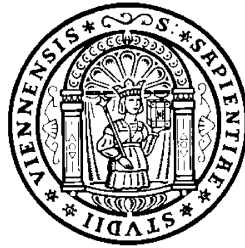

SPELÄOLOGISCH-TEKTONISCHE CHARAKTERISIERUNG DER
KARSTWASSERDYNAMIK IM EINZUGSGEBIET DER
BEDEUTENDSTEN QUELLE DER OSTALPEN
(KLÄFFERQUELLE, HOCHSCHWAB)

84 Seiten, 36 Abbildungen, 9 Tabellen, 1 Beilage



eingereicht von

Lukas Plan

Diplomarbeit zur Erlangung des akademischen Grades

„MAGISTER DER NATURWISSENSCHAFTEN“

an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien

Wien, im Mai 2002

Inhaltsverzeichnis

ZUSAMMENFASSUNG	1
ABSTRACT	2
VORWORT	4
DANK	6
1 AUSGANGSSITUATION UND ZIELSETZUNG	7
1.1 AKTUELLE GEOLOGISCHE UND KARSTKUNDLICHE BEARBEITUNGEN	7
1.2 PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNG.....	8
2 DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET	9
2.1 GEOGRAPHISCHE LAGE.....	9
2.2 GEOLOGISCH-TEKTONISCHER ÜBERBLICK	10
2.2.1 <i>Tektonik und Stratigraphie</i>	10
2.2.2 <i>Deformationsabfolge im Bereich des Hochschwabs</i>	12
2.3 ÄNDERUNGEN ZU FRÜHEREN MODELLEN.....	14
2.4 DAS EINZUGSGEBIET DER KLÄFFERQUELLE	15
3 ERFASSUNG UND DOKUMENTATION VON HÖHLEN	16
3.1 DATENGRUNDLAGEN	16
3.1.1 <i>Höhlenverzeichnis</i>	16
3.1.2 <i>Gliederung des Österreichischen Höhlenverzeichnisses</i>	16
3.2 HÖHLENVERZEICHNIS UND HÖHLENVERBREITUNGSKARTE	18
3.2.1 <i>Einige bedeutende Höhlen des Hochschwabs</i>	18
4 METHODIK	21
4.1 VERMESSUNG UND PLANZEICHNUNG DER HÖHLE	21
4.2 GEOREFERENZIERUNG	21
4.3 3D-VISUALISIERUNG	22
4.4 GEOLOGISCHE UND HYDROLOGISCHE AUFNAHMEN IN HÖHLEN	22
4.5 AUFNAHME VON OBERFLÄCHENKARSTFORMEN	23
4.5.1 <i>Oberflächenformen</i>	23
4.5.2 <i>Karsthydrographie</i>	24
4.6 VERWENDUNG VON DIGITALEN HÖHEN- UND LUFTBILDDATEN.....	24
5 DIE HÖHLEN DER KLÄFFERQUELLE	25
5.1 BESCHREIBUNG DER QUELLAUSTRITTE.....	25
5.2 GEOLOGIE UND TEKTONIK.....	25
5.3 SPELÄOLOGISCHE CHARAKTERISIERUNG	29
5.3.1 <i>Kraushöhle (1744/13)</i>	29
5.3.2 <i>Obere Kläfferspalte (1744/353)</i>	31
5.3.3 <i>Kläffergrotte oder Hohe Kläffer (1744/122)</i>	32
5.3.4 <i>Westliche Kläfferfuge (1744/350)</i>	33
5.3.5 <i>Östliche Kläfferfuge (1744/351)</i>	33

