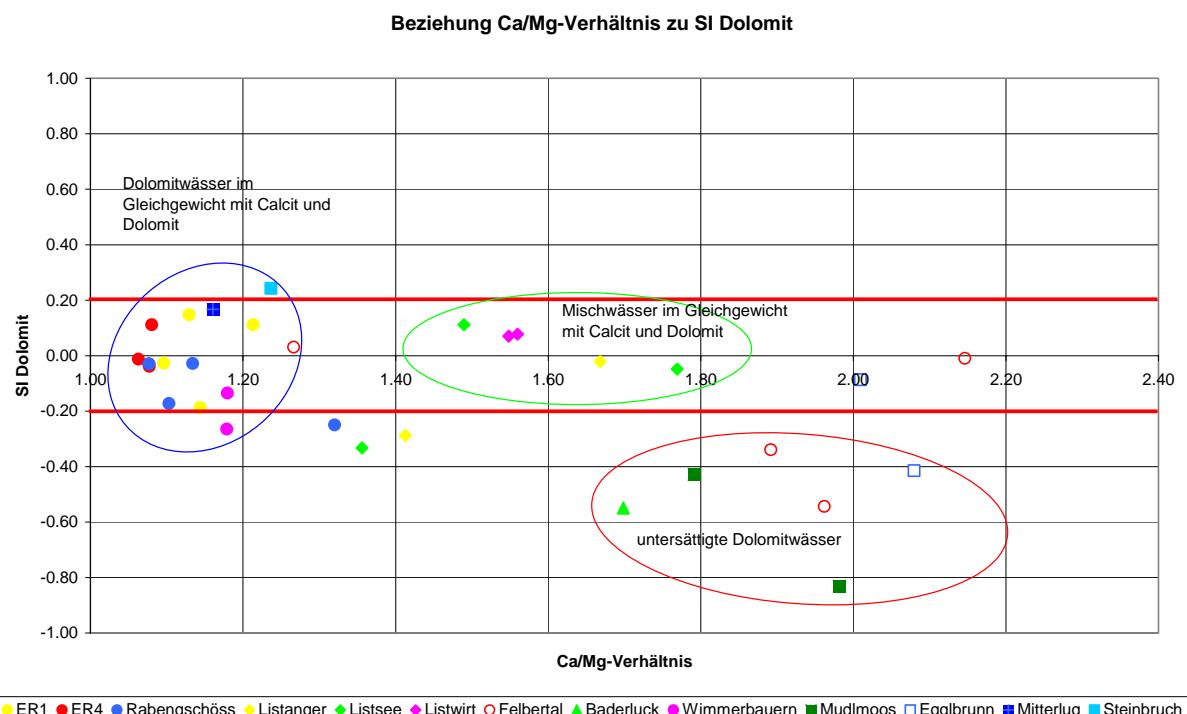


Diagramm 6.2-12: Sättigungsindex Dolomit in Beziehung zum Ca-Mg-Verhältnis der Wässer (Datensatz nach Kalzitausgleich bereinigt). Wässer, die ein ausgeglichenes Calcium-Magnesium-Verhältnis zeigen, weisen im Wesentlichen auch Dolomitsättigung ( $-0,2 < SI_{Dol} < +0,2$ ) auf. Mischwässer zeigen teilweise Dolomitsättigung (Brunnen Bad Reichenhall), teilweise deutliche Dolomituntersättigung (Tiefquelle Felbertal, Brunnen Baderluck, Mudlmoosquelle, Eggibrunnquelle).

Hier fällt auf, dass grundsätzlich Werte mit einem ausgeglichenen Ca-Mg-Verhältnis im Bereich zwischen 1 und 1,2 auch im Sättigungsgleichgewicht ( $\pm 0,2$ ) für Dolomit liegen. Ausnahme bildet hier nur der nicht temperaturkorrigierte Wert der Wimmerbauernquelle, der trotz ausgeglichenem Ca-Mg-Verhältnis eine Dolomituntersättigung zeigt. Lösungen mit einem größeren Ca-Mg-Verhältnis zeigen dagegen auch eine tendenziell größere Variation der Abweichungen vom Dolomitgleichgewicht.

Die Aufschlüsse ER1, ER4 und Rabengschöss in Reit im Winkl, die Wimmerbauernquelle in Bad Ischl und die Mitterlugquelle sowie annähernd die Steinbruchquelle in Waidhofen zeigen bei ausgeglichenem Ca-Mg-Verhältnis Dolomitsättigung. Hierbei handelt es sich demnach um Dolomitwässer im Gleichgewichtszustand. In den Brunnen Listanger, Listsee und Listwirt

in Bad Reichenhall liegt Dolomitsättigung bei einem deutlich zum Calcit verschobenen Ca-Mg-Verhältnis vor. In guter Übereinstimmung mit den geologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet handelt es sich demnach um Kalziumkarbonat-Dolomit-Mischwässer im Gleichgewichtszustand.

Die Aufschlüsse Tiefquelle Felbertal, Brunnen Baderluck, Mudlmoosquelle und Egglbrunnquelle zeigen bei kalzitisch dominiertem Ca-Mg-Verhältnis deutliche Dolomituntersättigung. Hierfür lassen sich verschiedene Erklärungsansätze finden:

- In den Einzugsgebieten dieser Aufschlüsse können mehr oder weniger bedeutende Kalkvorkommen auf die Wässer einwirken bevor diese in Hauptdolomitklüfte eintreten und hier die Dolomitlösung einsetzt. Der Austritt erfolgt nach einer Verweilzeit der Wässer, die für eine Gleichgewichtseinstellung mit Dolomit nicht ausreichend ist. Dieser Erklärungsansatz kann auf die Untersuchungsgebiete von Egglbrunnquelle, Mudlmoosquelle und Brunnen Baderluck Anwendung finden.
- Es handelt sich im Einzugsgebiet zwar generell um einen Hauptdolomit-Aquifer, die dolomitische Komponente ist jedoch aufgrund einer unvollständigen frühdiagenetischen Dolomitierung weniger gut ausgeprägt. Im Gestein ist insgesamt mehr Calcium als Magnesium eingebaut, was sich in der Zusammensetzung der Lösung widerspiegelt. Dieser Umstand wäre eine mögliche Erklärung für die Zusammensetzung der Wässer aus der Tiefquelle Felbertal, da hier ein Einfluss anderer karbonatischer Einheiten im Einzugsgebiet aufgrund der Oberflächengeologie ausgeschlossen werden kann.
- Die Vermischung von gesättigten Hauptdolomitwässern mit sehr jungen gering mineralisierten Wasseranteilen aus infiltrierendem Niederschlag führt zunächst zu einer Gesamtuntersättigung aller vorhandenen Phasen. Das unterschiedliche Löslichkeitsverhalten von Calciumkarbonat und Dolomit wirkt sich auch auf die Dauer der Lösungsprozesse und damit auf die Geschwindigkeit aus, in der sich Phasengleichgewichte einstellen. Unter diesem Gesichtspunkt wäre die Dolomituntersättigung bei Calcitgleichgewicht ein Indiz für die Beteiligung junger Wässer an der Quellschüttung.

Die Betrachtung des CO<sub>2</sub>-Partialdruckes kann unter Umständen Hinweise auf die Infiltrationsbedingungen im jeweiligen Einzugsgebiet geben. Ein wesentlicher Faktor ist hierbei der Einfluss der belebten Bodenzone, in welcher den infiltrierenden Wässern CO<sub>2</sub> zugeführt wird.

Das Diagramm 6.2-13 zeigt den Zusammenhang zwischen CO<sub>2</sub>-Partialdruck und der festgestellten Kalzitsättigung. Grundsätzlich besteht aufgrund des Karbonat-Kohlensäuregleichgewichts eine umgekehrt proportionale Beziehung zwischen den Sättigungsindizes der Karbonatphasen und dem CO<sub>2</sub>-Partialdruck in der Lösung, der den Wässern bei der Infiltration aufgeprägt wird. Die annähernd parallel verlaufenden Linien im Diagramm weisen daher auf sich hinsichtlich ihrer Bodenüberdeckung unterscheidende Infiltrationsgebiete hin.

Unter diesem Gesichtspunkt lassen sich die Wässer in zwei Gruppen unterteilen.

Die rote Linie repräsentiert die Tiefquelle Felbertal sowie die Steinbruchquelle in Waidhofen und zeigt die höchsten CO<sub>2</sub>-Partialdrucke in Bezug auf die Dolomitsättigung und damit den bedeutendsten Einfluss der Bodenzone im Zuge der Infiltration.

Die blaue Linie ergibt sich aus den Werten der Aufschlüsse in Reit im Winkl (wobei die Rabengschössquelle große Streuung aufweist), dem Brunnen Listanger in Bad Reichenhall, der

Mitterluggquelle Waidhofen, Brunnen Listwirt, Bad Reichenhall, Mudlmoosquelle, Eggbrunquelle und dem Brunnen Baderluck. Die in Bezug auf die Kalzitsättigung geringeren  $\text{CO}_2$ -Partialdrücke zeigen, dass diese Wässer einen geringeren Einfluss durch biologische Prozesse innerhalb der Bodenzone erfahren haben.

Die Werte des Brunnens Listsee, Bad Reichenhall sowie der Wimmerbauernquelle sind in diesem Zusammenhang nicht interpretierbar.

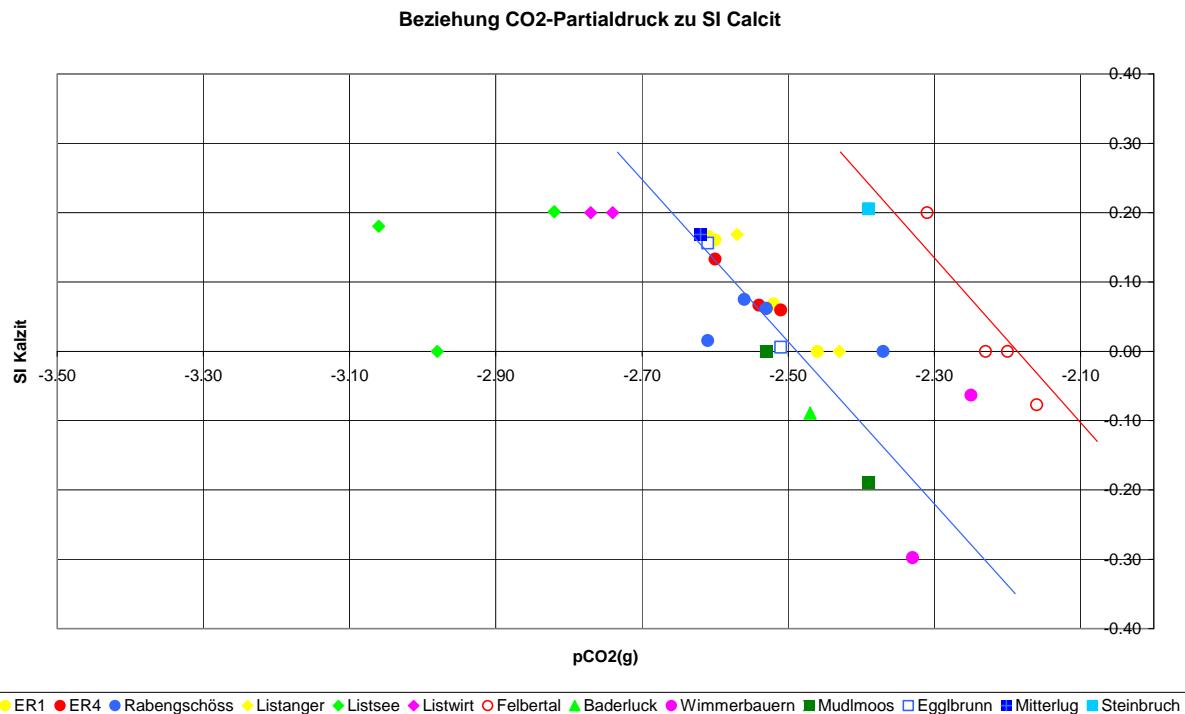


Diagramm 6.2-13: Beziehung CO<sub>2</sub>-Partialdruck zu Dolomitsättigung. Es bilden sich zwei Gruppen heraus, die aufgrund ihres CO<sub>2</sub>-Partialdruckes auf unterschiedliche Beeinflussung durch die belebte Bodenzone hinweisen.

## 6.2.4 Interpretation und Zusammenfassung der Ergebnisse

In den vorangegangenen Kapiteln 6.2.1 bis 6.2.3 wurden verschiedene Aspekte der hydrochemisch untersuchten Wässer dargestellt und die Wässer unter verschiedenen Gesichtspunkten miteinander verglichen um Unterschiede und Gemeinsamkeiten darzustellen und so eine hydrochemische Klassifikation zu erarbeiten. Dabei ergab sich zunächst eine grundlegende Unterteilung der Wässer in zwei Gruppen. Die erste Gruppe bilden die seichten Kluftgrundwässer aus Quellen und Bohrungen im Tiefenbereich zwischen 0 und 250 m, die zweite Gruppe bilden die Tiefenwässer der Thermalbohrungen Saalach Thermal I und Bad Vigaun mit Endteufen von ca. 2200 bzw. 1350 m. Eine Sonderstellung neben diesen beiden Gruppen nimmt die Wimmerbauernquelle Bad Ischl ein, die sich bereits hydrochemisch durch eine insgesamt geringere Mineralisation von den seichten Kluftgrundwässern unterscheidet.

Die Betrachtung der physikalischen Parameter sowie der Hauptbestandteile der im Wasser gelösten Stoffe zeigt, dass die beiden Tiefenwässer eine völlig von den anderen untersuchten Wässern abweichende Genese aufweisen. Neben karbonatischen Anteilen weist der Aquifer im Einzugsgebiet dieser Wässer sulfathaltige Gesteine, wie Gips und Anhydrit sowie natrium-chloridhaltige (Steinsalz) Gesteine auf. Auf ihrem Weg in den Hauptdolomit werden

diese Wässer z.B. von Haselgebirge (Bad Vigaun) oder Raibler Schichten (Saalach Thermal I) beeinflusst. Aufgrund der wesentlich höheren Temperaturen dieser Wässer sowie eines vermutlich höheren  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes innerhalb des Kluftaquifers finden hier hydrochemisch-physikalische Prozesse statt, die sich deutlich von jenen der seichten Kluftaquifere unterscheiden. Zusätzlich muss bei der Betrachtung der hydrochemischen Zusammensetzung der Thermalwässer berücksichtigt werden, dass sie bereits durch den Aufstieg aus großer Tiefe und der damit verbundenen Druckentlastung und Abkühlung wesentliche hydrochemische Veränderungen erfahren. Um die Verhältnisse innerhalb des Aquifers detailliert wiedergeben zu können, müsste die Probennahme innerhalb der Bohrungen ohne die Möglichkeit einer Entgasung und Abkühlung der Wässer erfolgen. Dies ist jedoch ohne entsprechend hohen technischen Aufwand nicht durchführbar. Eine weiterführende Interpretation der vorliegenden hydrochemischen Daten ist daher nicht sinnvoll.

Bei den seichten Kluftgrundwässern zeigen sich nur geringfügige quantitative Unterschiede in der Gesamtmineralisation (Summenparameter elektrische Leitfähigkeit), was daraufhin deutet, dass die Wässer im Wesentlichen im Gleichgewicht mit dem sie umgebenden Gestein stehen und dieses bei allen untersuchten Messstellen als sehr ähnlich zu betrachten ist. Die in allen Messstellen dominierenden Ionen Calcium, Magnesium und Hydrogenkarbonat weisen auf einen karbonatischen und zumindest dolomitisch beeinflussten Grundwasserleiter hin.

Die Calcium-Magnesium-Verhältnisse lassen bereits eine einfache Gruppierung der Wässer in Dolomitwässer und Mischwässer zu. Zu den Dolomitwässern sind demnach die Aufschlüsse Reit im Winkl, die Wimmerbauernquelle sowie die Quellen Waidhofen zu stellen. Mischwässer liefern die Brunnen in Bad Reichenhall, die Tiefquelle Felbertal, der Brunnen Baderluck, die Mudlmoosquelle sowie die Quellen in Klaus am Pyhrn.

In den Messstellen Bad Reichenhall, Tiefquelle Felbertal sowie Brunnen Baderluck wurden außerdem nennenswerte Konzentrationen an Natrium und Chlorid sowie an Sulfat festgestellt. Die Konzentrationen liegen jedoch weit unter den Calcium- und Magnesium-Gehalten und außerdem weit unter der Sättigungskonzentration.

Eine Zuordnung der untersuchten Wässer nach einer Klassifikation in Zweistoff- und Dreistoffdiagramm nach KASSEBAUM, 2006 ist auf die meisten Messstellen anwendbar und führt im Wesentlichen zum selben Ergebnis. Die Tiefquelle Felbertal wird auf dieser Basis als Calciumkarbonatwasser klassifiziert, obwohl hierfür im Einzugsgebiet keine offensichtlichen Voraussetzungen bestehen. Die Klassifizierung im Zweistoffdiagramm erfasst die Tiefquelle Felbertal nicht.

Die Unterscheidung der Wässer nach ihrem Sulfatgehalt lässt ebenfalls eine Unterteilung in zwei Gruppen zu. Eine annähernd sulfatfreie Gruppe von Wässern wird aus den Messstellen ER1 und Rabengschöss, Reit im Winkl, Tiefquelle Felbertal, Wimmerbauernquelle, sowie die Quellen in Klaus am Pyhrn und Waidhofen gebildet. Nennenswerte Sulfatgehalte ( $>10\text{mg/l}$ ) weisen dagegen die Brunnen WVA Listsee, der Brunnen Baderluck und die Mudlmoosquelle auf.

Eine Modellierung der Lösungen mittels PhreeqC zeigt, dass die Phasen Gips, Anhydrit und Halit in den Wässern aller seichten Messstellen deutlich untersättigt vorliegen. Es kann also überall von einem nur marginalen Einfluss auf die Wässer ausgegangen werden, da ein andauernder Kontakt der Wässer zu diesen vergleichsweise leicht löslichen Phasen die Einstellung eines Phasengleichgewichtes zur Folge haben müsste.

Die Calcium-Magnesium-Verhältnisse der Wässer liegen in Bereichen, die eindeutig auf einen Einfluss dolomitischer Gesteine hinweisen. Die Quotienten liegen zwischen 1,07 in Reit im Winkl und 1,99 in der Tiefquelle Felbertal.

Auf Basis der hydrochemischen Modellierung lassen sich die untersuchten seichten Kluftwässer in drei Gruppen unterteilen:

#### gesättigte Dolomitwässer:

Für die Messstellen in Reit im Winkl, die Wimmerbauernquelle sowie die Quellen in Waidhofen/Ybbs lässt sich ein dolomitisches Einzugsgebiet feststellen. Hier ergeben sich auch aus der hydrochemischen Modellierung Wässer, die neben einem ausgeglichenen Ca-Mg-Verhältnis sowohl mit Kalzit als auch mit Dolomit Gleichgewichtszustände zeigen. Ein bedeutender Einfluss von Fällungs- und Lösungserscheinungen in Zusammenhang mit kalzitischen Kluftfüllungen innerhalb des Hauptdolomits auf die Wasserzusammensetzung ist hier nicht ableitbar.

#### gesättigte Mischwässer:

Die Brunnen im Bereich der WVA Listsee stellen jeweils Mischwässer dar, die sowohl kalzitische Prägung als auch dolomitische Einflüsse zeigen. Beide Phasen sind damit mit der Lösung im Gleichgewicht. Hier ist ein Einfluss eines den Hauptdolomit überlagernden Kalksteins (Wettersteinkalk) maßgeblich an der Prägung der Wässer beteiligt.

#### ungesättigte Dolomit- oder Mischwässer

In diese Gruppe sind die Messstellen Tiefquelle Felbertal, Mudlmoosquelle, Brunnen Baderluck und die Eggbrunnquelle einzuordnen. Hier besteht ein zugunsten von Kalzit verschobenes Ca-Mg-Verhältnis wobei bei Kalzitsättigung Dolomit deutlich untersättigt vorliegt. Neben Lösungs- und Fällungsreaktionen kalzitischer Kluftfüllungen können derartige Bedingungen außerdem durch die unterschiedliche Geschwindigkeit von Lösungsprozessen in Calciumkarbonat und Dolomit begründet sein.

Hinsichtlich des CO<sub>2</sub>-Partialdrucks in der Lösung lassen sich zwei Gruppen unterscheiden. Eine Gruppe mit erhöhtem CO<sub>2</sub>-Partialdruck wird von den Messstellen Tiefquelle Felbertal und Steinbruchquelle, Waidhofen gebildet. Diese Wässer erfahren offenbar im Zuge der Infiltration eine stärkere CO<sub>2</sub>-Anreicherung in der belebten Bodenzone als die anderen Wässer.

Die nachfolgende Tabelle zeigt die Zuordnung der Wässer nach den verschiedenen Untersuchungskriterien.