5.3.6	<i>Grosse Kläffer (1744/352)</i>	33
5.4	INTERPRETATION	33
6	KARSTSTRUKTUREN IM BEREICH NÖRDLICH DER SONNSCHIENALM	35
6.1	GEOLOGIE UND TEKTONIK	35
6.2	DIE OBERFLÄCHENKARSTFORMEN	36
6.2.1	<i>Bildungsdauer von Karsthohlformen</i>	38
6.3	SPELÄOLOGISCHE CHARAKTERISIERUNG	40
6.3.1	<i>Unter vadosen Bedingungen entstandene Höhlen</i>	40
6.3.2	<i>Unter phreatischen Bedingungen entstandene Höhlen</i>	41
6.3.3	<i>Höhlenruinen</i>	42
6.4	UNTERSUCHUNGEN IM FURTOWISCHACHT (KAT. NR.: 1744/310)	42
6.4.1	<i>Überblicksmäßige Beschreibung</i>	42
6.4.2	<i>Tektonik</i>	44
6.4.3	<i>Besonderheiten der Canyonmorphologie</i>	44
6.4.4	<i>Genese</i>	44
6.4.5	<i>Sedimente</i>	45
6.4.6	<i>Hydrologie</i>	46
6.5	INTERPRETATION	48
6.5.1	<i>Überlegungen zum Fehlen ausgeprägter Höhlenniveaus im Hochschwabmassiv</i>	51
7	QUANTIFIZIERUNG DER NATÜRLICHEN KARBONATLÖSLICHKEIT	53
7.1	ALLGEMEIN	53
7.2	METHODIK	53
7.2.1	<i>Herstellung der Kalkplättchen</i>	53
7.2.2	<i>Auswahl der Testpunkte und deren Markierung</i>	54
7.2.3	<i>Reinigen und Abwiegen</i>	54
7.2.4	<i>Berechnung und Einheiten</i>	55
7.3	ERGEBNISSE	55
7.3.1	<i>Abhängigkeit von der Lithologie</i>	56
7.3.2	<i>Abhängigkeit von der Oberflächenbeschaffenheit der Probe</i>	57
7.3.3	<i>Abhängigkeit von der Seehöhe</i>	58
7.3.4	<i>Abhängigkeit von ortsspezifischen Unterschieden und der Morphologie</i>	59
8	RADONMESSUNGEN	60
8.1	RADON (²²² RN) IN DER HÖHLENLUFT	60
8.1.1	<i>Durchführung des Versuches</i>	60
8.2	RADONMESSUNG IN DER HÖHLE	60
9	SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICK	62
10	LITERATUR	63

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2-1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes.....	9
Abbildung 2-2: Vereinfachte geologische Karte des Hochschwabgebietes.....	11
Abbildung 2-3: Stratigraphie und Fazies des Hochschwabmassivs.....	12
Abbildung 2-4: Vereinfachte Deformationsabfolge.....	13
Abbildung 3-1: Höhlenverbreitungskarte des zentralen und nördlichen Hochschwabmassivs.....	20
Abbildung 5-1: Tektonische Detailaufnahme der Kläfferquelle.....	27
Abbildung 5-2: Aufriss Kläfferquelle.....	28
Abbildung 5-3: Grundriss der Kraushöhle mit den bedeutenden Störungen.....	30
Abbildung 5-4: Schematische Darstellung des Höhleninhalts der Kraushöhle.....	31
Abbildung 5-5: Erosierte Stalaktitengruppe im Endraum der Kraushöhle.....	31
Abbildung 5-6: Störungs- und schichtgebundener Gang in der Kläffergrotte.....	32
Abbildung 5-7: Screenshot des VRML-Modells der Höhlen bei der Kläfferquelle.....	34
Abbildung 5-8: Screenshot des VRML-Modells der Höhlen bei der Kläfferquelle.....	34
Abbildung 6-1: E-gerichtete Abschiebungen im Bereich des Vorderen Polsters.....	35
Abbildung 6-2: Stark verkarstete E-W-streichende Störungen.....	37
Abbildung 6-3: Die Pol-Monster-Doline.....	37
Abbildung 6-4: Störungsgebundene asymmetrische Schachtdoline am kleinen Ebenstein.....	37
Abbildung 6-5: Schachtdolinen entlang einer Abschiebung.....	37
Abbildung 6-6: Das Filzmoospolje.....	37
Abbildung 6-7: Eine der wenigen geräumigen Canyonpassagen im Furtowischacht.....	41
Abbildung 6-8: Geräumige Schachtstufe im Furtowischacht.....	41
Abbildung 6-9: Phreatisch entstandene Kolkröhren in der Öhler-Eishöhle.....	41
Abbildung 6-10: Filzmoosponor.....	41
Abbildung 6-11: Kirchl: Gang, dessen Genese an eine flach einfallende Störung gebunden ist.....	41
Abbildung 6-12: Aufriss des Furtowischachtes.....	43
Abbildung 6-13: Planausschnitt aus dem Längsschnitt (1:500) des Furtowischachtes.....	45
Abbildung 6-14: Morphologie der vadosen Passagen in den Höhlen der Picos de Europa.....	45
Abbildung 6-15: Hydrologische Verhältnisse im Furtowischacht.....	47
Abbildung 6-16: Schematischer Schnitt durch den Hochschwab im Bereich Ebenstein-Polster.....	48
Abbildung 6-17: Geologie und Karsterscheinungen im Gebiet nördlich der Sonnschienenalm.....	49
Abbildung 6-18: Screenshot des VRML-Modells vom Furtowischacht.....	50
Abbildung 6-19: Ausschnitt des VRML-Modells vom Furtowischacht.....	50
Abbildung 6-20: VRML-Modell des Furtowischachtes mit Geländeoberfläche.....	50
Abbildung 7-1: Die Lösungsdaten an 3, ca. 10 m voneinander entfernten Testpunkten.....	56
Abbildung 7-2: Die Lösungsdaten der verschiedenen Lithologien und das Ca-Mg-Verhältnis.....	57
Abbildung 7-3: Die Lösungsdaten in Abhängigkeit von Seehöhe, Vegetation und Morphologie.....	58