Messstelle	Wassertyp	Ca-Mg-Verhältnis	Klassifizierung nach KASSEBAUM 2006		Klassifizierung nach hydrochem. Modellierung
				Sulfatgehalten	
				sulfathaltig > 10 mg/l	
ER1	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	Dolomitwasser	Dolomitwasser	sulfatfrei	ges. Dolomitwasser
ER4	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	Dolomitwasser	Dolomitwasser	sulfatfrei	ges. Dolomitwasser
Rabengschöss	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	Dolomitwasser	Dolomitwasser	sulfatfrei	ges. Dolomitwasser
Listanger	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	Mischwasser	Mischwasser	sulfathaltig	ges. Mischwasser
Listsee	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	Mischwasser	Mischwasser	sulfathaltig	ges. Mischwasser
Listwirt	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>	Mischwasser	sulfatbetonte Dolomitwasser	sulfathaltig	ges. Mischwasser
Tiefquelle	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	Mischwasser	nicht zuordenbar	sulfatfrei	unges. Dolomitwasser
Brunnen Baderluck	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>	Mischwasser	sulfatbetonte Dolomitwasser	sulfathaltig	unges. Dolomitwasser
Wimmerbauernquelle	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	Dolomitwasser	Dolomitwasser	sulfatfrei	ges. Dolomitwasser
Mudlmoosquelle	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	Mischwasser	Mischwasser	sulfathaltig	unges. Dolomitwasser
Eggibrunnquelle	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	Mischwasser	Mischwasser	sulfatfrei	unges. Dolomitwasser
Mitterluggquelle	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	Dolomitwasser	Dolomitwasser	sulfatfrei	ges. Dolomitwasser
Steinbruchquelle	Ca-Mg-HCO <sub>3</sub>	Dolomitwasser	Dolomitwasser	sulfatfrei	ges. Dolomitwasser

Tabelle 6.2-3: Klassifizierung der Wässer nach verschiedenen Untersuchungsansätzen

Gesättigte Dolomitwässer oder auch nach anderen Klassifikationen als Dolomitwässer eingestufte Wasseraustritte stammen aus jenen Einzugsgebieten, für die ein reiner Hauptdolomit mit der charakteristischen Kombination von Groß- und Kleinklüften festgestellt wurde. Zu dieser Gruppe gehören die Aufschlüsse in Reit i.W., die Wimmerbauernquelle sowie die Quellen in Waidhofen/Ybbs.

Aufschlüsse, die Mischwässer oder ungesättigte Dolomitwässer liefern, stammen jeweils aus Einzugsgebieten, in denen entweder andere kalzitische Formationen auf die Wässer einwirken oder in denen der Hauptdolomit offensichtlich in weniger reiner Form ausgebildet ist oder sie sind mit sehr kurzfristigen Wässern vermischt. Alle drei Umstände schränken die Stabilität von Quellschüttungen oder die Wasserqualität ein und wirken sich daher nachteilig auf eine Quellnutzung aus.

Wie in Kap. 6.1 dargelegt, sind die typischen Hauptdolomitstrukturen (Kombination aus groß- und Kleinstklüften) von großem Vorteil für das Speicher- und Abflussverhalten einer Quelle. Diese sind umso besser ausgeprägt, je reiner der Aquifer als Hauptdolomitaquifer einzustufen ist.

Für die Trinkwasserexploration im Hauptdolomit gilt daher, dass ein ausgeglichenes Calcium-Magnesium-Verhältnis der Wässer bei möglichst geringem Anteil anderer Ionen, wie z.B. Sulfat oder Natrium und Chlorid beste Voraussetzungen für eine nachhaltige Quellnutzung anzeigen.

### 6.3 Isotopenhydrologie

#### Stabile Isotope

Zur Charakterisierung der Wässer ist die Isotopenzusammensetzung von größter Bedeutung. Die Betrachtung der stabilen Isotope gibt dabei zum einen über die Einzelwerte Anhaltspunkte hinsichtlich der Herkunft sowie des Einzugsgebiets des Grundwasseraufschlusses, zum zweiten können durch die Betrachtung des Schwankungsverhaltens über den Untersuchungszeitraum bereits Hinweise auf Anteile sehr junger Wässer gewonnen werden, da jahreszeitlich bedingte Schwankungen der Isotopenzusammensetzung im Niederschlag sich sehr jungen Wässern aufprägen, während sie in Wässern mit längeren Verweilzeiten eine entsprechende Dämpfung erfahren. Das Schwankungsverhalten der stabilen Isotope kann daher auch zur Entscheidungsfindung bei der Auswahl des jeweiligen Abflussmodells herangezogen werden.

Eine erste Überprüfung der Plausibilität der ermittelten Wertepaare stabiler Isotope liefert der Deuterium-Exzess, der sich grafisch über die Lage der Messwertepaare in Bezug auf die Niederschlagsgerade darstellen lässt. Zur Prüfung der Anwendbarkeit der globalen Niederschlagsgerade nach ROZANSKY et al, 1993 wurden dazu zunächst lokale Niederschlagsgeraden für das gegenständliche Untersuchungsgebiet erstellt. Dabei wurden die Niederschlagsmessstellen Lofer, Golling und Salzburg berücksichtigt. Im Diagramm 3.4-1 wurde aufgezeigt, dass im Untersuchungsraum die globale Niederschlagsgerade im Wesentlichen zutreffend ist und daher für die weiteren Betrachtungen herangezogen werden kann. Geringfügige Abweichungen der lokalen Geraden liegen innerhalb des analytischen Messfehlers und können daher vernachlässigt werden. Im Umkehrschluss sind Abweichungen von Messwerten, wie sie im folgenden Diagramm 6.3-1 auftreten innerhalb der Bandbreite der lokalen Niederschlagsgeraden interpretierbar.

Das folgenden Diagramm 6.3-1 zeigt die stabilen Isotope  $^{18}\text{O}$  und  $^2\text{H}$ , aufgetragen in Zusammenhang mit der global gültigen Niederschlagsgeraden nach CRAIG, 1961, modifiziert nach ROZANSKY et al, 1993 (in CLARK & FRITZ, 1997). Es zeigt sich, dass alle untersuchten Wässer mit geringen Abweichungen auf der Niederschlagsgeraden plotten, wobei alle seichten Grundwässer im Bereich zwischen -10 und -12‰  $\text{d}^{18}\text{O}$  sowie -70 und -90‰ Deuterium liegen. Die schwersten Wässer weist dabei der Brunnen Baderluck auf, die tendenziell leichtesten Wässer wurden in den Brunnen der WVA Listsee, Bad Reichenhall festgestellt. Die messstellenbedingten Variationen der Isotopenzusammensetzungen sind dabei einerseits auf unterschiedliche Herkunft der Niederschlagswässer (verschiedene meteorologische Einzugsgebiete) aber vornehmlich auf unterschiedliche Höhen der mittleren Einzugsgebiete der Aquifere zurückführbar.

Deutlich leichtere Wässer finden sich in den Aufschlüssen der Thermalwässer Saalach Thermal I und Bad Vigaun. Während die Isotopenzusammensetzung der Wässer aus Bad Vigaun noch über ein sehr hohes Einzugsgebiet (z.B. Tennengebirge) plausibel erklärbar ist, deuten die sehr leichten Wässer der Bohrung Saalach Thermal I auf einen Anteil an pleistozänen Wässern hin.

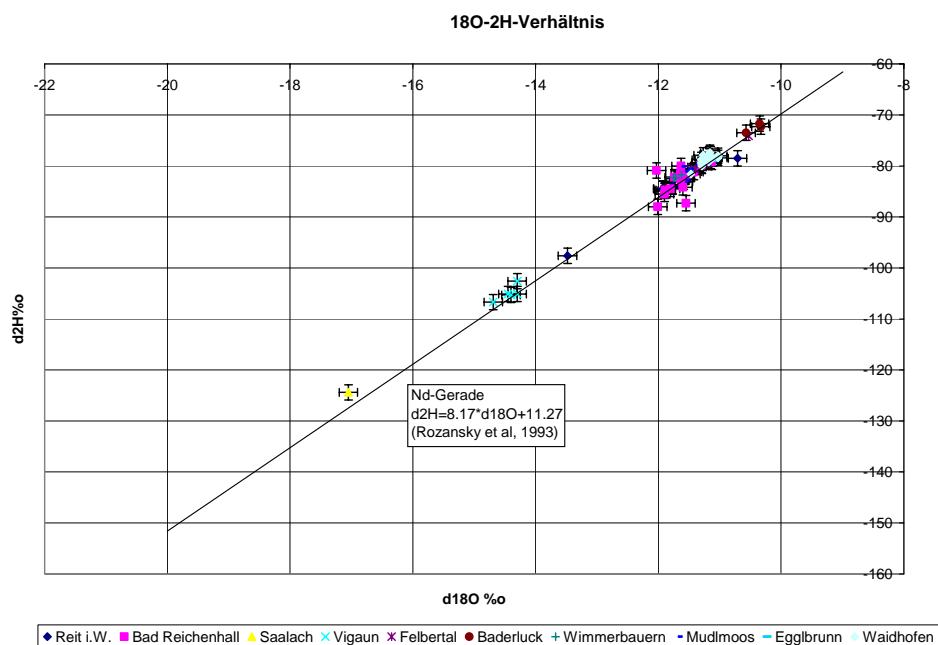


Diagramm 6.3-1: 18O-2H-Verhältniss aller Messstellen geplottet mit der globalen Niederschlagsgeraden nach ROZANSKY et al, 1993. Es zeigt sich eine deutliche Gruppierung der untersuchten Wässer. Die schwersten

Wässer liegen im Brunnen Baderluck vor, etwas leichtere Wässer werden von den weiteren untersuchten seichten Messstellen geliefert. Deutlich leichtere Wässer liefert die Tiefbohrung Bad Vigaun und mit großem Abstand die leichtesten Wässer werden mit Saalach Thermal I erbohrt.

Mit Hilfe der  $^{18}\text{O}$ - und Deuterium-Werte wurden im Zuge des Projektes die mittleren Einzugsgebietshöhen der Messstellen ermittelt, für die Informationen über die Inputwerte aus Niederschlagsmessstellen zur Verfügung standen. Idealerweise sollten hierfür die Gehalte an stabilen Isotopen aus zwei Niederschlagsmessstellen in deutlich unterschiedlichen topografischen Lagen herangezogen werden, um den lokal geltenden Höhengradienten der Abreicherung schwerer Isotope zu ermitteln. Eine derartige Kombination von Niederschlagsmessstellen stand im Untersuchungsgebiet nur durch die Messstellen Ebensee N-35 und Feuerkogel N-36 zur Verfügung, die für die Einzugsgebietberechnung der Wimmerbauernquelle und der Mudlmoosquelle herangezogen wurden. Hier ergab sich aus den gewichteten Mittelwerten ein Gradient von  $-0,106\text{\%}$  pro 100 Höhenmeter.

Für Messstellen bei denen nur auf eine Niederschlagsmessstelle zurückgegriffen werden konnte, wurde jeweils ein mittlerer Höhengradient von  $-0,325\text{\%}$  pro 100 Höhenmeter angenommen. Diese Höhenbestimmung ist daher nur als überschlägig zu betrachten.

Für die Messstellen in Reit im Winkl sowie die Eggelbrunnquelle und die Quellen in Waidhofen/Ybbs stehen keine geeigneten Niederschlagsmessstellen zur Verfügung, so dass hier auf eine Bestimmung der mittleren Einzugsgebietshöhen überhaupt verzichtet wurde.

Generell sollte die Bestimmung von Einzugsgebietshöhen auf Basis der stabilen Isotopendaten mit Hilfe von seichten Referenzquellen bekannter Höhenlage im direkten orografischen Einzugsgebiet der untersuchten Austritte erfolgen, um gesicherte Aussagen treffen zu können. Derartige Eingangsdaten standen jedoch für das gegenständliche Projekt nicht zur Verfügung.

Die nachfolgende Tabelle 6.3-1 listet die durchgeführten Berechnungen auf.

Messstelle	Austritt m ü.A.	Medianwert $\text{d}^{18}\text{O}$ %	Niederschlagsstation	$\text{d}^{18}\text{O}$ %o (gew. Mittel Niederschlag)	Höhengradient $\text{d}^{18}\text{O}$ %o pro100m	Höhdifferenz	mittlere Einzugsgebietshöhe
Listanger	530	-11.44	N-39 Salzburg	-9.6	-0.325	567	1000
Listsee	530	-11.85	N-39 Salzburg	-9.6	-0.325	693	1130
Listwirt	530	-11.79	N-39 Salzburg	-9.6	-0.325	675	1110
Saalach Thermal I	650	-17.04	N-51 Lofer	-10.97	-0.325	1867	2517
Bad Vigaun	480	-14.425	N-40 Golling	-10.18	-0.325	1307	1783
Felbertal	570	-11.4	N-39 Salzburg	-9.6	-0.325	474	1044
Baderluck	700	-10.84	N-39 Salzburg	-9.6	-0.325	381	1081
Wimmerbauernquelle	560	-11.72	N-35, N-36 Ebensee	-10.92	-0.106	640	1200
Mudlmoos	800	-11.55	N-35, N-36 Ebensee	-10.92	-0.106	224	1020

Tabelle 6.3-1: Berechnungen von mittleren Einzugsgebietshöhen der untersuchten Messstellen

Die untersuchten seichten Kluftgrundwässer inkl. Wimmerbauernquelle weisen demnach mittlere Einzugsgebietshöhen im Bereich zwischen 1000 und 1200 m ü.A. auf, wobei die Höhdifferenz zwischen mittlerer Einzugsgebietshöhe und Austritt zwischen 220 und 700 m liegt.

Sehr große Höhdifferenzen (1867 bzw. 1307 m) weisen dagegen die beiden Tiefenwässer Saalach Thermal I und Bad Vigaun auf. Im Bereich Saalach Thermal I lassen die topografischen Bedingungen eine derartige Höhdifferenz nicht zu, so dass hier der Schluss nahe liegt, dass die Ursache für die sehr leichten Wässer in ihrem pleistozänen Alter zu finden ist. Diese These könnte mittels  $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Untersuchungen überprüft werden, die hier nicht zur Verfügung standen.

Die Wimmerbauernquelle, die aufgrund ihrer Tritiumgehalte ebenfalls zumindest anteilmäßig als Tiefenwasser eingestuft werden muss, zeigt hinsichtlich der stabilen Isotope keine Anzeichen für eine pleistozäne Herkunft der tritiumfreien Wässer.

Neben Hinweisen auf die mittleren Einzugsgebietshöhen der jeweiligen Messstellen gibt die Betrachtung der Schwankungen in den stabilen Isotopen Hinweise auf die Beeinflussung der Quellschüttungen durch sehr junge (einjährige) Wasseranteile, durch die der Jahresgang in den Niederschlägen mit schweren Wässern im Sommer und leichteren im Winter auf die Quellschüttung übertragen wird. Idealerweise sind hierzu engmaschige Beprobungen der Messstellen über ein Jahr zu betrachten. Im gegenständlichen Fall erfolgt diese Betrachtung auf Basis von vier bis fünf Beprobungen zu verschiedenen Jahreszeiten. Das nachfolgende Diagramm 6.3-2 zeigt die jeweils gemessenen  $^{18}\text{O}$ -Gehalte der seichten Kluftgrundwässer im Vergleich.

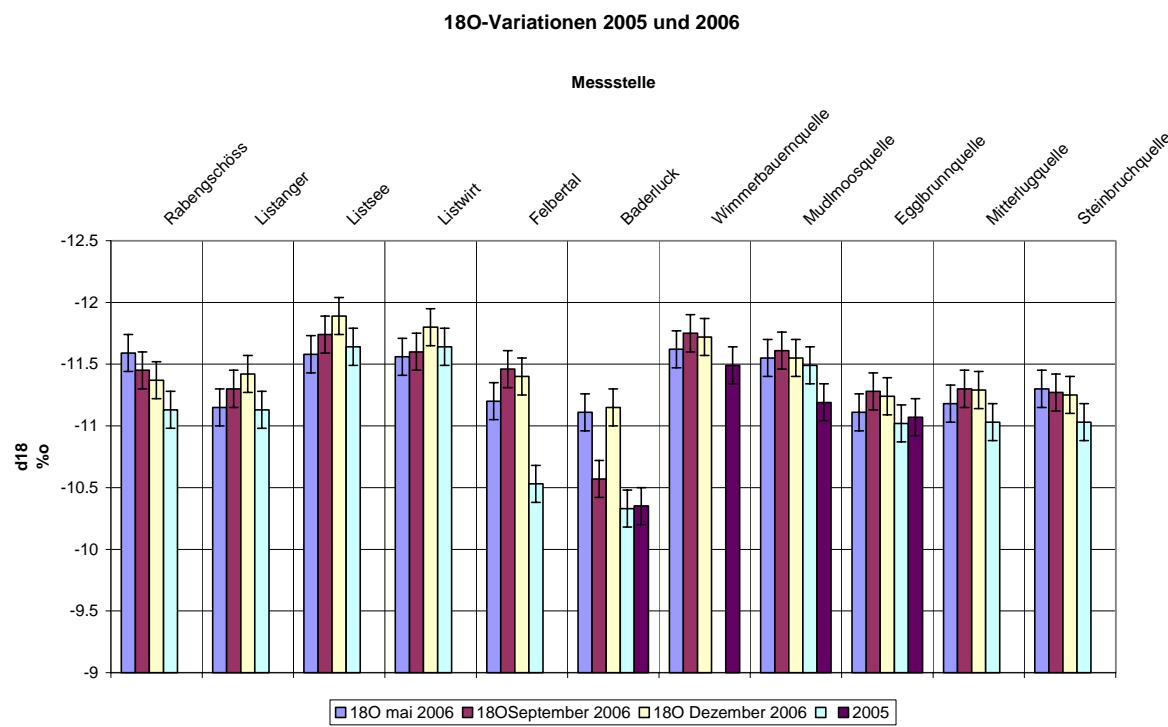


Diagramm 6.3-2:  $^{18}\text{O}$ -Gehalte der seichten Kluftgrundwässer im Vergleich. Große Schwankungen zeigen die Tiefquelle Felbertal und der Brunnen Baderluck. Bei allen anderen Messstellen bleiben die Werte im Rahmen des analytischen Fehlers konstant.

Das Diagramm zeigt, dass Schwankungen im  $^{18}\text{O}$ -Gehalt, die außerhalb des Messfehlers liegen, vor allem an den Messstellen Tiefquelle Felbertal sowie Brunnen Baderluck festgestellt wurden. Dieser Umstand gibt erste Anhaltspunkte dafür, dass in diesen Quellen ein erhöhter Anteil an sehr jungen Wässern austritt.

#### Altersdatierung

In der folgenden Tabelle 6.3-2 sind die Ergebnisse der Modellrechnungen zur Altersbestimmung mit Hilfe des radioaktiven Isotops Tritium teilweise in Ergänzung mit den zusätzlichen Tracer-Stoffen  $\text{SF}_6$  bzw. CFC zusammenfassend dargestellt.

Die Tabelle zeigt neben den Ergebnissen der Datierung auch die jeweils verwendeten Abflussmodelle sowie die resultierenden Anteile an sehr jungen Wässern (< 1 Jahr) bzw. an alten Wässern (>50 Jahre) an der Quellschüttung.

Bei der Interpretation ist zu beachten, dass die Probennahmen für Isotopenuntersuchungen jeweils möglichst bei geringer Schüttung - also vom Basisabfluss – erfolgten, um eine Verfälschung der Ergebnisse durch kurzfristige Spitzenabflüsse zu vermeiden. Die nachfolgenden Aussagen und Vergleiche beziehen sich daher auf den jeweiligen Basisabfluss der untersuchten Messstellen.

Messstelle	Geologie	Input-Funktion	Abflussmodell	Mittlere Verweilzeit	Anteil < 1 Jahr	Anteil > 50 Jahre
Rabengschöss	Hauptdolomit	N-39 Salzburg	EM	10.5 a	9.1	0.9
Listanger	Hauptdolomit +Wettersteinkalk	N-39 Salzburg	EPM(75%)	EM 11, PM 15,5	6.5	5.0
Listsee	Hauptdolomit +Wettersteinkalk	N-39 Salzburg	EPM(50%)	EM 24, PM 17,5	2.0	6.2
Listwirt	Hauptdolomit +Wettersteinkalk	N-39 Salzburg	EPM(75%)	EM 27, PM 16	5.4	11.8
Felbertal	Hauptdolomit	N-39 Salzburg	EM	9a	11.5	0.4
Baderluck	Hauptdolomit	N-39 Salzburg	EM	7.5-10 a	13.5	0.1
Wimmerbauernquelle	Hauptdolomit	N-56 Feuerkogel	EPM (30%)	EM 30 a, PM >100 a	1.0	75.7
Mudlmoosquelle	Hd+Dachsteinkalk, Plattenkalk	N-56 Feuerkogel	EPM(90%)	EM 8,5a, PM 6a	10.0	0.1
Eggbrunnquelle	Hauptdolomit + Kössener Sch.	N-56 Feuerkogel	EM	9-11 a	10.0	0.4
Mitterluggquelle	Hauptdolomit	N-80 Wildalpen	EM	10-14.5 a	9.5	5.7
Steinbruchquelle	Hauptdolomit	N-80 Wildalpen	EM	12a	8.0	1.6

Tabelle 6.3-2: Ergebnisse der Altersdatierung

Aus der Tabelle lassen sich folgende Gruppierungen der untersuchten Grundwasseraufschlüsse ableiten:

- Die Brunnen im Erschließungsgebiet Listsee, die Quelle Mudlmoos in Grünau im Almtal und die Eggbrunnquelle weisen ein Einzugsgebiet auf, in dem neben einem dominanten Kluftquifer im Hauptdolomit auch ein Karstaquifer innerhalb überlagerner Kalke eine Rolle spielt. Neben der geologischen Geländeaufnahme wird dieser Umstand auch durch die hydrochemische Beschaffenheit (Ca-Mg-Verhältnis) der Wässer bestätigt. Die Abflussbedingungen hier lassen sich am besten durch ein kombiniertes Exponential-Pistonflow-Modell wiedergeben, wobei die Pistonflow-Komponente umso größer ist, je größer der Anteil des Karstaquifers am Gesamteinzugsgebiet ist. Für die Eggbrunnquelle tritt dabei der Sonderfall ein, dass die Pistonflow-Komponente offensichtlich nur während der Spitzenabflüsse aktiviert wird. Für die Interpretation der jeweils bei Niederwasserschüttung entnommenen Isotopenproben muss daher ein Exponentialmodell Anwendung finden.
- Die anderen untersuchten seichten Kluftgrundwässer weisen ein Einzugsgebiet auf, das rein von Hauptdolomit aufgebaut bzw. durch eine quartäre Überdeckung mitgeprägt wird. Hier lassen sich die Abflussbedingungen am besten durch ein reines Exponentialmodell beschreiben, in dem eine vollständige Vermischung von Wässern verschiedenen Alters im Bereich des Quellaustritts bzw. am Brunnen stattfinden kann.
- Neben den Tiefenwässern der Bohrungen Saalach Thermal I und Bad Vigaun, für die wegen ihres hohen Alters keine Altersdatierung mittels Tritium durchgeführt werden konnte, nimmt auch die Wimmerbauernquelle in Bad Ischl eine Sonderstellung hinsichtlich ihres Alters ein. Obwohl auch hier von reinem Hauptdolomitaquifer auszugehen ist und insgesamt reine exponentielle Abflussbedingungen vorliegen, wurde hier zur Berechnung ein kombiniertes Modell gewählt um die offensichtlich vorhandene tritiumfreie Komponente eines sehr alten Wassers rechnerisch erfassen zu können.

Hinsichtlich der ermittelten Alter zeigen die Quellen und der Brunnen Baderluck aus seichten Kluftgrundwässern ein Alter im Bereich von 7,5 bis 14,5 Jahren. Die Betrachtung der Mittelwerte der gemessenen Tritiumdaten aus dem Jahr 2006 (Diagramm 6.3-4) zeigt, dass diese

Aufschlüsse jeweils Tritiumgehalte im Bereich zwischen 9 und 11 TU aufweisen und damit geringfügig über den aktuellen Tritiumgehalten im Niederschlag liegen.

Eine Abweichung nach oben zeigen die Wässer der Brunnen Listsee und Listwirt, die mit Tritiumgehalten um 12 bis 14 TU Wasseralter zwischen 16 und 27 Jahren aufweisen. Für die ebenfalls mit höheren Tritiumwerten auftretende Erkundungsbohrung ER1 konnte keine sinnvolle Altersdatierung durchgeführt werden (s. Kap. 5.1.6).

Sehr viel geringere Tritiumwerte mit einem Mittelwert 2006 um 4 TU weist die Wimmerbauernquelle in Bad Ischl auf. Diese niedrigen Werte finden ihre Begründung in einem dominanten Anteil an tritiumfreier und damit sehr alter Wasserkomponente.

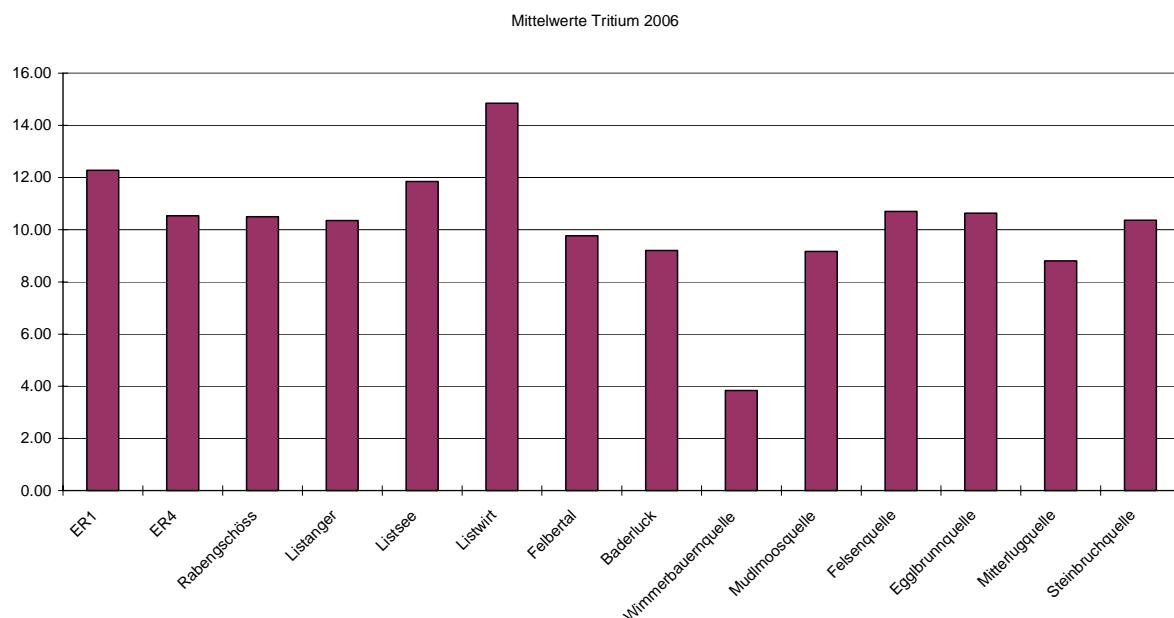


Diagramm 6.3-3: Mittelwerte Tritium im Jahr 2006. Die Wässer liegen im Wesentlichen im Bereich der aktuellen Tritium-Gehalte von 8 bis 12 TU im Niederschlag. Abweichungen davon ergeben sich für den Brunnen Listwirt mit mehr als 14TU im Jahr 2006 sowie für die Wimmerbauernquelle mit ca. 4 TU.

In allen untersuchten Wässern findet sich ein gewisser Anteil an sehr junger (einjähriger) Komponente. Die Größe dieses Anteils liegt dabei zwischen 1% in der Wimmerbauernquelle und 13,5 % im Brunnen Baderluck, der insgesamt die jüngsten Wässer aufweist. Die größten Jungwasseranteile (< 1 Jahr) in den Aufschlägen Brunnen Baderluck und Tiefquelle Feibertal stehen damit in gutem Einklang mit den größten Schwankungen der  $^{18}\text{O}$ -Gehalte und auch mit der hydrochemischen Klassifizierung der beiden Wässer als „ungesättigte Dolomitwässer“ (s. Kap. 6.2.3).

Neben den sehr alten Wässern der Wimmerbauernquelle weisen auch alle anderen untersuchten Quellen und Brunnen außerdem einen gewissen Anteil an sehr alter (> 50 Jahre) Wasserkomponente auf, wobei die Größe des Anteils im Bereich zwischen 0,1 und 6,2 % liegt. Nur der Brunnen Listwirt weist mit 11,8% einen deutlich höheren Anteil an älterem Wasser auf.

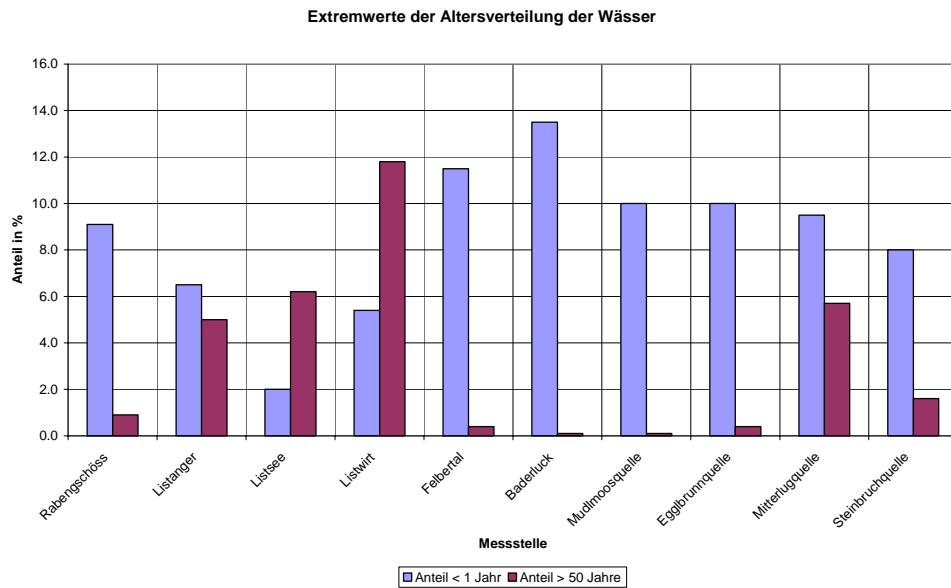


Diagramm 6.3-4: Verteilung sehr junger und sehr alter Wässer – ohne Darstellung der Wimmerbauernquelle. Während die Tiefquelle Felbertal, der Brunnen Baderluck, die Mudlmoosquelle und die Egglbrunnquelle sehr große Anteile an sehr jungen Wässern bei fehlenden alten Komponenten aufweisen, zeigen die restlichen Aufschlüsse eine breitere Altersverteilung mit zum Teil jedoch ähnlich hohen Jungwasseranteilen.

Vor allem der Jungwasseranteil ist hinsichtlich der Schützbarkeit von Wassererschließungen als kritischer Faktor zu sehen. Kontaminationen im Einzugsgebiet prägen sich schnell zur Wasserfassung durch, es besteht nur geringer Reaktionszeitraum.

Der Vergleich zeigt, dass auch jene Wasseraufschlüsse, die aufgrund der geologischen Gegebenheiten wie auch aufgrund ihrer hydrochemischen Charakteristik als reine Hauptdolomit-taquifere klassifiziert wurden (Rabengschössquelle, Mitterluggquelle und Steinbruchquelle), einen nicht unwesentlichen Anteil an sehr junger Wasserkomponente mitführen, während innerhalb eines Mischaquifers, wie er von den Brunnen der WVA Listsee erschlossen wird, eine diesbezüglich günstigere Altersverteilung auftritt. Innerhalb des Hauptdolomits ist daher also nicht grundsätzlich mit längeren Verweilzeiten zu rechnen.

## 6.4 Abschätzung des Wasserdargebots aus Hauptdolomit

Im Rahmen der gegenständlichen Arbeit wurden Wässer aus der mächtigen Hauptdolomit-einheit untersucht, um deren Eignung als alternative Trinkwasserressource bzw. in Ergänzung zu bestehenden Karstwasserversorgungen oder Brunnen in seichten Porengrundwas-serkörper entlang des Kalkalpennordrandes darzustellen. Neben der qualitativen Beschaf-fenheit der Hauptdolomitwässer, der grundsätzlichen Abflussverhältnisse innerhalb dieses speziellen Aquifertyps sowie der geologischen Rahmenbedingungen, die für eine Wasserfüh-nung im Hauptdolomit generelle Voraussetzung darstellen, stellt sich in diesem Zusam-menhang natürlich auch die Frage der Quantität, in der mit dem Auftreten dieser Wässer im Un-tersuchungsraum zwischen Reit im Winkl und Waidhofen/Ybbs zu rechnen ist.

### 6.4.1 Regionale quantitative Abschätzung

Dazu ist zunächst die vertikale und horizontale Abgrenzung des Aquiferkörpers zu betrach-ten. Die Hauptdolomiteinheit kommt auf dem sich etwa 200 km in W-E-Richtung erstrecken-den Untersuchungsgebiet auf einer Breite (N-S-Erstreckung) vor, die zwischen 2 km und

über 20 km variiert. Für die Berechnung wird hier eine durchschnittliche Breite von 10 km angenommen. Für den Hauptdolomit werden Mächtigkeiten innerhalb des Tirolikums von bis zu 2000 m beschrieben, wobei sie nach E auf durchschnittlich 1500 m abnimmt. Ausgehend von einer mittleren Mächtigkeit von 1500 m ergibt sich für den Untersuchungsraum ein Hauptdolomitvolumen von 3000 km<sup>3</sup>.

Die effektive Kluftporosität wurde in Rahmen der hier getätigten Untersuchungen nicht im Detail quantifiziert, da hierfür nicht ausreichend Datenmaterial zur Verfügung steht und die Sammlung derartiger Datenmengen für insgesamt 10 Untersuchungsgebiete im Rahmen des Projektes nicht zu bewältigen gewesen wäre. Aus Beschreibungen in der Literatur über Untersuchungen im Hauptdolomit in anderen Bereichen am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen werden Kluftporositäten im Bereich zwischen 0,2 und 0,7% (z.B. EDEN et al. 1983 oder KEIMEL, 1999) angegeben, die hier für die weiteren Bewertungen zu Grunde gelegt werden. Bei einem durchschnittlichen Kluftvolumen von 0,5% ergibt sich daraus ein Hohlraumvolumen im Hauptdolomit des Untersuchungsraumes von 15 km<sup>3</sup>, das potenziell wassergefüllt sein könnte.

Grundwasserneubildung in alpinen Gebieten wurde exemplarisch in KASSEBAUM, 2006 und FELLEHNER, 2003 für Hauptdolomiteinzugsgebiete berechnet. Aus den Daten, die jeweils auf Basis eines digitalen Geländemodells die hydrologischen Kennwerte berücksichtigen, ergibt sich für beide Gebiete ein Abfluss (Summe ober- und unterirdischer Abfluss), der in etwa 45% der Jahresniederschlagsmenge beträgt. Je nach gewähltem Ansatz zur Berechnung der Evapotranspiration variieren dabei jedoch die von FELLEHNER (2003) dargestellten Ergebnisse zwischen 11 und 88%. Ein Aufgliedern der ober- und unterirdischen Abflusskomponente war dabei aufgrund fehlender Inputdaten des Oberflächenabflusses nicht möglich.

#### Abschätzung auf Basis des Wasserwirtschaftskatasters (JOANNEUM RESEARCH, 2001)

Im Zuge der Studie des Instituts für Hydrogeologie und Geothermie Joanneum Research Forschungs GmbH im Auftrag des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft wurde eine Abschätzung des nachhaltig nutzbaren Quellwasserdargebotes im alpinen Raum Österreichs durchgeführt. Dazu wurde der untersuchte Raum in Anlehnung an den österreichischen Höhlenkataster in Gebirgsgruppen unterteilt. Aus dieser Arbeit wurden die für die gegenständlichen Untersuchungen relevanten Gebirgsbereiche herausgefiltert (s. Tab. 6.4-1) und sind in nachfolgender Abbildung 6.4-1 aufgeführt.

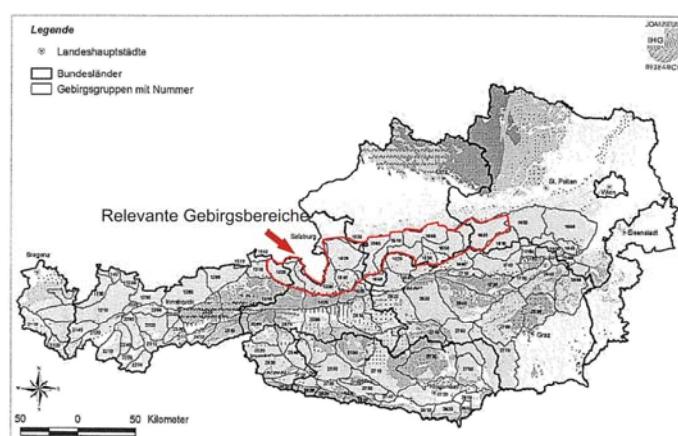


Abbildung 6.4-1: Auswahl der Gebirgsgruppen nach JOANNEUM RESEARCH, 2001, die für die Quantifizierung des Wasserdargebotes im Hauptdolomit im betrachteten Untersuchungsraum relevant sind.

GG-Nummer	Gebirgsgruppe	Fläche (km <sup>2</sup> )	um Porengroundwasser- Felder red. Fläche (km <sup>2</sup> )	mittlerer Gebietsniederschlag (mm/a)	mittlere GW- Neubildung (mm/a)	GW-Neubildung (%-Anteil vom Jahresniederschlag)
1320	Waidringer Alpen	487.66	422.18	1686	688	40.81
1330	Salzburger Kalkalpen	625.54	571.11	1815	674	37.13
1340	Chiemgauer Alpen	153.82	132.18	1752	686	39.16
1510	Tennengebirge	285.4	273.76	1723	693	40.22
1520	Salzburger Mittelgebirge	615.53	534.04	1696	659	38.86
1560	westl. Trauntaler Alpen	518.89	497.29	1832	688	37.55
1610	östl. Trauntaler Alpen	354.13	349.03	1753	676	38.56
1650	Windischgarstener, Reichramminger Alpen	440.63	440.53	1494	649	43.44
1820	Ybbstaler Voralpen	922.6	922.6	1427	623	43.66
<hr/>						
<b>Gesamt</b>	<b>Kalkalpen-Nordrand zwischen Reit i.W. und Waidhofen/Ybbs</b>	<b>4404.2</b>	<b>4142.72</b>	<b>1686</b>	<b>671</b>	<b>39.93</b>

GG-Nummer	Gebirgsgruppe	im Normaljahr wasserwirtschaftlich nutzbar (mm/a)	im Normaljahr wasserwirtschaftlich nutzbar (%-Anteil vom Jahresniederschlag)	im Normaljahr ökologisch nutzbar (mm/a)	im Normaljahr ökologisch nutzbar (% Anteil vom Jahresniederschlag)	
1320	Waidringer Alpen	328	19.45	88.59	5.25	
1330	Salzburger Kalkalpen	282	15.54	81.94	4.51	
1340	Chiemgauer Alpen	446	25.46	151.50	8.65	
1510	Tennengebirge	406	23.56	72.80	4.23	
1520	Salzburger Mittelgebirge	325	19.16	102.22	6.03	
1560	westl. Trauntaler Alpen	434	23.69	186.57	10.18	
1610	östl. Trauntaler Alpen	262	14.95	68.13	3.89	
1650	Windischgarstener, Reichramminger Alpen	365	24.43	149.62	10.01	
1820	Ybbstaler Voralpen	381	26.70	72.36	5.07	
<hr/>						
<b>Gesamt</b>	<b>Kalkalpen-Nordrand zwischen Reit i.W. und Waidhofen/Ybbs</b>	<b>358.78</b>	<b>21.44</b>	<b>108.19</b>	<b>6.42</b>	

Tabelle 6.4-1: Gebirgsgruppen mit entsprechender Flächenabgrenzung sowie den ermittelten Niederschlagsmengen und mittleren Grundwasserneubildungsmengen aus JOANNEUM RESEARCH Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 2001. Im Schnitt sind im untersuchten Gebiet ca. 40% des Niederschlags der Grundwasserneubildung zuzurechnen.

Die regionale Einteilung erfolgt dabei nicht nach geologischen Kriterien sondern vielmehr nach historischen und orografischen Abgrenzungen. Das geologisch abgrenzbare Gebiet des Hauptdolomits ist in Teilen jeweils den dargestellten Gebirgsgruppen zuordenbar.

Während die mittleren Gebietsniederschläge dem Hydrografischen Atlas Österreichs entnommen wurden und im Bereich von ca. 1700 mm/a liegen, liegen den mittleren Grundwasserneubildungsmengen Erhebungen in den Einzugsgebieten zu Grunde. Hierbei werden z.B. topografische Gegebenheiten, Landnutzung oder der Anteil an verkarsteten Gebieten berücksichtigt. Aus den Berechnungen ergibt sich für den Regionalraum Nordrand der Nördlichen Kalkalpen eine mittlere Grundwasserneubildung von ca. 670 mm/a oder ca. 40% des mittleren Jahresniederschlags.

Bezogen auf die für den Hauptdolomit im Untersuchungsraum überschlägig berechnete Fläche von 2000 km<sup>2</sup> ergibt sich dabei eine jährliche Wassermenge von 1.340 Mio. m<sup>3</sup> als Summe der Grundwasserneubildung innerhalb des Hauptdolomits.

Das überschlägig berechnete Hohlraumvolumen des Hauptdolomits beträgt, wie oben hergeleitet 15.000 Mio. m<sup>3</sup>, was einen Umsatz des gesamten potenziellen Wasservolumens innerhalb von ca. 11 Jahren ermöglicht. Diese überschlägige Berechnung liegt damit in guter Übereinstimmung mit den hier durchgeführten Altersdatierungen.

Als mittleres wasserwirtschaftlich nutzbares Wasserdargebot wird die Abflussspende in l/s\*km<sup>2</sup> bezeichnet, die an 95% der Tage eines Jahres überschritten wird. Für die betrachteten Gebirgsgruppen ergibt sich hierfür eine Wassermenge von ca. 359 mm/a, was ca. 21,5% der Jahresniederschlagsmenge oder bezogen auf die definierte Fläche des Hauptdolomits von 2000 km<sup>2</sup> einer Wassermenge von 718 Mio. m<sup>3</sup> entspricht.

In Hinblick auf die Nachhaltigkeit der Grundwassernutzung innerhalb eines Einzugsgebietes wurde als ökologisch nutzbares Wasserdargebot jene konstante Entnahme definiert, die an maximal 10 Tagen im Jahr zu einer Unterschreitung der Niederwassermenge der Abflussspende in einem extremen Trockenjahr führt. Im Untersuchungsraum ergeben sich daraus 108 mm/a, das sind 6,4% der mittleren Jahresniederschlagsmenge oder 216 Mio. m<sup>3</sup>.

#### Betrachtung des derzeitigen und zukünftigen Verbrauchs

Zur Beurteilung dieser potentiell verfügbaren Wassermenge in Bezug auf den derzeitigen und zukünftigen Verbrauch in der betrachteten Region Nordrand der Nördlichen Kalkalpen wird wiederum auf Daten der Studie JOANNEUM RESEARCH, 2001 zurückgegriffen. Die Ermittlung des Wasserverbrauches erfolgte hier ebenfalls getrennt nach Gebirgsgruppen auf Basis statistischer Erhebungen der Länder und weiterer Bezugsquellen. Die Berechnung des zukünftigen Verbrauchs fußt auf Prognoseredaten (z.B. zum Bevölkerungswachstum, Tourismusentwicklung, Entwicklung von Industrie und Großgewerbe) bis zum Jahr 2031.

In der folgenden Tab.6.4-2 sind die derzeitigen und prognostizierten Verbrauchswerte für jene Gebirgsgruppen dargestellt, denen die hier betrachtete Region zugeordnet werden kann.