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2-1: Deformationsabfolge in der Göllederdecke und im Mürzalpen-Deckensystem.....	14
Tabelle 3-1: Anzahl der Höhlen in den einzelnen Teilgruppen, Höhlendichte und Erforschungsstand.	19
Tabelle 6-1: Ergebnisse der Wasseranalysen vom Furtowischacht und vom Filzmoosponor.....	46
Tabelle 8-1: Ergebnisse der Radonmessungen im Furtowischacht.....	61

Anhang

Tabelle A: Verzeichnis aller im Kataster geführten Höhlen der Hochschwabgruppe (1740).....	67
Tabelle B: Für die Karbonatplättchen verwendete Lithologien und ihre Probenentnahmepunkte...	81
Tabelle C: Geochemische Analyse der für die Karbonatplättchen verwendeten Lithologien.....	81
Tabelle D: Testpunkte des Karbonatlösungsversuches.....	82
Tabelle E: Die Messwerte und Ergebnisse des Karbonatlösungsversuches.....	83

Beilage

Karstkundlich - Tektonische Karte, Gebiet nördlich der Sonnschianalm, 1:5000

Zusammenfassung

Die vorliegende Diplomarbeit stellt die Ergebnisse speläologischer und tektonischer Untersuchungen vor, die im Einzugsgebiet der Kläfferquelle durchgeführt wurden. Die Kläfferquelle liegt an der Nordseite des Hochschwabmassivs (Steiermark) und kann mit einer durchschnittlichen Schüttung von $4,8 \text{ m}^3/\text{s}$ als die größte Karstquelle der Ostalpen bezeichnet werden. Darüber hinaus ist sie eine der bedeutendsten Quellen für die Trinkwasserversorgung der Stadt Wien. Für die Qualitätssicherung des Quellwassers und zur Evaluierung der Vulnerabilität ist eine genaue Kenntnis der Karststrukturen notwendig, da diese die Karstwasserdynamik maßgeblich bestimmen.

Integrierte Methoden der Speläologie, Karstkunde, Tektonik und Strukturgeologie wurden für die Untersuchung des Einzugsgebietes der Kläfferquelle angewandt. Zusätzlich zu den im Folgenden beschriebenen regionalen Ergebnissen sollte im Rahmen der Diplomarbeit ein methodischer Ansatz entwickelt werden, mit dem hydrologisch relevante Aussagen über Karstaquifere möglich sind.

Im Einzugsgebiet sowie beim Austritt der Kläfferquellen wurden detaillierte Vermessungen und Kartierungen von Höhlen und Oberflächenkarstformen durchgeführt. 3D-Visualisierungen wurden eingesetzt, um die Beziehung von Karststrukturen zu Tektonik und Hydrologie zu verdeutlichen. Die drei wesentlichen Faktoren für die Geometrie und die Struktur des Karstsystems sind Tektonik, Lithologie und Morphologie.

Im Bereich der Kläfferquelle wurden mehrere Höhlenobjekte gefunden, die Karststrukturen hinter rezenten bzw. fossilen Quellaustritten darstellen. Die Untersuchungen zeigen, dass die Höhlenobjekte und somit auch die Austritte der Kläfferquelle an tektonische Störungen und die sedimentäre Schichtung der Karbonate gebunden sind. Ähnlich deutliche Beziehungen zwischen sprödetektonischen Strukturen, Höhlen und Oberflächenkarstformen konnten in einem für das Einzugsgebiet repräsentativen Areal nördlich der Sonnchienalm belegt werden. Die Zuordnung der Störungen zu einem Deformationsmodell zeigt, dass in diesem Bereich Karststrukturen bevorzugt an zwei miozäne Störungssysteme gebunden sind. Dies sind jüngere über mehrere 100 m verfolgbare E-gerichtete Abschiebungen sowie ältere ENE-streichende sinistrale Blattverschiebungen. An letzteren wurden Karstwasserwege bevorzugt an Kataklasezonen oder an Störungskontakten unterschiedlich gut verkarstungsfähiger Gesteine ausgebildet.

Die detaillierte Aufnahme der Karstformen und Höhlen sowie ihre Beziehung zur Lithologie und ein Feldversuch zur Quantifizierung der natürlichen Karbonatlöslichkeit erlauben eine Abschätzung der Verkarstungsfähigkeit der verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten. Der Versuch ergibt für Wettersteinkalke, dass die Löslichkeiten von der Karbonatfazies weitgehend unabhängig ist. Die Löslichkeitsraten von Wettersteindolomiten korrelieren mit dem Mg-Gehalt, die minimalen Raten sind halb so groß wie die von reinen Kalken. Die Daten werden von Kartierungsergebnissen unterstützt: Dolomitareale sind durch wesentlich kleinere Oberflächenkarstformen gekennzeichnet und weisen im Untersuchungsgebiet keine Höhlenobjekte auf.

Die Aufnahmen lassen erkennen, dass die Niederschlagswässer in den gut entwickelten Karsthohlformen zusammenfließen und großteils punktuell über Schwinden in den Untergrund eintreten. In Schachthöhlen, wie dem zur Zeit bis in 660 m Tiefe erforschten Furtowischacht, können die Wässer in großlumigen Canyonschächten ungehindert in wenigen Minuten bis zur Karstwasseroberfläche gelangen. Obwohl der Übergang in die phreatische (gesättigte) Zone bis jetzt noch nicht erreicht wurde, kann bewiesen werden, dass er mindestens 900 Höhenmeter unter Teilen der Karsthochfläche liegt. Die Ausbildung des Epikarstes und der vadosen (ungesättigten) Zone spielen daher bei der Bewertung der Vulnerabilität von Quelleinzugsgebieten in Karstgebieten eine wichtige Rolle.

Zusätzlich zu den beschriebenen Ergebnissen enthält die Arbeit folgende Datensätze: Höhlenverzeichnis der Hochschwabgruppe (615 Objekte), speläologisch-tektonische Detailaufnahme der Kläfferquelle mit Karten 1:1000 und 1:1500, karstkundlich-tektonische Karte 1:5000 des Gebietes nördlich der Sonnschianalm, quantitative Daten der natürlichen Karbonatlöslichkeit sowie geochemische Analysen von wichtigen lithostratigraphischen Einheiten des Hochschwabmassivs.

Abstract

This diploma thesis presents the results of speleological and tectonic studies in the catchment area of the Kläffer Spring (*Kläfferquelle*), which is located in the northern part of the Hochschwab karst massif in Styria. The Kläffer Spring is the biggest karst spring in the Eastern Alps, with an average outflow of 4.8 m³/s and is one of the major contributors to the Viennese fresh water supply. In order to assure the quality of the spring water and to allow vulnerability evaluation, a detailed knowledge of the karst structures is necessary, as they control the infiltration and subsurface flow of karst waters.

Integrated methods of speleology, karstology and structural geology have been used to investigate the catchment area of the Kläffer Spring. In addition to the regional results described below, methodical approaches have been developed within the thesis to gain hydrologically relevant information about karst aquifers.

On the plateau, as well as around the Kläffer Spring itself, detailed surveying and mapping of caves and surface karst structures were performed. 3D-visualizations were used to clarify the relationship between karst structures, tectonics and hydrology. Three major factors influenced the geometry and structure of the karst system: tectonics, lithology and morphology.

Near the Kläffer Spring, several caves were found behind both recent and fossil spring openings, representing karst structures. The studies show that these caves and therefore the points of discharge are controlled by tectonic structures, as well as by the bedding planes in the carbonates.