Nummer	Gebirgsgruppe	Fläche (km <sup>2</sup> )	um Porengrundwasser-Felder red. Fläche (km <sup>2</sup> )	Verbrauch derzeit (Mio. m <sup>3</sup> /a)	Verbrauch zukünftig (Mio. m <sup>3</sup> /a)
1320	Waidringer Alpen	487.66	422.18	1.9	2.5
1330	Salzburger Kalkalpen	625.54	571.11	23.7	35.1
1340	Chiemgauer Alpen	153.82	132.18	1.3	1.7
1510	Tennengebirge	285.4	273.76	4.1	5.3
1520	Salzburger Mittelgebirge	615.53	534.04	12.3	16.6
1560	westl. Trauntaler Alpen	518.89	497.29	6	7.7
1610	östl. Trauntaler Alpen	354.13	349.03	11.1	14
1650	Windischgarstener, Reichramminger Alpen	440.63	440.53	1.4	1.8
1820	Ybbstaler Voralpen	922.6	922.6	6.2	8
<hr/>					
<b>Gesamt</b>	<b>Kalkalpen-Nordrand zwischen Reit i.W. und Waidhofen/Ybbs</b>	<b>4404.2</b>	<b>4142.72</b>	<b>68</b>	<b>92.7</b>

Tabelle 6.4-2: Daten des Wasserverbrauchs in den betrachteten Gebirgsgruppen, entnommen aus JOANNEUM RESEARCH Institut für Hydrogeologie und Geothermie, 2001. Einem derzeitigen Verbrauch von 68 Mio. m<sup>3</sup> pro Jahr in der Region Nordrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Reit i.W. und Waidhofen/Ybbs steht ein Verbrauch im Jahr 2031 von ca. 93 Mio. m<sup>3</sup> pro Jahr gegenüber.

68 bzw. 92,7 Mio. m<sup>3</sup> Jahresverbrauch heute und zukünftig in der Region Nordrand der Nördlichen Kalkalpen zwischen Reit i.W. und Waidhofen/Ybbs stehen aus dem Hauptdolomit nach oben durchgeführten überschlägigen Berechnungen 1.340 Mio. m<sup>3</sup> Grundwasserneubildung, 718 Mio. m<sup>3</sup> wasserwirtschaftlich nutzbares Wasserdargebot und 216 Mio. m<sup>3</sup> ökologisch nutzbares Wasserdargebot gegenüber. Nach quantitativen Gesichtspunkten wäre damit eine Wasserversorgung der betrachteten Regionen zur Gänze aus dem Kluftaquifer des Hauptdolomits möglich, da der zukünftige Verbrauch nur knapp 43% des nachhaltig ökologisch nutzbaren Wasserdargebots darstellt.

#### 6.4.2 Beurteilung der regionalen quantitativen Abschätzung

Die hydraulische Leitfähigkeit des Hauptdolomits wurde mit Hilfe der Pumpversuche an den Erkundungsbohrungen Reit im Winkl von KASSEBAUM et al (2004) mit Werten von  $1 \cdot 10^{-6}$  bis  $8 \cdot 10^{-7}$  m/s bestimmt. Im Einzugsgebiet der Brunnen der WVA Listsee Bad Reichenhall wurden über die Absenkung Durchlässigkeiten zwischen  $1 \cdot 10^{-4}$  und  $6 \cdot 10^{-5}$  ermittelt. Obwohl zumindest die Werte aus Bad Reichenhall nur überschlägig ermittelt wurden und mit großen Unsicherheiten behaftet sind, zeigen die deutlichen Unterschiede in der hydraulischen Leitfähigkeit die Problematik einer regionalisierten Wasserbilanz auf. Die großen Unterschiede in der hydraulischen Leitfähigkeit sind hier auf die Unterschiede in den Kluftweiten der Großklüfte zurückzuführen. Während die Klüfte in Reit im Winkel Öffnungsweiten im Zentimeter- bis Dezimeterbereich zeigen, wurden in Bad Reichenhall Kluftweiten bis in Meterbereiche festgestellt. Die Annahme eines gemittelten Kluftvolumens über den gesamten Untersuchungsraum stellt damit bereits die erste unzulässige Verallgemeinerung dar.

Die Beispiele zeigen, dass die hydrogeologischen Verhältnisse innerhalb des Hauptdolomits zwar grundsätzlich vergleichbar sind, eine sinnvolle Quantifizierung der hydraulischen Parameter jedoch nur sehr lokal bezogen auf ein strukturgeologisch und faziell einheitliches Gebiet möglich ist. Ein aufgrund seiner Position innerhalb eines durch Extension im Muldenkern strukturgeologisch begünstigtes Gebiet, wie der Erschließungsraum Bad Reichenhall, weist ein wesentlich größeres Wasserdargebot auf, als Gebiete in welchen derartige Großklufstrukturen nicht oder nur unwesentlich an der Wasserführung beteiligt sind.

Die berücksichtigte Studie zur Abschätzung des nachhaltig nutzbaren Quellwasserdargebotes im alpinen Raum Österreichs (JOANNEUM RESEARCH, 2001) betrachtet Gebirgsgruppen nur untergeordnet nach geologischen sondern vielmehr nach orografischen und historischen Gesichtspunkten. Die hier für einzelne Gruppen getroffenen Aussagen stellen über die geologischen Formationen hinweg gemittelte Werte dar und berücksichtigen nur sehr großmaßstäblich die hydrogeologisch relevanten Parameter.

Eine regional gültige seriöse Aussage hinsichtlich des Wasserdargebots aus dem Aquiferkörper Hauptdolomit im hier betrachteten Gebiet zwischen Reit im Winkl und Waidhofen/Ybbs ist damit ohne detaillierte Betrachtung der strukturgeologischen Zusammenhänge im gesamten Untersuchungsraum nicht möglich. Neben der flächendeckenden strukturgeologischen Erfassung (Luftbildauswertung, strukturgeologische Kartierung, räumliche Erfassung von Großstrukturen) inklusive einer statistischen Auswertung ist dazu auch die flächige Erfassung der hydrogeologischen (Quellkartierung) sowie der hydrologischen Situation (Niederschlagsmengen, Temperaturen, Oberflächenabfluss) in allen Einzugsgebieten erforderlich.

Die oben angestellten Berechnungen sollen daher nur als Überlegungen zur Größenordnung und zu den Möglichkeiten, die der Hauptdolomit als Aquifer bietet, verstanden werden.

## 7 Zusammenfassende Bewertung

Zur Erkundung der spezifischen Eigenschaften des Hauptdolomits als Aquifer wurden 10 Untersuchungsgebiete ausgewählt, in denen Quellen oder Bohrungen auf von Hauptdolomit geprägte Einzugsgebiete zurückführbar sind. Dabei wurden zunächst die Informationen aus vorliegenden geologischen Karten verwendet und diese im Rahmen von eigenen Geländebegehungen verifiziert und verfeinert. Dabei konnten bereits Unterschiede innerhalb des Hauptdolomits festgestellt werden, die sich vor allem auf die strukturelle Ausprägung (Verteilung von Klein- und Großkluftstrukturen) des Gesteins im Einzugsgebiet in Zusammenhang mit dem jeweiligen Schüttungsverhalten der Quellen oder Leistungsfähigkeit des Brunnens beziehen.

Dadurch wurde im Wesentlichen die Annahme von FELLEHNER, 2004 bestätigt, dass die Wasserführung innerhalb des Hauptdolomits grundsätzlich dort zu nutzbaren Grundwasservorkommen führt, wo Großklüfte mit Klein- bis Mikrokluftstrukturen kombiniert auftreten. Das Abflussverhalten lässt sich dabei wie von KASSEBAUM, 2006 postuliert grundsätzlich am besten durch ein Zweiporositäts-Modell wiedergeben, in dem Groß- und Kleinklüfte die Kluftporosität, Mikroklüfte die Matrixporosität verkörpern. Bezogen auf die Black-Box-Modelle die notwendig sind, um die Altersstruktur der Wässer zu definieren wird ein solches Modell in Abhängigkeit von der Beschaffenheit der Großklüfte am besten durch ein Exponentialmodell oder ein kombiniertes Exponential-Pistonflow-Modell wiedergegeben.

Anhand der Analyse ausgewählter Quellschüttungen zeigt sich, dass neben einem Basisabfluss, der in oben beschriebener Weise funktioniert, häufig zusätzlich ein Spitzenabfluss auftritt, der im Wesentlichen der Dynamik eines Karstaquifers folgt.

Die hydrochemische Charakterisierung bezog sich vornehmlich auf den Vergleich von Ionenkonzentrationen und -verhältnissen und hat zunächst gezeigt, dass die seichten Kluftgrundwässer sich wesentlich von den untersuchten Tiefenwässern unterscheiden. In den Tiefenwässern sind neben einer wesentlich höheren Gesamtmineralisation vor allem der Sulfatgehalt und der Gehalt an Natrium und Chlorid bestimend. Wenn keine anderen Formationen im Einzugsgebiet zur Verfügung stehen, führt jedoch auch ein offenbar tiefer reichender Aquifer keine höher mineralisierten Wässer. Das hat das Beispiel der Wimmerbauernquelle gezeigt, in der offenbar Tiefenwässer erschlossen werden, die jedoch aufgrund der höheren Wassertemperaturen und damit geringeren Löslichkeit der Karbonate insgesamt geringer mineralisiert sind als alle anderen betrachteten Wässer.

Hinsichtlich der hydrochemischen Charakteristik der seichten Kluftgrundwässer ergibt sich, dass Wässer aus reinen Hauptdolomiteinzugsgebieten ein Ca-Mg-Verhältnis im Bereich zwischen 1 und 1,2 bei Dolomitsättigung aufweisen. Höhere Verhältnisse lassen sich entweder auf untergeordnet auftretende Kalke oder quartäre Einflüsse zurückführen. Ein „reifes“ Kalzit-Dolomit-Mischwasser unterscheidet sich dabei von einem Oberflächenmischwasser oder einem quartär beeinflussten Wasser durch den Dolomit-Sättigungsindex. Die Betrachtung der Calcium- und Magnesiumgehalte in Zusammenschau mit den jeweiligen Sättigungsindizes lässt damit eine Klassifizierung nach Einzugsgebieten zu. Gesättigte Dolomitwässer weisen auf sehr günstige Verhältnisse im Aquifer hinsichtlich ihrer Nutzbarkeit für Trinkwasserversorgungen hin.

Mit Hilfe der stabilen Isotope  $^{18}\text{O}$  und Deuterium sowie über die Bestimmung der Tritiumgehalte in den Wässern wurde versucht, die mittleren Einzugsgebietshöhen sowie die mittleren Verweilzeiten der Wässer zu bestimmen. Während die Bestimmung der Einzugsgebietshöhen über stabile Isotope in Abhängigkeit von den verfügbaren Input-Daten gute Ergebnisse

liefert, ist die Altersbestimmung mit Tritium mit einigen Unsicherheiten behaftet. Grund hierfür ist die inzwischen geringe Variationsbreite der Tritiumgehalte in den Niederschlägen, die die Methode immer weniger sensitiv werden lässt. Eine Interpretation der Daten muss hier daher immer mehr in Zusammenschau mit den geologisch-hydrogeologischen Rahmenbedingungen erfolgen. Hilfreich ist außerdem die Anwendung weiterer Tracer wie das radioaktive Isotop Krypton 85 oder die Spurenstoffe SF<sub>6</sub> oder CFC. Unter gewissen Rahmenbedingungen ermöglichen diese Parameter eine Verifizierung von Tritiumaltern.

Die Altersdatierung der einzelnen Wässer hat gezeigt, dass im Vergleich zu reinen Karstwässern deutlich längere Verweilzeiten des Basisabflusses von mehreren Jahren bis Jahrzehnten vorliegen können, dass jedoch in den meisten Fällen auch zu einem gewissen Prozentsatz sehr junge (einjährige) Komponenten an der Quellschüttung bzw. den geförderten Wässern beteiligt sind. Es können bezogen auf die Altersverteilung keine eindeutigen Unterschiede zwischen einem reinen Hauptdolomitaquifer und einem Mischaquifer festgestellt werden.

Über sehr kurzfristige auch im Basisabfluss auftretende Wässer können auch innerhalb von Hauptdolomitaquifern daher kurzfristig Schadstoffe in eine Wasserversorgung eingebracht werden. Da die Fließwege dieser jungen Komponenten nur durch Detailuntersuchungen in den einzelnen Einzugsgebieten erarbeitet werden können, konnte durch die Arbeit die These nicht bestätigt werden, nach der in Hauptdolomiteinzugsgebieten aufgrund der generell langen Verweilzeiten grundsätzlich ein geringeres Gefährdungspotential vorliegt. Reaktionszeiten auf Kontaminationen im Einzugsgebiet sind nicht automatisch länger als sie es in Misch-einzugsgebieten wären. Damit muss auch grundsätzlich die Idee verworfen werden, nach der Trinkwasserschutzgebiete im Hauptdolomit mit geringeren Einschränkungen verbunden sein könnten.

Die sehr viel längeren mittleren Verweilzeiten der Hauptdolomitwässer bieten dennoch im Vergleich zu reinen Karstwassererschließungen besseren Schutz vor sehr kurzfristigen bakteriellen Belastungen.

Eine, bezogen auf das hier untersuchte Gebiet, gültige regionale quantitative Abschätzung der Wasserreserven aus der Hauptdolomiteinheit ist nur sehr überschlägig möglich, da das Wasserdargebot von den jeweils herrschenden lokalen strukturgeologischen Verhältnissen abhängt und daher lokal stark schwankend sein kann. Eine überschlägige Berechnung von Wasserdargebot in Zusammenschau mit dem prognostizierten zukünftigen Wasserbedarf in der untersuchten Region hat gezeigt, dass nur etwa 40% der rein aus Hauptdolomit zur Verfügung stehenden Wassermenge den Bedarf decken könnten.

Insgesamt hat das Projekt gezeigt, dass allgemein gültige Aussagen über die Aquifereigenschaften des Hauptdolomits hinsichtlich der geologischen, strukturgeologischen und hydrogeologischen Eigenschaften getroffen werden können. Ein reiner Hauptdolomit mit wenig Kalzitkomponente und der resultierenden charakteristischen Groß- bis Mikroklüftung erweist sich demnach als gut geeignet für eine nachhaltige Trinkwassernutzung, da er sowohl das nötige Retentionsvermögen über Mirkokluftsysteme als auch die für die Wasserwegigkeit notwendigen Hohlraumstrukturen in Form von Großklüften aufweist.

Ein derartiger Aquifer lässt sich mittels weniger hydrochemischer Parameter identifizieren. Dabei sind vor allem das Calcium-Magnesium-Verhältnis sowie das Fehlen von formationsfremden Ionen wie Sulfat, Natrium und Chlorid von Bedeutung. Liegt ein zu Gunsten des Calciums verschobenes Verhältnis vor bzw. treten formationsfremde Ionen in verstärktem Ausmaß auf, so stellen sich auch für die Nutzung weniger günstige Abflussverhältnisse ein, die sich z.B. in starken Schüttungsschwankungen oder Trockenfällen äußern können.

Bezüglich der Altersverteilung der seichten Kluftgrundwässer können bestimmte Gesetzmäßigkeiten festgestellt werden, die regional auf andere Grundwasseraufschlüsse in vergleichbarem geologischen Umfeld anwendbar sind. Durchschnittliche mittlere Verweilzeiten von einigen Jahren bis ca. zwei Jahrzehnten werden dabei von einer Altersverteilung begleitet, die in geringem Maße sowohl sehr kurzfristige als auch über 50-jährige Komponenten aufweist.

Da die strukturgeologischen und faziellen Gegebenheiten (und damit die Ausprägung der Großkluftstrukturen) innerhalb des Hauptdolomits regional sehr stark variieren können, sind quantitative regional gültige Aussagen über den Hauptdolomit als Aquifer nur sehr überschlägig möglich. Die Berechnung zeigen dennoch eindeutig, dass der Hauptdolomit als Aquifer ein Wasserdargebot liefert, das auch den zukünftigen Verbrauch in der Region deutlich übersteigt.

## 8 Literaturverzeichnis

APPELO, C.A.J., POSTMA, D. (2005): Geochemistry, groundwater and pollution, 2nd edition, - A.A.Balkema Publishers; 649 S., Leiden.

ARGE KALKALPEN (1998): Wasserdargebot der Nördlichen Kalkalpen, 5. Arbeitsbericht, Graz.

BAUER, M., SELG, M., EICHINGER, L. (2002): Pflanzenschutzmittel im Kluft- und Karstgrundwasserleiter des Oberjuras in Baden-Württemberg, - Abh. L.-Amt f. Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Heft 15, S.149-221, Freiburg im Breisgau.

BAUMGARTNER, P. (1993): Anmerkungen zum geplanten Schongebiet Trauntal – Ebensee - Bad Ischl, Oberösterreich – in: Österreichische geologische Gesellschaft (Hrsg.): Exkursionsführer 2. Österreichischer Hydrogeologentag1993, Hydrogeologische Exkursion Höllengebirge, Thema: Aufgaben und Methoden der Hydrogeologie im Rahmen des Grundwasser- und Trinkwasserschutzes in Karstgebieten, S. 45-49, 4 Abb., Wien.

BECHTOLD, D. (1995): Hydrogeologisches Gutachten betreffend Schutzgebiete für die Trinkwasserquellen des Werksschulheims Felbertal – unv. Bericht im Auftrag des Werksschulheims Felbertal, Bergheim.

BECHTOLD, D. (1997): Werksschulheim Felbertal, Schutzgebietsvorschlag für Trinkwasserquellen, hydrogeologische Untersuchung und Beurteilung – unv. Bericht im Auftrag des Werksschulheims Felbertal, Seeham.

BECHTOLD, D. (1998): Werksschulheim Felbertal, Schutzgebietsvorschlag Tiefquelle, hydrogeologische Beurteilung, überarbeiteter Schutzgebietsvorschlag – unv. Bericht im Auftrag des Werksschulheims Felbertal, Seeham.

BECHTOLD, D. (2001): Schutzgebietsausweisung Trinkwasserquellen Werksschulheim Felbertal, Ergänzende Plandarstellung und Kurzbericht – unv. Bericht im Auftrag des Werksschulheims Felbertal, Seeham.

BECHTOLD, D. (2001a): A9 Pyhrnautobahn Abschnitt Schön – Lainberg Nord, Tunnelkette Klaus KM25,5 – 39,5 Klauser Tunnel PY53, Hydrogeologischer Zwischenbericht, Messungen WG Egglbrunn - unv. Bericht im Auftrag der ÖSAG, Seeham.

BECHTOLD, D. (2001b): A9 Pyhrnautobahn Abschnitt Schön – Lainberg Nord, Tunnelkette Klaus KM25,5 – 39,5 Weströhre, WG Egglbrunn – Hydrogeologische Kontrollen 2. Zwischenbericht - unv. Bericht im Auftrag der ÖSAG, Seeham.

BECHTOLD, D. (2003): A9 Pyhrnautobahn Tunnelkette Klaus, Klauser Tunnel – Hydrogeologische Beweissicherung, Schlussbericht - unv. Bericht im Auftrag der ÖSAG, Seeham.

BRANDECKER, H. et al (1965): hydrogeologische Untersuchungen und baugeologische Erfahrungen beim Bau des Dießbach-Speichers (Steinernes Meer) - Steir. Beitr. zur Hydrogeologie, 17, S. 67-111, 10 Abb., 5 Tab., 5 Taf., Graz.

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland (Hrsg.) (1988): Geologische Übersichtskarte 1:200.000 CC Blatt 8742 Bad Reichenhall, Hannover.

CLARK, I., FRITZ, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology – Lewis publisher, 328 S., New York.

DECKER, K. (1994): Hydrogeologie Ybbsitz – Strukturgeologische Grundlagen - in: Hydrogeologie Ybbsitz, Bund/Bundesländer Rohstoffprojekt N-A-006p/93, 10S. 6.Abb., 1Tab., 1 Anh., Wien

DEELMAN, J.C. (2005): Low-temperature formation of dolomite and magnesite, version 2.1 chapter one „Dolomitisation reconsidered“ – online: URL: <http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html> (Stand 25.02.2006)

EDEN, D., PRÖSL, K.-H., STCHLER, W., UDLUFT, P. (1983): Der Einfluss quartärer Deckenschichten auf den Wasserhaushalt eines Kalkalpinen Einzugsgebietes – Z. der dt. geol. Ges., 134, S. 755-772, 11 Abb., 3 Tab.

EICHINGER, L. (2006): Bestimmung der Einzugsgebiete von Bergwässern – in: Hydroisotop GmbH, Wasser Tirol: Die ARGE Alp und die Qualitätssicherung des Trinkwassers im Alpenraum, Tagungsband, Innsbruck.

EICHINGER, L., OSENBRÜCK, K., BAUER, M., VOERKELIUS, S. (2002): Isotopengehaltsbestimmungen am Nitrat – Anwendungsmöglichkeiten für geologisch- hydrogeologische Fragestellungen – Abh. L.-Amt f. Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Heft 15, S.57-73, 6 Abb., Freiburg im Breisgau.

EISBACHER, G.H., KLEY, J. (2001): Grundlagen der Umwelt- und Rohstoffgeologie – Enke im Georg Thieme Verlag, 424 S., 393 Abb., Stuttgart.

FAUPL, P. (1984): Einführung in die Historische Geologie – Universitäts- Lehr- und Studienbücher Naturwissenschaften, Prugg Verlag, 184 S., 67 Abb, 11 Tab., 1 Beil., Eisenstadt.

FELLEHNER, M. (2003): Der Hauptdolomit als Grundwasserspeicher in den Nördlichen Kalkalpen – unv. Diss. , Philipps-Universität Marburg, 88 S., 28 Anh., Marburg.

FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothem of Alpine Triassic, in D.F.Merriam (Hrsg.): Symposium on cyclic sedimentation, Kansas geological Survey, Bulletin 169, S. 107-149

FORSTER, M., WEISE, S.M. (1997): Isotopenhydrologische Untersuchungen von Grund- und Quellwässern im Raum Innsbruck – Beitr. z. Hydrogeologie, 48, S. 49-68, Graz.

FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps) 15 S., 14 Abb., International Journal of Earth Sciences, Vol. 73, No. 1, Springer, Berlin.