Similar obvious relationships between brittle tectonic structures, caves and surface karst structures have been documented on the karst plateau north of the Sonnschienhut. By correlating the faults with a deformation model, two fault systems turned out to be the most important for karst structures. These are younger east dipping normal faults, which are traceable for several 100 m and older ENE- orientated sinistral strike-slip faults. Karst structures controlled by the latter are formed preferentially in cataclastic zones and along tectonic borders between rocks of differing solubilities.

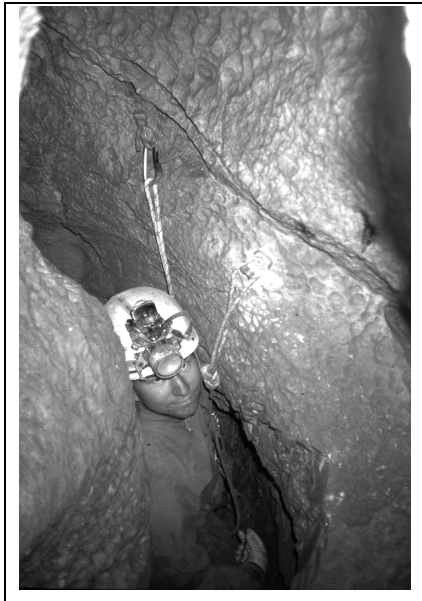
Detailed mapping of karst forms and caves, together with their relationship to lithology, and a field experiment to quantify the natural carbonate dissolution, allowed an evaluation of the ease of karstification for the different lithostratigraphic units. The test showed that the dissolution rate of Wettersteinkalk does not depend on its carbonate facies. For Wetterstein Dolomite, the rate correlates with its magnesium content. The observed minimum was half of that for pure limestone. These data are similar to the mapping results, which showed that dolomite areas are characterized by small dolines and that they do not contain any caves – at least not in the study area.

The observations show that rainwater flows together in closed karst depressions and infiltrates into the karst body through ponors. Shaft systems, like the Furtowischacht, which was explored and surveyed down to a depth of 660 m, allow the water to reach the karst water table within a few minutes, through large canyon shafts. Although the surface of the phreatic zone was not reached, it can be demonstrated that it is more than 900 m below parts of the karst plateau. Therefore, the development of the epikarst and the vadose zone plays a major role in the evaluation of the vulnerability of catchment areas in karst regions.

As well as the results described, this study contains the following datasets: cave index of the Hochschwabgruppe (615 caves), detailed speleological and tectonic map of the Kläffer Spring (plan view 1:1500 and cross-section 1:1000), karstological-tectonic map (1:5000) of the northern area of the Sonnschienhut, quantitative data of the natural dissolution of carbonates, geochemical analyses of important lithostratigraphic units of the Hochschwab.

Vorwort

Persönliche Motivation zur Entstehung dieser Arbeit



Der Autor in einer vertikalen Engstelle des Furtowischachtes 310 m unter dem Eingang.

„Den Höhlenforschern, die die Stirn hatten, sich mit ihren widerlichen Leistungen auf den Titelseiten der Zeitungen breitzumachen, galt mein besonderer Hass. Der Ehrgeiz den Punkt -800 zu erreichen, auf die Gefahr hin, sich den Kopf in einem Felskamin (einem Siphon, wie diese gedankenlosen Narren sagen!) einzuklemmen, schien mir von einem perversen oder gestörten Charakter zu zeugen. Das Ganze hatte etwas Verbrecherisches.“

Albert Camus in „Der Fall“, 1966

Wenn obiges Zitat das allgemeine Bild vom Höhlenforscher auch krass überzeichnet, so gelten „Höhlengeher“ doch eher als Sonderlinge. Deren Beweggründe für „das Hineinkriechen in diese Löcher“ bleiben meist völlig unverständlich – bestenfalls gehen sie noch als waghalsige und entdeckungshungrige Abenteurer durch. Diesen Vorurteilen begegnet der Höhlenforscher allzu oft. Unangenehm wird die Sache aber vor allem, wenn Grundbesitzer oder Waidmänner den Zutritt verweigern oder sogar mit Anzeigen drohen. Dass die Höhlenkunde zum allgemeinen Wohl beitragen kann, ist nur den wenigsten bewusst. Auch innerhalb der Erdwissenschaften hat die Speläologie in Österreich eher marginale Bedeutung – nur bei wenigen Projekten, bei denen karst- und höhlenkundliche Aspekte eine Rolle spielen, wird auf die Ergebnisse und Daten von Speläologen zurückgegriffen.