FÜCHTBAUER, H.(Hrsg.) (1988): Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie Teil II, vierte Auflage, 660 Abb., 113 Tab., Stuttgart.

GAMMERITH, W., KOLLMANN, W. (1993): Zur Hydrogeologie des Schafberg- und Leonsberggebietes sowie des Höllengebirges - in: Österreichische geologische Gesellschaft (Hrsg.): Exkursionsführer 2. Österreichischer Hydrogeologentag1993, Hydrogeologische Exkursion Höllengebirge, Thema: Aufgaben und Methoden der Hydrogeologie im Rahmen des Grundwasser- und Trinkwasserschutzes in Karstgebieten, S. 16-25, 5 Abb. Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1927): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000 Lofer und St. Johann, Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut, Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut, 73 S., 17 Abb., 2 Taf., Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 96 Bad Ischl, Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 94 Hallein, Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1989): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 65 Mondsee, Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein, Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 66 Gmunden, Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 64 Strasswalchen, Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 67 Grünau im Almtal, Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Erläuterungen zu Blatt 67 Grünau im Almtal, Wien.

Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1999): Rocky Austria Eine bunte Erdgeschichte von Österreich, Wien

GEOTEAM GmbH (1999): Thermalwassererschließung Pinzgau/Saalachtal – Voruntersuchung – unv. Bericht im Auftrag Arge Theba Saalachtal, Gleisdorf.

GEOTEAM GmbH (2000): Tiefbohrung Saalachtal Thermal 1 – Technischer Bericht, wasserrechtliche Einreichung – unv. Bericht im Auftrag Arge Theba Saalachtal, Gleisdorf.

GEOTEAM GmbH (2002): Bohrung Saalachtal Thermal 1 – Abschlussbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung – unv. Bericht im Auftrag Arge Theba Saalachtal, Gleisdorf.

GRÖNING, M. (2003): Das weltweite Isotopenmessnetz GNIP und die Standardisierung von Isotopenmessungen – in: Österreichische Vereinigung für Hydrogeologie (Hrsg.) Tagungsband Isotopenmethoden in der Hydrogeologie und Wasserwirtschaft, Wien.

HACKER, P. (2003): Bericht hydrologisch-hydrogeologische Untersuchungen im Bereich des Glashüttenberges zur Frage des engeren Schutzgebietes für die Kerschbaumer-Quelle – unv. der ARC Seibersdorf research GmbH im Auftrag der Stadtwerke Waidhofen/Ybbs, Seibersdorf.

HAMILTON, W. (1989) Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen in Flysch und Kalkalpen zwischen Wien und Salzburg, Exkursionsführer ÖGG, 12, 55 S., 29. Abb., Wien.

HEBERT, D. (1997): Isotopenmethoden in der Hydrogeologie – Physikalische Grundlagen und Anwendungsmethodik – Wissenschaftliche Mitteilungen Institut für Geologie, Technische Universität Freiberg, Heft 2, 110 S., Freiberg.

HEINRICH, M. (1995): Wasserhöufigkeit und Wasserqualität sowie deren langfristige Sicherung in kalkalpinen Einzugsgebieten am Beispiel eines N-S-Streifens in den NÖ Kalkalpen zwischen Ybbsitz und Göstling – Geol. Bundesanstalt unv. Bericht Proj. NA 006-p/1994, 264 S., 6 Anh., 12 Beil., Wien.

HOEFS, J. (2004): Stable isotope geochemistry, 5th edition – Springer Verlag, 244 S., 78 Abb., Heidelberg.

HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie, 5. Auflage – Ferdinand Enke Verlag, 441 S. 114 Abb., 46 Tab., Stuttgart.

HUMER, G. (1995): Niederschlagsisotopennetz Österreich, Teil 2: Daten, UBS-BE-033 – Umweltbundesamt, 110 S., Wien.

HYDROISOTOP GmbH (2006): Anwendung von Isotopenmethoden zur Klärung der Alterszusammensetzung im Hinblick auf die Geschütztheit von Mineralwasservorkommen – online: URL: [http://www.hydroisotop.de/index2.php?option=com\\_content&task=view&id=34&ite](http://www.hydroisotop.de/index2.php?option=com_content&task=view&id=34&ite) (Stand 29.01.2006)

JENISCH, V. (1989): Thermalwasserprojekt Obermoos TH bei Salzburg – unv. Bericht, Salzburg.

JENISCH, V. (1994): Kurzzentrum Vigaun - Grundwasserstabilisierung – unv. Bericht, 3 S., 4 Abb., Salzburg.

JOANNEUM RESEARCH Institut für angewandte Geophysik (2000): Reflexionsseismische Messungen Saalachtal, Graz.

JOANNEUM RESEARCH Institut für Hydrogeologie und Geothermie (2001): Wasserwirtschaftskataster – Abschätzung des nachhaltig nutzbaren Quellwasserdargebots im alpinen Raum Österreichs, Auftrag des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, 77 S., 22 Abb., 11 Tab., Wien

KASSEBAUM, C., ZANKL, H. (2004): Grundwassererkundung in Bayern 2003/2004, Kennz. 18.17, kalkalpine Randzone (KAR) Untersuchungsgebiet Reit im Winkl – unv. Bericht im Auftrag Bayrisches Landesamt für Wasserwirtschaft, 170 S., 37 Abb., 55 Tab., 7 Anl., Marburg.

KASSEBAUM, C. (2006): Exploration von Trinkwasser aus geklüftetem Hauptdolomit in den Nördlichen Kalkalpen Rottach-Egern/Kreuth (Lkr. Miesbach) und Reit im Winkl (Lkr. Traunstein) – unv. Diss. Philipps-Universität Marburg, 118 S., 30 Abb., 19 Tab., 14 Anl., Marburg.

KEIMEL, Th. (1999): Hydrogeologische und umweltgeologische Untersuchungen zur Vorbereitung von Tracerversuchen in einem dolomitischen Kleineinzugsgebiet in den Nördlichen Kalkalpen ( Integrated Monitoring des Zöbelbodens, Reichraming, OÖ) unv. Dipl.Arb. Universität Wien, 115 S., 10 Tab., Abb., Wien.

KEIMEL, Th. (2000): Hydrogeologische Erkundung eines Dolomitstockes in den Nördlichen Kalkvoralpen (Reichramminger Hintergebirge, OÖ) – Mitt. D. Österr. Geol. Ges., 91. Bd., S. 145-146, Wien.

KENDALL, C., McDONNELL, J.J. (2003): Isotope Tracers in Catchment Hydrology, 2<sup>nd</sup> edition, Elsevier, Amsterdam.

KIRCHMAYER, M. (1957): Zur Geologie des Grünauer Beckens (OÖ) und seiner Umrahmung – Mitt. d. Ges. d. Geol. u. Bergbaustud., 8. Bd., S. 44-59, Wien.

KRALIK, M. (2003): Das Österreichische Isotopenmessnetz ANIP als Datenbasis für hydrogeologische und wasserwirtschaftliche Untersuchungen - in: Österreichische Vereinigung für Hydrogeologie (Hrsg.) Tagungsband Isotopenmethoden in der Hydrogeologie und Wasserwirtschaft, Wien.

KRALIK, M., SCHEIDLEDER, A., TESCH, R., RANK, D., RAJNER, V. (1998): Tritiummessnetz Österreich, Jahresbericht 1995 und 1996 – Umweltbundesamt und Bundesforschungs- und Prüfzentrum arsenal Reports R-148, 31 S., Wien.

KRALIK, M., HUMER, F., STADLER, E., SCHEIDLEDER, A., TESCH, R., PAPESCH, W. (2005): Tritiummessnetz Österreich, Jahresbericht 1997 bis 2002 – Umweltbundesamt und Bundesforschungs- und Prüfzentrum arsenal Reports BE-264, 29 S., Wien.

KRAMER, H., KRÖLL, A: (1979): Die Untersuchungsbohrung Vigaun U1 bei Hallein in den Salzburger Kalkalpen – Mitt. Österr. Geogr. Ges., Bd. 70, S. 1-10, 3 Abb., Wien.

MATTHES, S. (1990): Mineralogie – Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde, 4. Auflage, 172 Abb., 2 Tafeln

MATTHEß, G. (1990): Die Beschaffenheit des Grundwassers, 2. Auflage, Reihe: Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 2 (Hrsg.: Mattheß), Gebr. Bornträger, 498 S., 139 Abb., 116 Tab., Berlin.

MATTHEß, G., UBELL, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie Grundwasserhaushalt Reihe: Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 1 (Hrsg.: Mattheß), Gebr. Bornträger, 438 S., 214 Abb., 75 Tab., Berlin.

MIBUS, J., SZYMCZAK, P., HEBERT, D., OSTER, H. (2002): Kombinierter Einsatz von CFC und Tritium als Tracer - Wissenschaftliche Mitteilungen TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie, 19, Isotope und Tracer in der Wasserforschung, S. 25-28, 2002.

MOSER, H., RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrogeologie, Reihe: Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 8 (Hrsg.: Mattheß), Gebr. Bornträger, 400 S., 227 Abb., 32 Tab., Berlin.

OBERHAUSER, R. (wiss. Red.), Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (1980): Der Geologische Aufbau Österreichs – Springer Verlag, 699 S., 164 Abb., Wien.

OSTER, H., SONNTAG, C., MÜNNICH, K.O. (1996): FCKW-Datierung nitratbelasteten Grundwassers – ein Fallbeispiel, Grundwasser 1 148-155

OSTER, H. (2002): Neue chemische Tracer – Wissenschaftliche Mitteilungen TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie, 19, Isotope und Tracer in der Wasserforschung, S. 11-18, 2002.

PARKHURST, D.L., APPELLO, C.A.J. (2006): PhreeqC (version2) A Computer Program for Speciation, Batch-reaction, One-Dimensional Transport and Inverse Geochemical Calculations – online: URL: [http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC\\_coupled/phreeqc/index.html](http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC_coupled/phreeqc/index.html) (Stand Oktober 2006)

PAVUZA, R. (1983): Karsthydrogeologische Untersuchungen in den Kalkvoralpen S Waidhofen/Ybbs – Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Österr., 29, Wien.

PERESSON, H., DECKER, K. (1997): The tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing paleostresses in a collisional plate boundary – Tectonophysics, 272, S.125-157, Amsterdam.

PFLEIDERER, S. (1999): Geohydrologische und hydrogeologische, geochemische und tektonische Grundlagenstudie in den oberösterreichischen Kalkvoralpen nordöstlich der Enns – Geologische Bundesanstalt, proj. O-A-30/97-99 der Bundes-/Bundesländerkooperation (mit Beiträgen zahlreicher weiterer Autoren), 121 S., 67 Abb., 15 Tab., 9. Beil., 2 Anh., Wien.

PFLEIDERER, S., REITNER, H., HEINRICH, M. (2002): Zur Hydrogeologie der Kalkvoralpen nordöstlich der Enns – Beitr. z. Hydrogeologie, Bd. 53, S. 45-60, Graz.

RANK, D. (1990): „Umweltisotope“ – Fortschritte in Forschung und Anwendung – Mitt. d. österr. Geol. Ges., 83. Bd., S. 91-108, Wien.

RANK, D., PAPESCH, W., LUST, G., NUSSBAUMER, W. (1990): Isotopenhydrologie in Österreich – Stand 1990 – Mitt. D. österr. Geol. Ges., 83. Bd., S. 109-124, Wien.

RICHTER, J. (1995): Methodische und regionale Beiträge zur Auswertung von Umweltisotopen in der Hydrogeologie – Beitr. z. Hydrogeologie, 46, S. 89-196, Graz.

RICHTER, J., SZYMCZAK, P. (1992): MULTIS. Ein Computerprogramm zur Auswertung isotopenhydrologischer Daten auf Grundlage gekoppelter konzeptioneller Boxmodelle – Veröff. TU Freiberg, Lehrstuhl f. Hydrogeologie, Freiberg.

SCHNEIDER, P., VOERKELIUS, S., OSENBRÜCK, K., MEYER, J. (2003): Anwendung von isotopenhydrologischen Methoden bei Einzugsgebietsuntersuchungen – 54. Berg- und Hüttenmännischer Tag: Trace elements and isotopes in geochemistry, S. 73-82, Freiberg.

SCHWEIGL, J., NEUBAUER, F. (1997): Structural development of the central northern calcareous alps, significants for the jurassic to tertiary geodynamics in the alps – Ecl. Geol. Helv., 90, S. 303-323, Basel.

SELG, M., HEINZ, J., MAIR, C., BAUER, M. (2005): Die Altersstruktur des Kluft- und Karstgrundwasserkörpers im Oberjura der schwäbischen Alb und deren Bedeutung für den anhaltenden Atrazinaustrag – Berichte d. naturforschenden Ges. zu Freiburg i. Br., S. 1-46, Freiburg.

TOLLMANN, A. (1966): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 59. Band, Heft 2, S. 231-253, 2 Abb., Wien.

TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen – Verlag Franz Deuticke, 449 S., Wien.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich (Außerzentralalpiner Teil), Bd. 2 – Verlag Franz Deuticke, 680 S., Wien.

TRAINDL, H. (1983): Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raum Waidhofen/Ybbs – Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Österr., 29, Wien.

TRESTAKIS, C. (1993): Zur Hydrogeologie des Buntsandsteins in der Mechernicher Voreifel am Beispiel des Quellsystems im Mehlenbachtal (Nördliche Mechernicher Triasbucht) – Mitt. z. Ingenieurgeologie und Hydrogeologie, Lehrstuhl für Ingenieurgeologie und Hydrogeologie der RWTH Aachen, Prof. Dr. K. Schetelig (Hrsg.), 55, 208S., 79 Abb., 16. Tab., Aachen.

U.S.GEOLOGICAL SURVEY (2007): The Reston Chloroflouro Carbon Laboratory  
<http://water.usgs.gov/lab/> (Stand 10.08.2007)

WAATERLOO HYDROGEOLOGIC INC. (2003): AquaChem for windows 98/NT/2000/XP, Ontario, Canada.

WIESER, F. (1974): Geologisches Gutachten Schutzgebiet (engeres und weiteres) für die Mudlmoosquelle der Wasserversorgungsanlage von Grünau i. Almtal – unv. Bericht im Auftrag der Gemeinde Grünau i. Almtal, Linz.

WIKIPEDIA (2007): online: URL: <http://de.wikipedia.org/wiki/Boxplot> (Stand 23.06.2007)

ZÖTL, J., GOLDBRUNNER, J. (Hrsg.) (1993): Mineral- und Heilwässer Österreichs – Springer Verlag, 324 S., Wien.

## 9 Verzeichnisse

### 9.1 Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1-1: Überblick über die Lage der ausgewählten Untersuchungsgebiete (Ausschnitt aus ÖK, ohne Maßstab)

Abbildung 2.1-2: Lage der ausgewählten Untersuchungsgebiete mit geologischer Übersicht über den Untersuchungsraum

Abbildung 3.3-1: Auswertung von hydrochemischen Daten über einen Schoeller-Plot

Abbildung 3.3-2: Darstellung hydrochemischer Daten in einem Piper-Plot

Abbildung 3.3-3: Darstellung des Calcium-Magnesium-Verhältnisses in einem Scatter-Plot

Abbildung 3.3-4: Linien- und Säulendiagramme mit Zeitreihen ausgewählter Parameter

Abbildung 3.3-5: Beispiel für ein Säulendiagramm mit Zeitreihen ausgewählter Parameter.

Abbildung 3.3-6: Säulendiagramm mit vergleichender Darstellung verschiedener Messstellen

Abbildung 3.3-7: Box-Whisker-Plots zur Darstellung der Streuungsbreite von Messwerten (Multiparameter- oder Multimessstellen-Darstellung)

Abbildung 3.3-8: Beispiel eines Box-Whisker-Plots zur Darstellung der elektrischen Leitfähigkeiten in den drei Brunnen in Bad Reichenhall.

Abbildung 4.2-1: Stratigrafie des Untersuchungsraumes in der Trias (angelehnt an FAUPL, 1984, Tab.7)

Abbildung 4.2-2: Stratigrafische Abfolge innerhalb der Lagune aus FRUTH & SCHERREIKS (1984).

Abbildung 4.2-3: Faziesuntergliederung des Hauptdolomits im westlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen aus FRUTH & SCHERREIKS (1984).

Abbildung 4.3-2: Paläostressanalyse der miozänen Deformationsereignisse im Raum Salzburg aus SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997.

Abbildung 4.4-1: Isobares Temperatur-Konzentrations-Diagramm im System Kalzit-Dolomit aus Mattes, 1990.

Abbildung 4.4-2: Grobes Blockwerk einer Kalkschutthalde im Vergleich mit einer typischen Dolomitschutthalde

Abbildung 4.5-1: Karstquelle aus Jura-Riffkalken im Vergleich zu einer Kluftquelle im Hauptdolomit.

Abbildung 4.5-2: Beispiel für den Abfluss nach den Modellen Pistonflow a) und Exponential b)

Abbildung 4.5-3: Beispiel für einen Grundwasserabfluss nach Linearmodell aus HEBERT, 1997

Abbildung 5.1-1: Lage der Erkundungsbohrungen Reit im Winkl (Ausschnitt aus ÖK, ohne Maßstab)

Abbildung 5.1-2: Klassifizierung im Dreistoffdiagramm aus KASSEBAUM, 2006

Abbildung 5.2-1: Lage der Wasserversorgung Listsee (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Abbildung 5.3-1: Lage der Thermalbohrung Saalach Thermal I (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Abbildung 5.4-1: Lage der Thermalbohrung Bad Vigaun (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Abbildung 5.5-1: Lage der WVA Werkschulheim Felbertal (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Abbildung 5.6-1: Lage des Nutzwasserbrunnens Baderluck (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Abbildung 5.7-1: Lage der Wimmerbauernquelle Bad Ischl (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Abbildung 5.8-1: Lage der Mudmoosquelle, Grünau im Almtal (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Abbildung 5.9-1: Lage der Egglbrunnquelle, Klas (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Abbildung 5.10-1: Lage der Mitterlug- und der Steinbruchquelle Waidhofen/Ybbs (Ausschnitt ÖK, ohne Maßstab)

Abbildung 6.2-1: Klassifizierung nach Grundwassercharakteristiken aus KASSEBAUM, 2006

Abbildung 6.4-1: Auswahl der Gebirgsgruppen nach JOANNEUM RESEARCH, 2001, die für die Quantifizierung des Wasserdargebots im Hauptdolomit im betrachteten Untersuchungsraum relevant sind

## 9.2 Diagrammverzeichnis

Diagramm 3.4-1: Der Vergleich von lokalen Niederschlagsgeraden aus dem Untersuchungsraum mit der globalen Niederschlagsgeraden nach ROZANSKI et al, (1993).

Diagramm 3.4-2: 3H-Inputganglinie 1953 bis 2006 der Niederschlagsstation N-36 Feuerkogel

Diagramm 3.4-3: Tritiumwerte im Niederschlag entlang des Kalkalpennordrandes

Diagramm 3.4-4: 85 Krypton- und Tritium-Input 1953 bis 2006

Diagramm 3.4-5: Beispiel für den kombinieren Einsatz von Tritium und 85 Krypton auf Basis der Tritium-Input-Funktion, berechnet mit Hilfe des Exponentialmodells im Programm MUTIS (RICHTER, SZYMCZAK, 1992), (Hafendarstellung angelehnt an BAUER et al, 2002)

Diagramm 3.5-1: SF6- und Tritium-Input 1968 bis 2004

Diagramm 3.5-2: SF6- und Tritiuminput 1968 bis 2004.

Diagramm 5.1-1: elektrische Leitfähigkeiten Reit im Winkl

Diagramm 5.1-2: pH-Werte Reit im Winkl

Diagramm 5.1-3: Wassertemperaturen Reit im Winkl

Diagramm 5.1-4 und 5.1-5: Calcium- und Magnesiumgehalte Reit im Winkl

Diagramm 5.1-6 und 5.1-7: Hydrogenkarbonat- und Sulfatgehalte Reit im Winkl

Diagramm 5.1-8: Schoeller-Diagramm zur Darstellung der Ionengehalte

Diagramm 5.1-9: Piper-Plot zur Darstellung der Ionenverhältnisse

Diagramm 5.1-10: Ca-Mg-Verhältnis Reit im Winkl

Diagramm 5.1-11: 18O-Deuterium-Verhältnis Reit im Winkl

Diagramm 5.1-12: 18O und Tritiumgehalte Reit im Winkl

Diagramm 5.1-13: Modellrechnung Rabengschössquelle

Diagramm 5.1-14: Altersverteilung in der Rabengschössquelle

Diagramm 5.2-1: elektrische Leitfähigkeit Bad Reichenhall

Diagramm 5.2-2: pH-Werte Bad Reichenhall

Diagramm 5.2-3: Wassertemperaturen Bad Reichenhall

Diagramm 5.2-4 und 5.2-5. Calcium- und Magnesiumgehalte Bad Reichenhall

Diagramm 5.2-6 und 5.2-7: Hydrogenkarbonat- und Sulfatgehalte Bad Reichenhall

Diagramm 5.2-8: Schoeller-Plot Bad Reichenhall

Diagramm 5.2-9: Piper-Diagramm Bad Reichenhall

Diagramm 5.2-10: Ca-Mg-Verhältnis Bad Reichenhall

Diagramm 5.2-11: Verhältnisdarstellung der stabilen Isotope Bad Reichenhall

Diagramm 5.2-12: d18O- und Tritiumgehalte Listanger

Diagramm 5.2-13: d18O- und Tritiumgehalte Listsee

Diagramm 5.2-14: d18O- und Tritiumgehalte Listwirt

Diagramm 5.2-15: Abflussmodell Listanger

Diagramm 5.2-16: Abflussmodell Listsee

Diagramm 5.2-17: Abflussmodell Listwirt

Diagramm 5.2-18: Abflussmodelle der Brunnen WVA Listsee

Diagramm 5.2-19: Altersverteilung der Wässer der WVA Listsee

Diagramm 5.4-1 und 5.4-2: elektrische Leitfähigkeit und Temperatur der Thermalwässer

Diagramm 5.4-3 und 5.4-4: Calcium- und Magnesiumgehalte der Thermalwässer

Diagramm 5.4-5 und 5.4-6: Natrium- und Chloridgehalte der Thermalwässer (logarithmische Darstellung)

Diagramm 5.4-7 und 5.4-8: Hydrogenkarbonat- und Sulfatgehalte Thermalwässer

Diagramm 5.4-9 Schoellerdiagramm Thermalwässer

Diagramm 5.4-10: Piper-Plot Thermalwässer

Diagramm 5.4-11: d18O-d2H-Verhältnis der Thermalwässer

Diagramm 5.5-1: Schüttungs- und Temperaturverlauf der Tiefquelle 1995 und 1996

Diagramm 5.5-2: Schüttungsdaten (Stichtagsmessungen) kombiniert mit Niederschlagsaufzeichnungen (Mai bis Juni 1995)

Diagramm 5.5-3: Ionenkonzentrationen Tiefquelle Felbertal

Diagramm 5.5-4 und 5.5-5: Scholler-Plot und Piper-Diagramm Tiefquelle Felbertal

Diagramm 5.5-6: Calcium-Magnesium-Verhältnis Tiefquelle Felbertal

Diagramm 5.5-7: d18O-d2H-Verhältnis Tiefquelle Felbertal

Diagramm 5.5-8: zeitlicher Verlauf der Konzentration an stabilen Isotopen

Diagramm 5.5-9: Modellrechnung Tiefquelle Felbertal, Vergleich der berechneten Möglichkeiten

Diagramm 5.5-10: Altersverteilung in der Tiefquelle Felbertal bei EPMser (MVZ 11a) und EM (MVZ 9a).

Diagramm 5.6-1: Ionenkonzentrationen Brunnen Baderluck

Diagramm 5.6-2: d18O-d2H-Verhältnis im Brunnen Baderluck

Diagramm 5.6-3: d18O- und d2H-Werte Brunnen Baderluck

Diagramm 5.6-4: Modellrechnung Brunnen Baderluck

Diagramm 5.6-5: Altersverteilung Brunnen Baderluck nach Exponentialmodell und kombiniertem Exponential-Pistonflow-Modell

Diagramm 5.6-6 Harfendarstellung der Tritium- und SF6-Werte von Wässern definierten Alters, geplottet mit dem Messwert des Brunnens Baderluck

Diagramm 5.7-1: Schüttungs- und Temperaturverlauf Wimmerbauernquelle (Q = Monatsmittelwerte, TWasser und TLuft = Stichtagswerte)

Diagramm 5.7-2 und 5.7-3: Ionenkonzentrationen und –verhältnisse in der Wimmerbauernquelle

Diagramm 5.7-4: Calcium-Magnesium-Verhältnis Wimmerbauernquelle Bad Ischl

Diagramm 5.7-5: 18O-Deuterium-Verhältnis Wimmerbauernquelle

Diagramm 5.7-6: Grafische Darstellung der Beziehung zwischen 18O-Gehalt und der Niederschlags- bzw. Einzugsgebietshöhe

Diagramm 5.7-7: Modellberechnung der Tritiumdaten

Diagramm 5.7-8: Altersverteilung Wimmerbauernquelle

Diagramm 5.7-9: Harfendarstellung der Tritium- und SF6-Gehalte von Wässern definierten Alters, geplottet mit dem Messwert der Wimmerbauernquelle

Diagramm 5.8-1: Verdünnungseffekt in der Mudlmoosquelle

Diagramm 5.8-2 und 5.8-3: Schoeller-Plot und Piper-Plot Mudlmoosquelle

Diagramm 5.8-4: Calcium-Magnesium-Verhältnis Mudlmoosquelle

Diagramm 5.8-5: d18O-d2H-Gehalte Mudlmoosquelle

Diagramm 5.8-6 18O-Deuterium-Verhältnis Mudlmoosquelle

Diagramm 5.8-7: Modellrechnung Mudlmoosquelle

Diagramm 5.8-8: Altersverteilung der Wässer der Mudlmoosquelle

Diagramm 5.9-1: Schüttung und elektrische Leitfähigkeit Eggelbrunnquelle

Diagramm 5.9-2: Schüttung und Temperaturverlauf Eggelbrunnquelle

Diagramm 5.9-3: Trockenwetterfalllinie Eggelbrunnquelle

Diagramm 5.9-4: Dauerlinie 2002 Eggelbrunnquelle im Vergleich mit Monatsmittel 1983 bis 2000

Diagramm 5.9-5 und 5.9-6: Variationen der elektrischen Leitfähigkeiten und Temperaturen in Eggelbrunn- und Felsenquelle

Diagramm 5.9-7: Calcium- und Magnesium-Variationen in der Eggelbrunnquelle

Diagramm 5.9-8 und 5.9-9: Piper-Plot Eggelbrunnquelle und Schoeller-Diagramm Quellen Klaus am Pyhrn

Diagramm 5.9-10: Calcium-Magnesium-Verhältnis Eggelbrunn- und Felsenquelle

Diagramm 5.9-11: Schwankungen der stabilen Isotopengehalte der Eggelbrunnquelle

Diagramm 5.9-12: Output-Kurven der Modellrechnung Eggelbrunnquelle

Diagramm 5.9-13: Altersverteilung der Eggelbrunnquelle

Diagramm 5.9-14: Harfendarstellung des Tritium- SF6-Verhältnisses von Wässern definierten Alters, geplottet mit dem Messwert der Eggelbrunnquelle

Diagramm 5.10-1: Schüttungsganglinie der Mitterlugquelle mit Niederschlagsverlauf

Diagramm 5.10-2: Trockenwetterfalllinie Mitterlugquelle

Diagramm 5.10-3 und 5.10-4: Variationen der elektrischen Leitfähigkeiten und Temperaturen Waidhofen

Diagramm 5.10-5: Variationen der wichtigsten hydrochemischen Parameter der Mitterlugquelle

Diagramm 5.10-6: Schoeller-Plot Quellen Waidhofen

Diagramm 5.10-7: Pieper-Plot Quellen Waidhofen

Diagramm 5.10-8: Calcium-Magnesium-Verhältnis Quellen Waidhofen

Diagramm 5.10-9: 18O-Deutreum-Verhältnis im Quellgebiet Waidhofen

Diagramm 5.10-10: Stabile Isotope im Untersuchungszeitraum 2003 bis 2006

Diagramm 5.10-11: 18O und Tritiumwerte der Mitterlugquelle

Diagramm 5.10-12: Modellrechnung Mitterlugquelle auf Basis der Tritiumdaten unter Verwendung der Tritium-Inputfunktion der Messstation Wildalpen

Diagramm 5.10-13: Harfendarstellung der Tritium- und CFC11-Verhältnisse von Wässern definierten Alters, geplottet mit den Messwerten der Mitterlugquelle

Diagramm 5.10-14: Harfendarstellung der Tritium- und CFC12-Verhältnisse von Wässern definierten Alters, geplottet mit den Messwerten der Mitterlugquelle

Diagramm 5.10-15: Harfendarstellung der Tritium- und CFC113-Verhältnisse von Wässern definierten Alters, geplottet mit den Messwerten der Mitterlugquelle

Diagramm 5.10-16: Altersverteilung der Wässer der Mitterlugquelle

Diagramm 5.10.17: Modellrechnung Steinbruchquelle

Diagramm 6.1-1: Schüttungsganglinien eines Jahres der Mitterlug- und der Eggelbrunnquelle.

Diagramm 6.2-1: mittlere Wassertemperaturen der seichten Kluftgrundwässer

Diagramm 6.2-2: Median- bzw. Mittelwerte der elektrischen Leitfähigkeiten

Diagramm 6.2-3: Medianwert der elektrischen Leitfähigkeiten (ohne Thermalwässer)

Diagramm 6.2-4: Piper-Plot der Ionenverteilung aller Messstellen (Median- bzw. Mittelwerte aus Tab. 6.2-1)

Diagramm 6.2-5: Schoeller-Plot der Ionenkonzentrationen aller Messstellen (Median- bzw. Mittelwerte)

Diagramm 6.2-6: Ionenkonzentrationen in allen Messstellen

Diagramm 6.2-7: Detaildarstellung der Ionenkonzentrationen in den seichten Kluftgrundwässern

Diagramm 6.2-8: Calcium-Magnesium-Verhältnis in den seichten Kluftgrundwässern

Diagramm 6.2-9: Zweistoffdiagramm Ca-Mg mit Klassifizierung nach KASSEBAUM, 2006

Diagramm 6.2-10: Dreistoffdiagramm mit Klassifizierung nach KASSEBAUM, 2006

Diagramm 6.2-11: Beziehungsdiagramm Sättigungsindizes Calcit und Dolomit

Diagramm 6.2-12: Sättigungsindex Dolomit in Beziehung zum Ca-Mg-Verhältnis der Wässer (Daten-  
satz nach Kalzitausgleich bereinigt)

Diagramm 6.2-13: Beziehung CO<sub>2</sub>-Partialdruck zu Dolomitsättigung

Diagramm 6.3-1: <sup>18</sup>O-2H-Verhältniss aller Messstellen geplottet mit der globalen Niederschlagsgeraden nach ROZANSKY et al, 1993

Diagramm 6.3-2: <sup>18</sup>O-Gehalte der seichten Kluftgrundwässer

Diagramm 6.3-3: Mittelwerte Tritium im Jahr 2006

Diagramm 6.3-4: Verteilung sehr junger und sehr alter Wässer.

### 9.3 Tabellenverzeichnis

Tabelle 3.4-1: Qualitative Interpretation von Tritiumdaten nach CLARK, FRITZ (1997)

Tabelle 4.2-1: Überblick über die Stratigrafie, Lithologie und hydrogeologischen Eigenschaften der triadischen Einheiten im Faziesraum Hauptdolomit

Tabelle 5.1-1: Analysenergebnisse der Messstellen ER1, ER4 und Rabengschössquelle, Reit im Winkl

Tabelle 5.1-2: Statistische Auswertung der gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten

Tabelle 5.1-3: Statistische Auswertung der gemessenen pH-Werte

Tabelle 5.1-4 Statistische Auswertung der gemessenen Wassertemperaturen

Tabelle 5.1-5: Statistische Auswertung der gemessenen Calciumkonzentrationen

Tabelle 5.1-6: Statistische Auswertung der gemessenen Magnesiumkonzentrationen

Tabelle 5.1-7: Statistische Auswertung der gemessenen Hydrogenkarbonatgehalte

Tabelle 5.1-8: Statistische Auswertung der gemessenen Sulfatgehalte

Tabelle 5.1-9: Isotopendaten Reit im Winkl

Tabelle 5.2-1: Ergebnisse der hydrochemischen Analysen

Tabelle 5.2-2: Statistische Auswertung der gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten

Tabelle 5.2-3: Statistische Auswertung der gemessenen pH-Werte

Tabelle 5.2-4: Statistische Auswertung der gemessenen Wassertemperaturen

Tabelle 5.2-5: Statistische Auswertung der gemessenen Calciumgehalte

Tabelle 5.2-6: Statistische Auswertung der gemessenen Magnesiumgehalte

Tabelle 5.2-7: Statistische Auswertung der gemessenen Hydrogenkarbonatgehalte

Tabelle 5.2-8: Statistische Auswertung der gemessenen Sulfatgehalte

Tabelle 5.2-9: Isotopendaten Listanger

Tabelle 5.2-10: Isotopendaten Listsee

Tabelle 5.2-11: Isotopendaten Listwirt

Tabelle 5.2-12: Statistische Auswertung der stabilen Isotopendaten der WVA Listsee

Tabelle 5.2-13: Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhen der Wässer der WVA Listsee

Tabelle 5.3-1: Isotopendaten Saalach Thermal I

Tabelle 5.3-2: Berechnung der mittleren Einzugsgebiethöhe der Wässer Saalach Thermal I

Tabelle 5.4-1: Analysenergebnisse der Messstellen Saalach Thermal I in St. Martin bei Lofer und Bad Vigaun

Tabelle 5.4-2: Statistische Auswertung der hydrochemischen Analysenergebnisse der Thermalbohrung Bad Vigaun

Tabelle 5.4-3: Isotopendaten der Thermalwässer

Tabelle 5.4-4: Statistische Auswertung der Isotopendaten Bad Vigaun

Tabelle 5.4-5: Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhe der Thermalbohrung Bad Vigaun

Tabelle 5.5-1: Vor-Ort-Parameter und Analysenergebnisse der Tiefquelle Felbertal

Tabelle 5.5-2: Statistische Auswertung der hydrochemischen Analysenergebnisse Tiefquelle Felbertal

Tabelle 5.5-3: Isotopendaten Tiefquelle Felbertal

Tabelle 5.6-1: Vor-Ort-Parameter und Analysenergebnisse der Messstelle Nutzwasserbrunnen Baderluck

Tabelle 5.6-2: Isotopendaten Brunnen Baderluck

Tabelle 5.7-1: Vor-Ort-Parameter und Analysenergebnisse Wimmerbauernquelle

Tabelle 5.7-2: statistische Auswertung der Ergebnisse der vor Ort Messungen

Tabelle 5.7-3: Isotopendaten Wimmerbauernquelle

Tabelle 5.7-4: statistische Auswertung der stabilen Isotopenwerte der Wimmerbauernquelle

Tabelle 5.7-5: Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhe der Wimmerbauernquelle

Tabelle 5.8-1: Vor-Ort-Parameter und Analysenergebnisse der Mudlmoosquelle

Tabelle 5.8-2: statistische Auswertung der Vor-Ort-Parameter

Tabelle 5.8-3: Isotopendaten Mudlmoosquelle

Tabelle 5.8-4: statistische Auswertung der  $^{18}\text{O}$ -Daten der Mudlmoosquelle

Tabelle 5.8-5: Berechnung der mittleren Einzugsgebietshöhe der Mudlmoosquelle

Tabelle 5.8-6: Altersdatierung Mudlmoosquelle

Tabelle 5.9-1: Vor-Ort-Parameter und Analysenergebnisse der Egglbrunnquelle

Tabelle 5.9-2: statistische Auswertung der hydrochemischen Daten der Egglbrunnquelle

Tabelle 5.9-3: statistische Auswertung derb hydrochemischen Daten der Felsenquelle

Tabelle 5.9-4: Isotopendaten der Eggelbrunn- und Felsenquelle

Tabelle 5.9-5: Mittlere Verweilzeit der Eggelbrunnquelle nach verschiedenen Abflussmodellen und Inputfunktionen

Tabelle 5.10-1: Analysenergebnisse der Messstellen Mitterlug- und Steinbruchquelle Waidhofen/Ybbs

Tabelle 5.10-2: statistische Auswertung der hydrochemischen Daten der Mitterlugquelle

Tabelle 5.10-3: statistische Auswertung der hydrochemischen Daten der Steinbruchquelle

Tabelle 5.10-4: Isotopendaten der Quellen Waidhofen/Ybbs

Tabelle 5.10-5: statistische Auswertung der stabilen Isotope, Mitterlugquelle

Tabelle 5.10-6: statistische Auswertung der stabilen Isotope, Steinbruchquelle

Tabelle 5.10-7: Ergebnisse der Altersdatierung mittels Tritium und CFC11

Tabelle 6.1-1: Strukтурgeologische Felddaten aus den Untersuchungsgebieten Teifquelle Felbertal bis Quellen Waidhofen/Ybbs.

Tabelle 6.2-1: Vor-Ort-Parameter aller Messstellen

Tabelle 6.2-2: Hydrochemische Laborparameter aller Messstellen

Tabelle 6.2-3: Klassifizierung der Wässer nach verschiedenen Untersuchungsansätzen

Tabelle 6.3-1: Berechnungen von mittleren Einzugsgebietshöhen der untersuchten Messstellen

Tabelle 6.3-2: Ergebnisse der Altersdatierung

Tabelle 6.4-1: Gebirgsgruppen mit entsprechender Flächenabgrenzung sowie den mittleren Niederschlagsmengen und mittleren Grundwasserneubildungsmengen.

Tabelle 6.4-2: Daten des Wasserverbrauchs in den betrachteten Gebirgsgruppen.

## **10 Anhang**

Anhang 1: Messstellenkataster

Anhang 2: Wesentliche Daten der hydrochemischen Modellierung

**Anhang 1**

**Messstellenkataster**

## Messstellenkataster

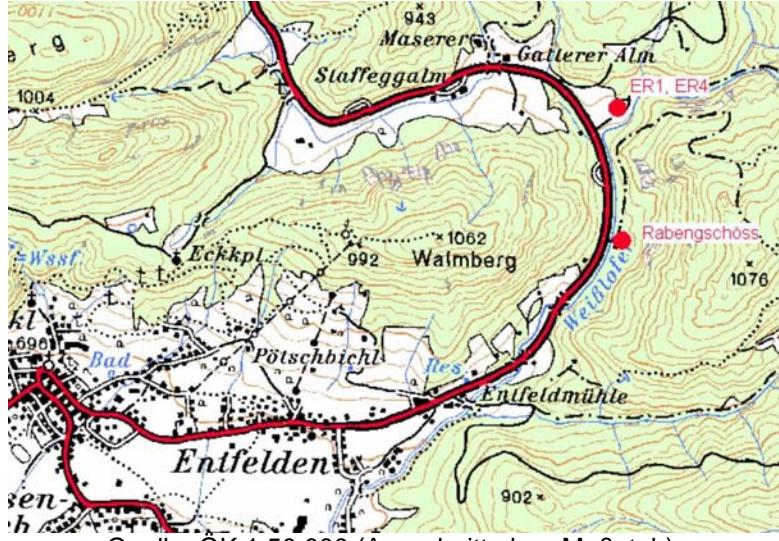
### Untersuchungsgebiet:

Reit im Winkl

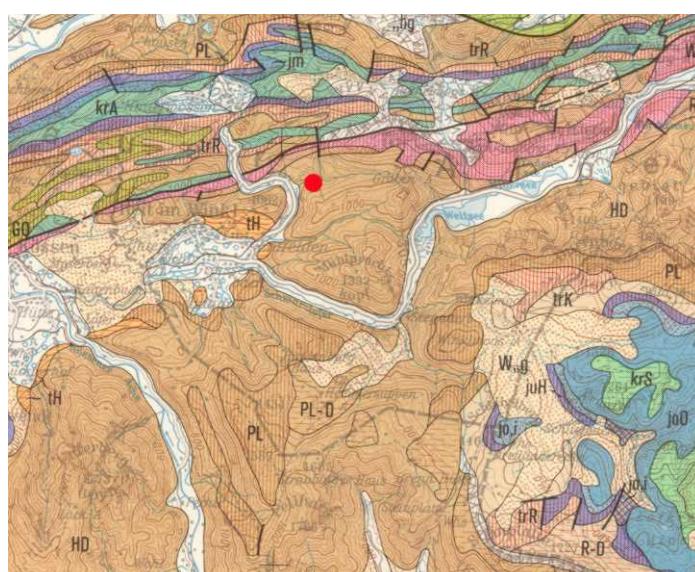
### Messstellen:

ER1  
ER4  
Rabengschössquelle

### Lage :



### Geologische Übersicht



Quelle: Geologische Übersichtskarte 1:200.000, CC Blatt 8742, Bad Reichenhall

### Eckdaten des Grundwasseraufschlusses:

Durchschnittliche Schüttung/Pumpmenge(l/s): je ca. 5 l/s

Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm): 300 bis 350 µS/cm

Temperatur (°C): 7-8,5 °C

Anmerkungen: Daten aller drei Aufschlüsse

**Foto:**



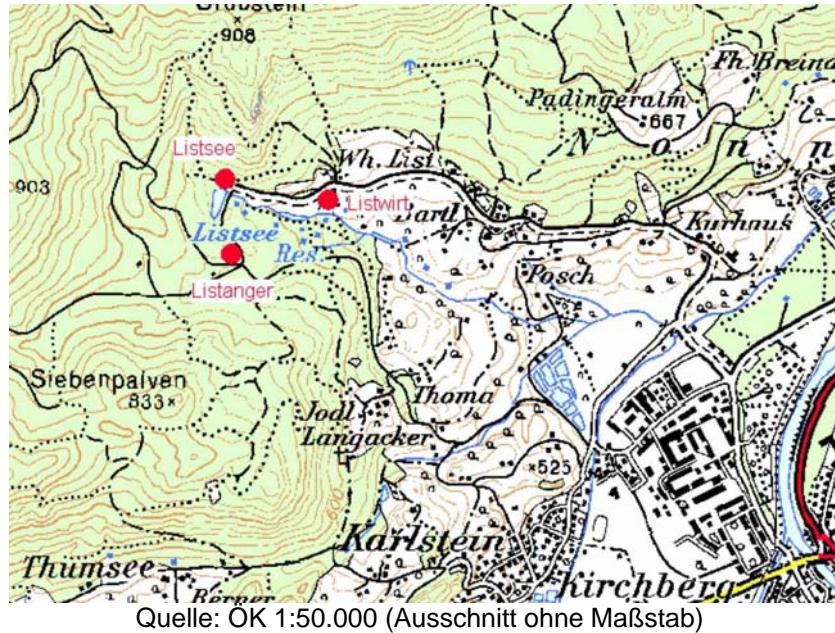
Fassungsbereich Rabengschössquelle

## Messstellenkataster

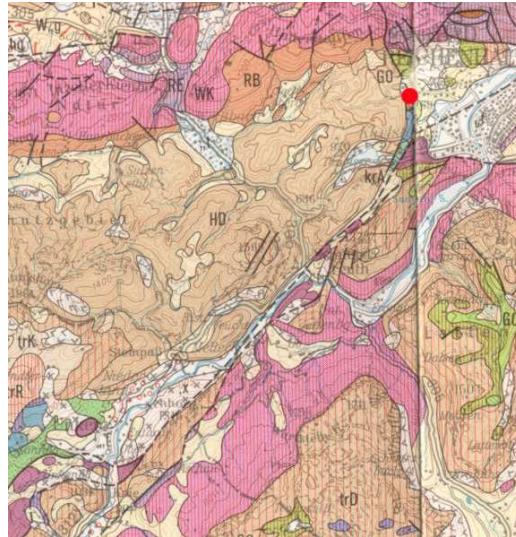
**Untersuchungsgebiet:**  
Bad Reichenhall

**Messstellen:**  
Brunnen Listanger  
Brunnen Listsee  
Brunnen Listwirt

**Lage :**



**Geologische Übersicht:**



Quelle: Geologische Übersichtskarte 1:200.000, CC Blatt 8742, Bad Reichenhall

### Eckdaten des Grundwasseraufschlusses

Durchschnittliche Schüttung/Pumpmenge(l/s): 60-70 l/s

Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm): 250 – 400 µS/cm

Temperatur (°C): 6,5 – 8 °C

Anmerkungen: Daten aller drei Messstellen

**Foto:**



Brunnenhaus Listanger



Brunnen Listwirt

## Messstellenkataster

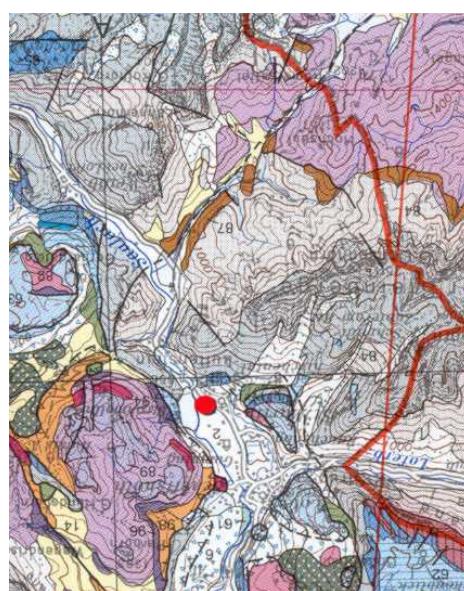
**Untersuchungsgebiet:**  
St. Martin bei Lofer

**Messstellen:**  
Bohrung Saalach Thermal I

**Lage :**



## Geologische Übersicht



Quelle: Geologische Karte 1:200.000 von Salzburg

## Eckdaten des Grundwasseraufschlusses

Durchschnittliche Schüttung/Pumpmenge (l/s): 3,7 (freier Überlauf)

Elektrische Leitfähigkeit ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ): 3.000

Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ): 26

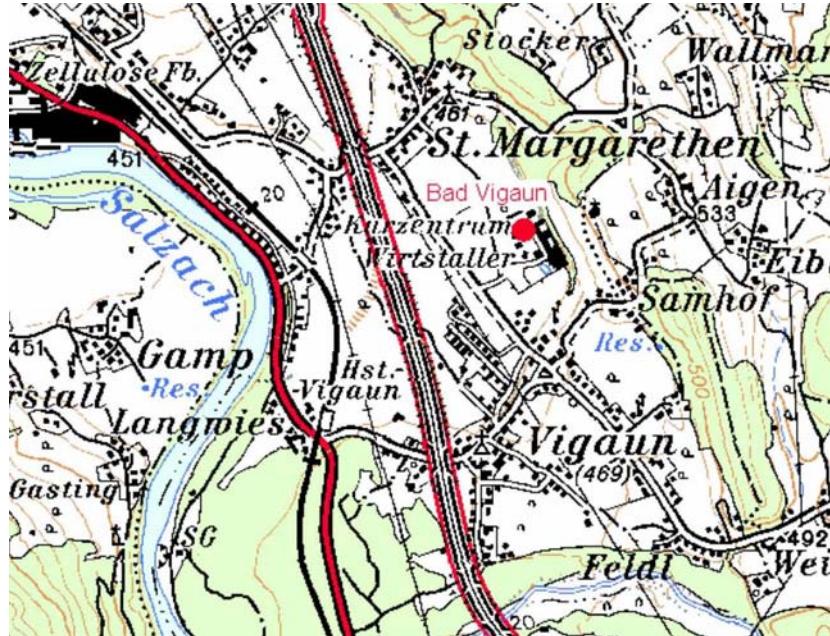
Anmerkungen: Messung bei Austritt am Brunnenkopf, Daten entn. aus GEOTEST  
GmbH, 2002

## Messstellenkataster

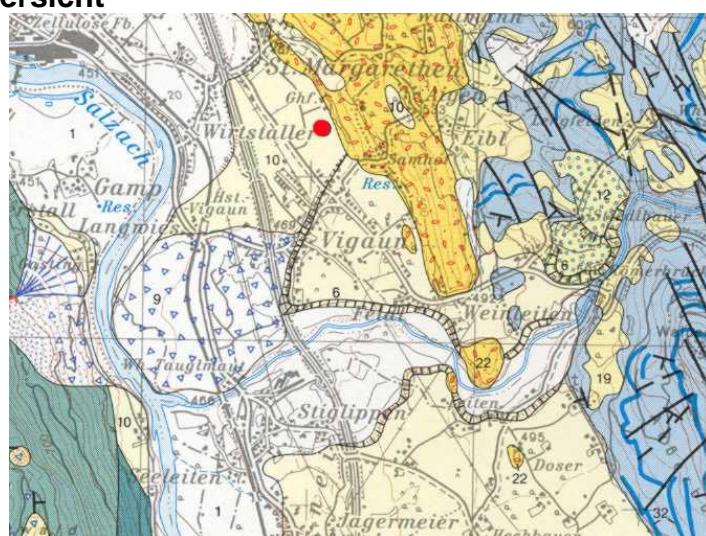
**Untersuchungsgebiet:**  
Bad Vigaun

**Messstellen:**  
Thermalbohrung Bad Vigaun

**Lage :**



## Geologische Übersicht



Quelle Geologischen Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 94, Hallein

## Eckdaten des Grundwasseraufschlusses

Durchschnittliche Schüttung/Pumpmenge (l/s): 1,1 (freier Überlauf)

Elektrische Leitfähigkeit ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ): ca. 12.000

Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ): ca. 30

Anmerkungen: Messung bei Austritt am Brunnenkopf

Foto:



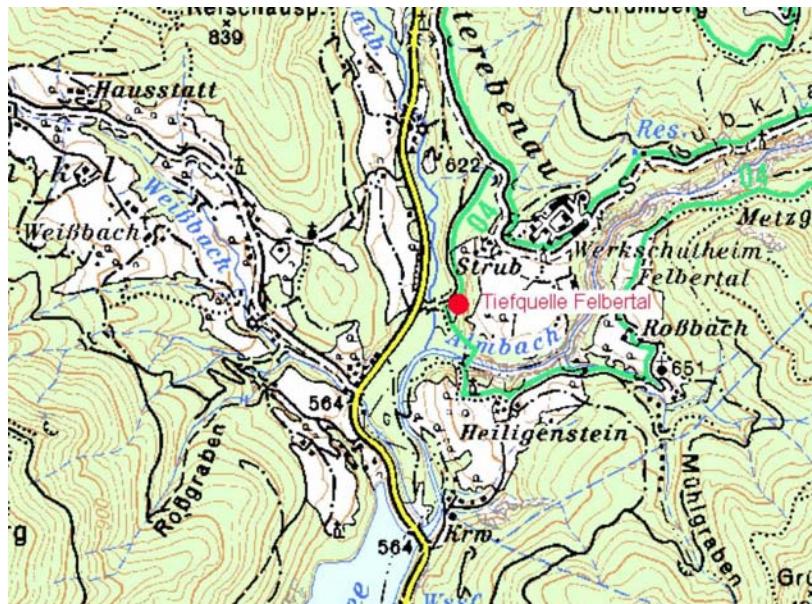
Entnahmestelle über dem Bohrloch vor Ableitung in die Behandlungsanlage

## Messstellenkataster

**Untersuchungsgebiet:**  
Felbertal

**Messstellen:**  
Tiefquelle Felbertal

Lage :

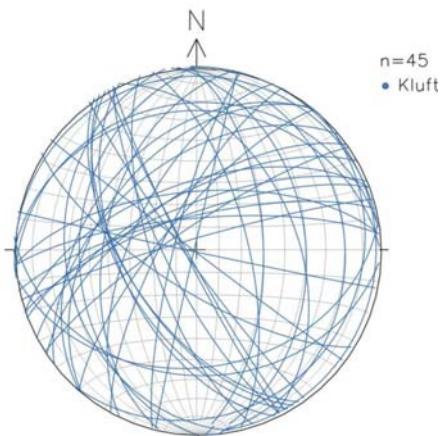


## Geologische Übersicht



Quelle Geologische Karte von Österreich  
1:50.000, Blatt 94, Hallein

## Strukturdaten



Kluftflächengefüge im orografischen  
Einzugsgebiet

## Eckdaten des Grundwasseraufschlusses

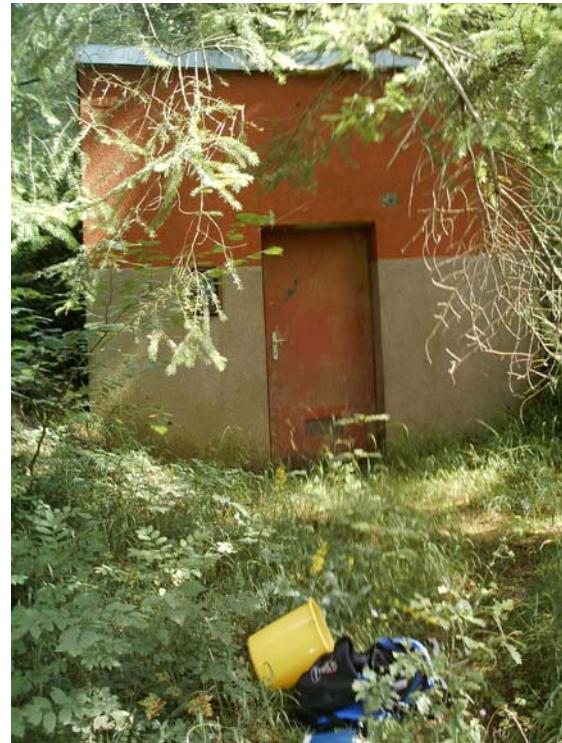
Durchschnittliche Schüttung(l/s): 1 bis 3,5

Elektrische Leitfähigkeit ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ): 440 bis 480  $\mu\text{S}/\text{cm}$

Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ): 9,5 bis 10,2

Anmerkungen: Messung am Überlauf unterhalb der Quellstube

**Foto:**



Quellstube



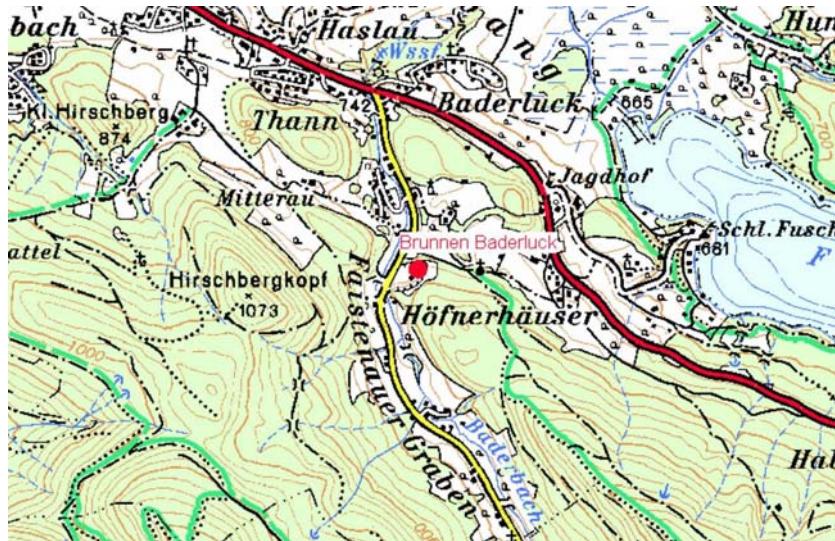
Probennahme- und Messpunkt am Quellüberlauf

## Messstellenkataster

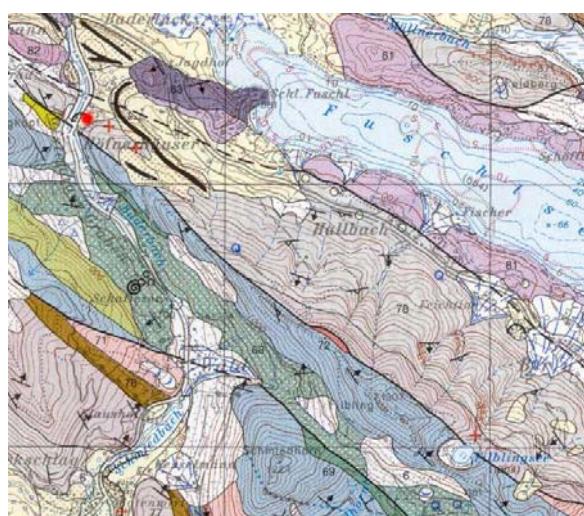
**Untersuchungsgebiet:**  
Baderluck, Hof bei Salzburg

**Messstellen:**  
Nutzwasserbrunnen Steinbruch  
Baderluck

**Lage :**

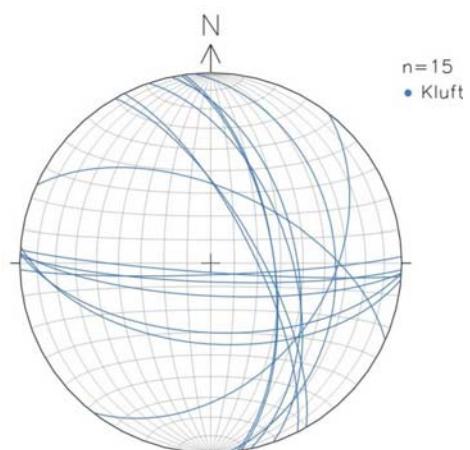


## Geologische Übersicht



Quelle Geologische Karte von Österreich  
1:50.000, Blatt 94, Hallein

## Strukturdaten



Kluftflächengefüge im orografischen  
Einzugsgebiet

## Eckdaten des Grundwasseraufschlusses:

Durchschnittliche Schüttung/Pumpmenge (l/s): 5,5 bei Bedarf

Elektrische Leitfähigkeit ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ): 430 - 460

Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ): 7,2-9,1

Anmerkungen: Messung am Brunnenkopf bei Dauerbetrieb oder ca. 30 min  
Pumpdauer

**Foto:**



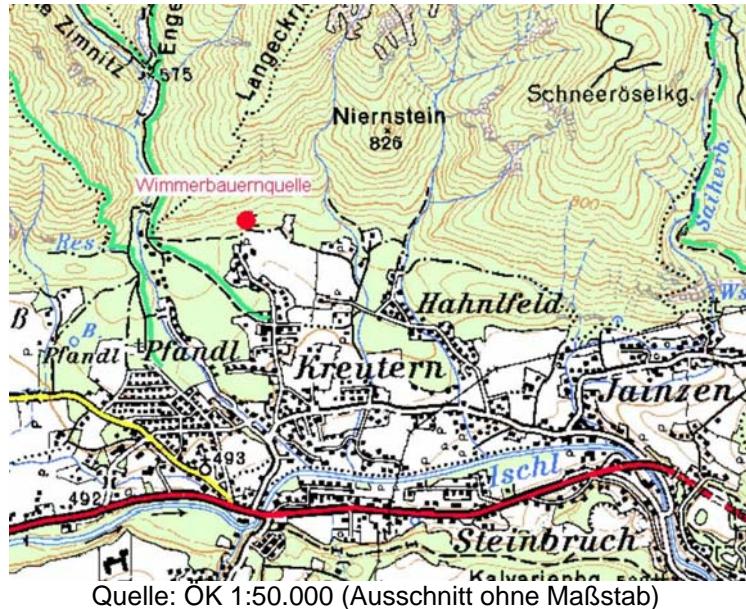
Brunnenschacht auf einer Terrasse des Steinbruchs

## Messstellenkataster

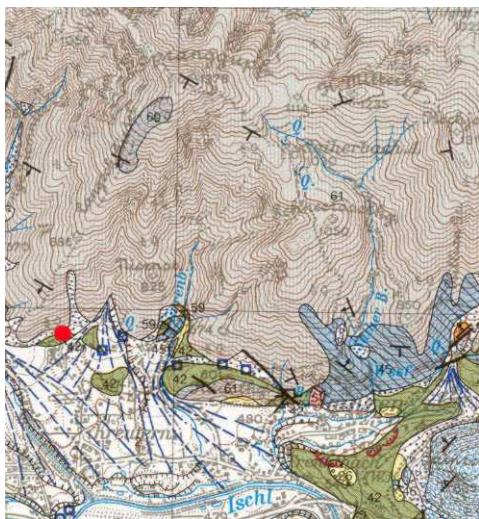
**Untersuchungsgebiet:**  
Bad Ischl

**Messstellen:**  
Wimmerbauernquelle

**Lage :**

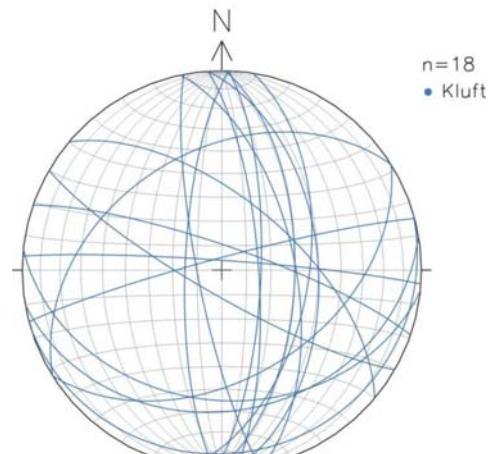


## Geologische Übersicht



Quelle Geologische Karte von Österreich  
1:50.000, Blatt 96, Bad Ischl

## Strukturdaten



Kluftflächengefüge im orografischen  
Einzugsgebiet

## Eckdaten des Grundwasseraufschlusses:

Durchschnittliche Schüttung(l/s): 2,6 bis 3,6  
Elektrische Leitfähigkeit ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ): 260 bis 290  
Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ): 11,3 bis 11,7  
Anmerkungen: Entnahme in Quellstube

Foto:



Quellstube



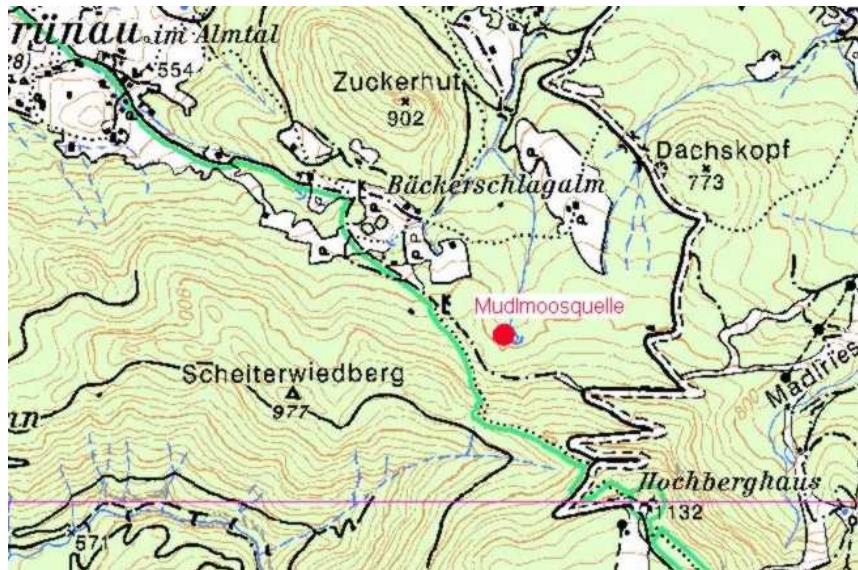
Felswand oberhalb der Quellfassung

## Messstellenkataster

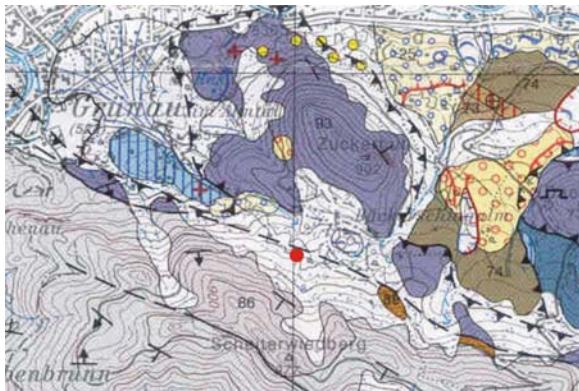
**Untersuchungsgebiet:**  
Grünau im Almtal

**Messstellen:**  
Mudlmoosquelle

**Lage :**

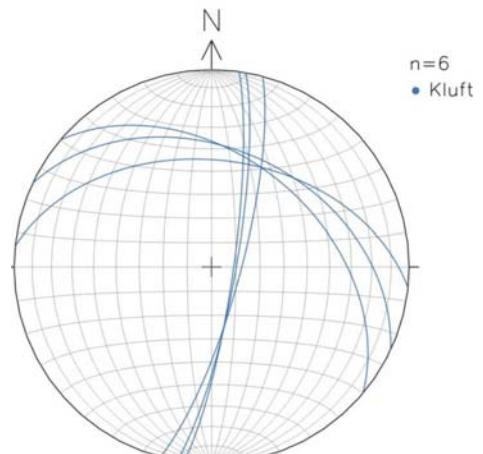


## Geologische Übersicht



Quelle Geologische Karte von Österreich  
1:50.000, Blatt 67, Grünau im Almtal

## Strukturdaten



Kluftflächengefüge im orografischen  
Einzugsgebiet

## Eckdaten des Grundwasseraufschlusses:

Durchschnittliche Schüttung(l/s): 5-15  
Elektrische Leitfähigkeit ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ): 303 bis 345  
Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ): 6,0 bis 6,9  
Anmerkungen: Messung in Quellstube

**Foto:**



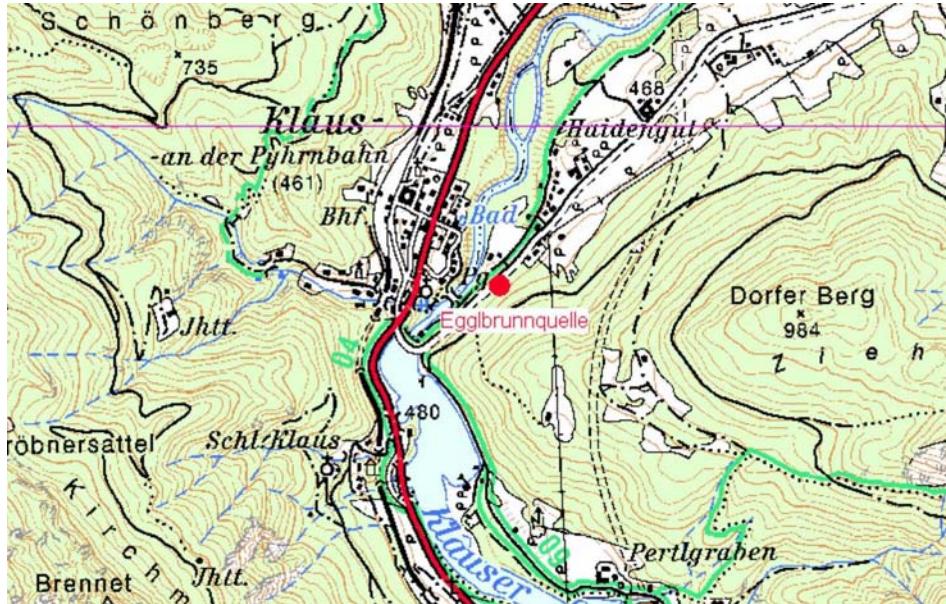
Einzugsgebiet unterhalb des Scheiterwiedberges, Blickrichtung Süden

## Messstellenkataster

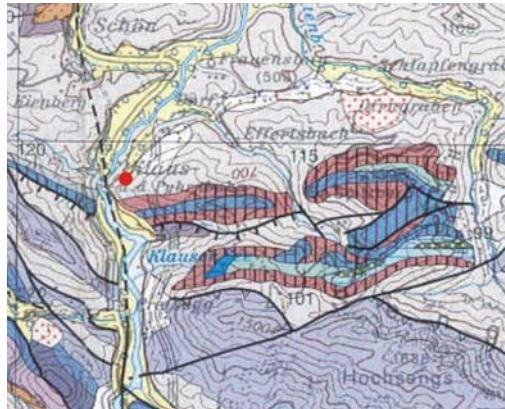
**Untersuchungsgebiet:**  
Klaus am Pyhrn

**Messstellen:**  
Eggbrunnquelle

**Lage :**

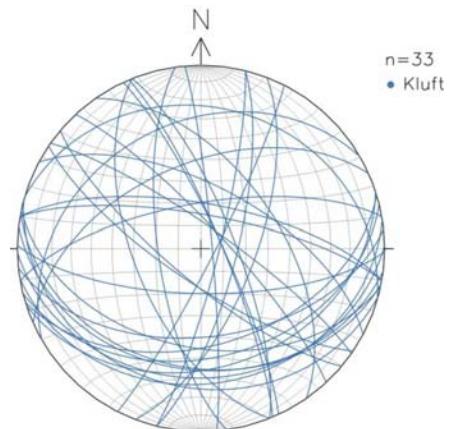


### Geologische Übersicht



Quelle: Geologische Karte 1:200.000 von Oberösterreich

### Strukturdaten



Kluftflächengefüge im orografischen Einzugsgebiet

### Eckdaten des Grundwasseraufschlusses:

Durchschnittliche Schüttung(l/s): 0 bis 20

Elektrische Leitfähigkeit ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ): 315 bis 350

Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ): 7,0 bis 15,0

Anmerkungen: Messung am Überlauf unter der Quellstube, der Schüttungsmenge ist der Verbrauch der WG Eggbrunn hinzuzurechnen.

**Foto:**



Fassungsbauwerk der Egglbrunnquelle



provisorisch gefasster Austritt der Felsenquelle

## Messstellenkataster

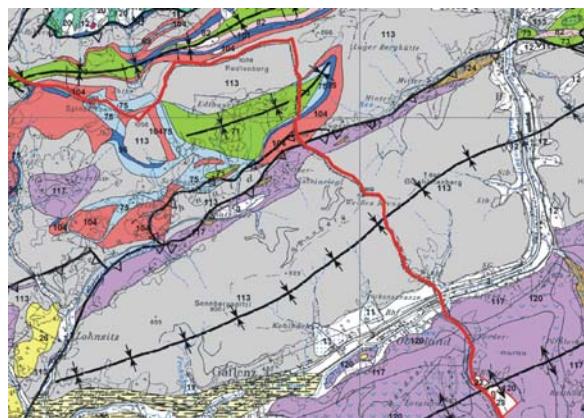
**Untersuchungsgebiet:**  
Waidhofen Ybbs

**Messstellen:**  
Mitterlugquelle  
Steinbruchquelle

### Lage :



### Geologische Übersicht



**Foto:**



Quellstube Mitterlugquelle mit Einzugsgebiet

## **Anhang 2**

### **Eckdaten der hydrochemischen Modellierung**

Parameter/Probennahme	ER1 29.09.2003	ER1 29.09.2003	ER1 30.09.2003	ER1 05.11.2003	ER1 06.11.2003
Korrekturen	Ladungsausgleich Cl	pH-WertKorrektur mit Calcit-Gleichgewicht			
pH	8,23	7,68	7,86	7,77	7,85
Temperatur °C	8,30	8,30	7,90	8,60	8,70
Ionenbilanzfehler %	2,08E-13	-5,28E-11	-7,44E-01	2,16631	2,08E+00
Ca (mol/l)	1,36E-03	1,18E-03	1,10E-03	1,05E-03	1,07E-03
C(4) (mol/l)	3,90E-03	3,72E-03	3,86E-03	3,85E-03	3,85E-03
CO2(g)	-2,97	-2,46	-2,61	-2,52	-2,60
Mg (mol/l)	1,03E-03	1,03E-03	9,05E-04	9,59E-04	9,50E-04
Na (mol/l)	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00
Cl (mol/l)	6,75E-04	6,75E-04	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00
S(6) (mol/l)	4,27E-05	4,27E-05	9,79E-05	2,29E-05	2,40E-05
Sättigungsindex Calcit	0,63	0,00	0,17	0,07	0,16
Sättigungsindex Dolomit	1,01	-0,19	0,11	-0,03	0,15
Sättigungsindex Gips	-3,03	-3,07	-2,73	-3,37	-3,35
Sättigungsindex Anhydrit	-3,28	-3,33	-2,98	-3,63	-3,60

Parameter/Probennahme	08.07.2004 1	08.07.2004 2	13.07.2004 1	13.07.2004 2
Korrekturen	Ladungsausgleich Cl		Ladungsausgleich Cl	Ladungsausgleich Cl
pH	7,84	7,76	7,78	7,77
Temperatur °C	8,7	8,5	8,80E+00	8,7
Ionenbilanzfehler %	2,43E-10	1,11598	-8,68E-12	-1,29E-11
Ca (mol/l)	1,08E-03	1,07E-03	1,06E-03	1,06E-03
C(4) (mol/l)	3,75E-03	3,87E-03	3,75E-03	3,79E-03
CO2(g)	-2,60	-2,51	-2,54	-2,53
Mg (mol/l)	9,96E-04	9,92E-04	9,96E-04	9,87E-04
Na (mol/l)	1,13E-04	9,14E-05	1,13E-04	9,57E-05
Cl (mol/l)	2,49E-04	5,08E-05	2,41E-04	2,03E-04
S(6) (mol/l)	1,06E-04	8,85E-05	1,07E-04	9,37E-05
Sättigungsindex Calcit	0,13	0,06	0,07	0,06
Sättigungsindex Dolomit	0,11	-0,04	-0,01	-0,03
Sättigungsindex Gips	-2,71	-2,79	-2,71	-2,77
Sättigungsindex Anhydrit	-2,97	-3,05	-2,97	-3,02

Parameter/Probennahme	Quellfassung 16.07.2003	Auslauf 16.07.2003	ER1 29.09.2003	ER4 13.07.2004
Korrekturen		Ladungsausgleich Cl	Ladungsausgleich Cl, pH-Wert-Korrektur über Calcit	Ladungsausgleich Cl
pH	7,81	7,79	7,61E+00	7,77E+00
Temperatur °C	6,7	8,6	8,30E+00	8,70E+00
Ionenbilanzfehler %	1,68244	1,03E-11	-3,86E-14	-1,29E-11
Ca (mol/l)	9,98E-04	1,07E-03	1,36E-03	1,06E-03
C(4) (mol/l)	3,47E-03	3,66E-03	3,90E-03	3,79E-03
CO2(g)	-2,61	-2,56	-2,37	-2,53
Mg (mol/l)	9,05E-04	9,46E-04	1,03E-03	9,87E-04
Na (mol/l)	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	9,57E-05
Cl (mol/l)	0,00E+00	2,67E-04	9,02E-04	2,03E-04
S(6) (mol/l)	3,96E-05	3,12E-05	4,27E-05	9,37E-05
Sättigungsindex Calcit	0,02	0,07	0,00	0,06
Sättigungsindex Dolomit	-0,17	-0,03	-0,25	-0,03
Sättigungsindex Gips	-3,14	-3,23	-3,02	-2,77
Sättigungsindex Anhydrit	-3,40	-3,49	-3,28	-3,02

Parameter/Probennahme	24.08.1998	16.06.1999	16.06.1999
Korrekturen	Ladungsausgleich Cl		Caclit-Gleichgewicht
pH	7,8	7,96	7,66
Temperatur °C	7,9	7,8	7,8
Ionenbilanzfehler %	6,04E-08	-1,03585	-1,0873
Ca (mol/l)	1,37E-03	1,40E-03	1,28E-03
C(4) (mol/l)	3,71E-03	3,93E-03	3,81E-03
CO2(g)	-2,57	-2,70	-2,43
Mg (mol/l)	8,23E-04	9,05E-04	9,05E-04
Na (mol/l)	1,74E-05	1,74E-05	1,74E-05
Cl (mol/l)	1,26E-04	9,88E-05	9,88E-05
S(6) (mol/l)	3,54E-04	3,85E-04	3,85E-04
Sättigungsindex Calcit	0,17	0,36	0,00
Sättigungsindex Dolomit	-0,02	0,39	-0,29
Sättigungsindex Gips	-2,09	-2,06	-2,09
Sättigungsindex Anhydrit	-2,35	-2,32	-2,35

Parameter/Probennahme	16.03.1999	16.06.1999		15.04.1999
Korrekturen	Ladungsausgleich Na	Ladungsausgleich Cl	Calcitgleichgewicht	Ladungsausgleich Cl
pH	8,14	8,18	7,91985	8,1
Temperatur °C	6,6	6,7	6,7	6,7
Ionenbilanzfehler %	3,89E-14	1,19E-13	8,61E-14	6,07E-12
Ca (mol/l)	8,73E-04	9,73E-04	9,19E-04	9,48E-04
C(4) (mol/l)	2,58E-03	2,80E-03	2,75E-03	2,82E-03
CO2(g)	-3,06	-3,06	-2,82	-2,98
Mg (mol/l)	4,94E-04	6,17E-04	6,17E-04	6,99E-04
Na (mol/l)	2,01E-04	6,96E-05	6,96E-05	2,18E-04
Cl (mol/l)	9,31E-05	7,68E-05	7,68E-05	3,76E-04
S(6) (mol/l)	1,46E-04	1,98E-04	1,98E-04	1,77E-04
Sättigungsindex Calcit	0,18	0,29	0,00	0,20
Sättigungsindex Dolomit	-0,05	0,23	-0,33	0,11
Sättigungsindex Gips	-2,60	-2,44	-2,46	-2,51
Sättigungsindex Anhydrit	-2,85	-2,70	-2,71	-2,76

Parameter/Probennahme	29.06.1998		16.03.1999	
Korrekturen	Ladungsausgleich Na	Calcit-Gleichgewicht		Calcit-Gleichgewicht
pH	8	7,93816	7,95	7,91359
Temperatur °C	8,1	8,1	7,6	7,6
Ionenbilanzfehler %	9,82E-08	9,88E-08	-0,481711	-0,483607
Ca (mol/l)	1,30E-03	1,28E-03	1,35E-03	1,34E-03
C(4) (mol/l)	3,15E-03	3,14E-03	3,26E-03	3,25E-03
CO2(g)	-2,84	-2,78	-2,77	-2,74
Mg (mol/l)	8,23E-04	8,23E-04	8,64E-04	8,64E-04
Na (mol/l)	3,70E-04	3,70E-04	1,74E-04	1,74E-04
Cl (mol/l)	1,86E-04	1,86E-04	1,41E-04	1,41E-04
S(6) (mol/l)	6,66E-04	6,66E-04	6,56E-04	6,56E-04
Sättigungsindex Calcit	0,2697	0,2	0,2413	0,2
Sättigungsindex Dolomit	0,2117	0,0775	0,15	0,0704
Sättigungsindex Gips	-1,8559	-1,8596	-1,8475	-1,8498
Sättigungsindex Anhydrit	-2,1125	-2,1162	-2,1042	-2,1065

Parameter/Probennahme	08.2001	10.2001
Korrekturen	Eisenhydrox über pe	Eisenhydrox über pe
pH	7	7
Temperatur °C	31,7	24,8
Ionenbilanzfehler %	0,405167	-0,289257
Ca (mol/l)	1,49E-02	1,63E-02
C(4) (mol/l)	1,45E-03	2,81E-03
CO2(g)	-2,16	-1,93
Mg (mol/l)	7,14E-03	6,89E-03
Na (mol/l)	7,85E-04	9,51E-04
Cl (mol/l)	3,93E-04	6,39E-03
S(6) (mol/l)	2,18E-02	1,97E-02
Sättigungsindex Calcit	-0,14	0,10
Sättigungsindex Dolomit	-0,44	-0,06
Sättigungsindex Gips	-0,01	0,00
Sättigungsindex Anhydrit	-0,20	-0,22

## Eckdaten der hydrochemischen Modellierung

## Vigaun

Parameter/Probennahme	2003	2000	1993	
Korrekturen	Eisenhyd ox. über pe		CO2(g)	-1.5
pH	7,56	7,44	6,45775	6,4
Temperatur °C	27,8	28,1	28,1	37
Ionenbilanzfehler %	-1,25792	0,240205	0,240199	0,677686
Ca (mol/l)	1,49E-02	1,51E-02	1,51E-02	1,67E-02
C(4) (mol/l)	1,98E-04	1,97E-03	2,85E-03	7,77E-04
CO2(g)	-3,61E+00	-2,49E+00	-1,50E+00	-1,96E+00
Mg (mol/l)	8,00E-03	9,33E-03	9,33E-03	8,84E-03
Na (mol/l)	8,45E-02	8,76E-02	8,76E-02	8,73E-02
Cl (mol/l)	7,70E-02	7,64E-02	7,64E-02	7,97E-02
S(6) (mol/l)	2,86E-02	2,90E-02	2,90E-02	2,87E-02
Sättigungsindex Calcit	-0,57	0,31	-0,67	-1,14
Sättigungsindex Dolomit	-1,27	0,56	-1,39	-2,35
Sättigungsindex Gips	-0,08	-0,08	-0,08	-0,06
Sättigungsindex Anhydrit	-0,28	-0,28	-0,28	-0,21

Parameter/Probennahme	23.05.2006		06.11.1995	03.04.1996		12.07.2004	
Korrekturen		SI Calcit 0,2			pH über Calcitgleichgewicht		pH über Calcitgleichgewicht
pH	7,8	7,63734	7,43	8,12	7,51272	7,77	7,4896
Temperatur °C	11	11	10	25	25	11,9	11,9
Ionenbilanzfehler %	-1,24453	-1,28302	0,749095	-1,59E-08	-1,85E-08	5,23E-10	5,56E-10
Ca (mol/l)	1,67E-03	1,59E-03	1,55E-03	1,26E-03	1,06E-03	1,62E-03	1,47E-03
C(4) (mol/l)	4,60E-03	4,52E-03	4,20E-03	3,62E-03	3,41E-03	4,38E-03	4,22E-03
CO2(g)	-2,46	-2,31	-2,16	-2,80	-2,23	-2,45	-2,20
Mg (mol/l)	7,41E-04	7,41E-04	7,90E-04	8,35E-04	8,35E-04	7,78E-04	7,78E-04
Na (mol/l)	1,96E-04	1,96E-04	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	1,57E-04	1,57E-04
Cl (mol/l)	1,81E-04	1,81E-04	4,80E-05	3,10E-05	3,10E-05	8,17E-05	8,17E-05
S(6) (mol/l)	2,71E-05	2,71E-05	8,43E-05	7,70E-05	7,70E-05	2,81E-05	2,81E-05
Sättigungsindex Calcit	0,40	0,20	-0,08	0,71	0,00	0,35	0,00
Sättigungsindex Dolomit	0,36	-0,01	-0,54	1,37	0,03	0,31	-0,34
Sättigungsindex Gips	-3,15	-3,16	-2,67	-2,83	-2,88	-3,14	-3,17
Sättigungsindex Anhydrit	-3,40	-3,42	-2,93	-3,05	-3,10	-3,40	-3,43

Parameter/Probennahme	30.05.2006
Korrekturen	
pH	7,62
Temperatur °C	7,6
Ionenbilanzfehler %	0,278426
Ca (mol/l)	1,40E-03
C(4) (mol/l)	3,20E-03
CO2(g)	-2,47
Mg (mol/l)	8,23E-04
Na (mol/l)	1,74E-04
Cl (mol/l)	1,21E-04
S(6) (mol/l)	5,73E-04
Sättigungsindex Calcit	-0,09
Sättigungsindex Dolomit	-0,55
Sättigungsindex Gips	-1,89
Sättigungsindex Anhydrit	-2,14

Parameter/Probennahme	23.05.2006		17.05.2004
Korrekturen		Temp-erhöhung auf 25 °C	
pH	7,51	7,51	7,7
Temperatur °C	11,7	25	11,6
Ionenbilanzfehler %	1,97997	1,19394	2,64926
Ca (mol/l)	8,73E-04	8,73E-04	9,36E-04
C(4) (mol/l)	3,20E-03	3,20E-03	3,28E-03
CO2(g)	-2,33	-2,50	-2,25
Mg (mol/l)	7,41E-04	7,41E-04	7,94E-04
Na (mol/l)	1,39E-05	1,39E-05	0,00E+00
Cl (mol/l)	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00
S(6) (mol/l)	1,77E-05	1,77E-05	1,77E-05
Sättigungsindex Calcit	-0,30	-0,10	-0,06
Sättigungsindex Dolomit	-0,73	-0,14	-0,27
Sättigungsindex Gips	-3,54	-3,57	-3,52
Sättigungsindex Anhydrit	-3,79	-3,79	-3,78

Parameter/Probennahme	23.05.2006	15.12.2004
Korrekturen		pH über Calcite 0
pH	7,55	7,71815
Temperatur °C	6,9	6
Ionenbilanzfehler %	0,369431	-3,36E-09
Ca (mol/l)	1,22E-03	1,25E-03
C(4) (mol/l)	3,30E-03	3,46E-03
CO2(g)	-2,39	-2,53
Mg (mol/l)	6,17E-04	6,99E-04
Na (mol/l)	2,61E-05	0,00E+00
Cl (mol/l)	2,68E-05	1,20E-05
S(6) (mol/l)	1,25E-04	1,29E-04
Sättigungsindex Calcit	-0,19	0,00
Sättigungsindex Dolomit	-0,83	-0,43
Sättigungsindex Gips	-2,56	-2,54
Sättigungsindex Anhydrit	-2,81	-2,79

Parameter/Probennahme	2006	2003
Korrekturen		
pH	7,7	7,8
Temperatur °C	9,4	10
Ionenbilanzfehler %	-2,37845	2,32061
Ca (mol/l)	1,20E-03	1,32E-03
C(4) (mol/l)	3,30E-03	3,30E-03
CO2(g)	-2,51	-2,61
Mg (mol/l)	5,76E-04	6,58E-04
Na (mol/l)	2,00E-05	0,00E+00
Cl (mol/l)	2,43E-05	2,40E-05
S(6) (mol/l)	5,21E-05	5,21E-05
Sättigungsindex Calcit	0,01	0,16
Sättigungsindex Dolomit	-0,41	-0,09
Sättigungsindex Gips	-2,95	-2,92
Sättigungsindex Anhydrit	-3,20	-3,18

Parameter/Probennahme	Mitterlug 2006	Steinbruch 2006
Korrekturen	Ladungsausgleich Na	
pH	7,86	7,72
Temperatur °C	9,5	11,1
Ionenbilanzfehler %	5,48E-09	-0,362981
Ca (mol/l)	1,10E-03	1,32E-03
C(4) (mol/l)	3,70E-03	4,50E-03
CO2(g)	-2,62	-2,39
Mg (mol/l)	9,46E-04	1,07E-03
Na (mol/l)	3,87E-04	1,44E-05
Cl (mol/l)	2,34E-05	1,78E-05
S(6) (mol/l)	7,60E-05	5,62E-05
Sättigungsindex Calcit	0,17	0,21
Sättigungsindex Dolomit	0,17	0,24
Sättigungsindex Gips	-2,85	-2,93
Sättigungsindex Anhydrit	-3,11	-3,18