Da ich mich schon seit über 10 Jahren recht intensiv mit Höhlen beschäftige und auch meine Studien unter dem Gesichtspunkt der Höhlenrelevanz gewählt habe, wollte ich natürlich auch ein Diplomarbeitsthema mit Bezug zur Speläologie. Nach längerer Suche kam ich mit Kurt Decker ins Gespräch, der gerade an einem Projekt zur Neukartierung der tektonischen Grundlagen des

Hochschwabs im Rahmen des Karstforschungsprogramms der Wiener Wasserwerke arbeitete. Er war nicht nur sofort bereit, mich in diesem Rahmen bei einer Diplomarbeit zu betreuen, sondern auch mit mir nach Möglichkeiten zu suchen, die Strukturgeologie mit der Karst- und Höhlenkunde zu verknüpfen.

An dieser Stelle möchte ich auch schon einen speziellen Dank vorwegnehmen und zwar an meine Betreuer Kurt Decker und Bernhard Grasemann für ihre Flexibilität und Offenheit, die eine Diplomarbeit in dieser Form erst ermöglicht haben.

Im Laufe meiner Arbeiten zeigte sich immer mehr, dass die Kombination von Strukturgeologie und Speläologie äußerst fruchtbar ist. Nicht nur aus finanziellen Gründen freut es mich, dass auch die Wiener Wasserwerke Interesse an dieser Thematik zeigten (PLAN, 2001), sondern dass es dadurch möglich ist, die Speläologie als angewandte Methode einzusetzen. Dies könnte wiederum als kleiner Baustein dazu beitragen, die Höhlenkunde in der Wissenschaft und in der öffentlichen Meinung etwas aufzuwerten.

Dank

Danken möchte ich all jenen, die zum Gelingen meines Studiums und der Diplomarbeit im Besonderen beigetragen haben:

Mein ganz besonderer Dank gilt Kurt Decker und Bernhard Grasemann für ihre fachliche Unterstützung und freundschaftliche Zusammenarbeit. Besonders hervorheben möchte ich, dass mir bei meinen Anliegen immer rasch und effizient weitergeholfen wurde.

Weiters möchte ich Rudolf Pavuza von der Karst- und höhlenkundlichen Abteilung am Naturhistorischen Museum in Wien für fachliche Diskussionen und hilfreiche Anregungen danken. Der am Hochschwab kartierenden Arbeitsgruppe um Gerhard Bryda von der GBA verdanke ich zahlreiche Hinweise und Informationen. Bedanken möchte ich mich auch für die zur Verfügungstellung von Abbildungen für diese Arbeit. Auch in Diskussionen mit Gerhard Völkl vom Hydrographischen Zentralbüro wurden etliche Aspekte der Hydrologie beleuchtet.

Ein großes Dankeschön gilt auch den Höhlenforscherfreunden Michi Behm, Eckart Herrmann, Willi und Helga Hartmann, Stephan Oswald, Andreas Glitzner, Andi Neumann, Robert Fröhlich, Evi Nutz, Martin Jager, Pepi Ramberger und einigen anderen, mit denen ich am Hochschwab viele schöne Stunden ober und unter Tag verbracht habe. Natürlich kamen auch etliche Ideen und Anregungen, aber auch viel Motivation aus den Gesprächen im Gelände und beim abendlichen Biergenuss. Klaus Otepka möchte ich nicht nur für die nette Beherbergung in Wildalpen, sondern auch für seine Unterstützung beim Vergraben der Kalkplättchen danken.

Einen großen Beitrag zu dieser Arbeit verdanke ich auch den Wiener Wasserwerken (MA 31) und namentlich besonders Gerhard Kuschnig einerseits für die großzügige finanzielle Unterstützung, andererseits für die Motivierung – erst durch die Einbindung in das Karstforschungsprogramm kann aus meinen Untersuchungen verstärkt Nutzen gezogen werden.

Bedanken möchte ich mich natürlich auch bei meinen Eltern und Großeltern für ihre Ausdauer bei der finanziellen Unterstützung meines Studiums. Dass sie meine oft doch etwas außergewöhnlichen Interessen akzeptiert und gefördert haben, ist nicht selbstverständlich, was ich sehr an ihnen schätze.

Nicht zuletzt gilt mein besonderer Dank auch meiner Freundin Moni (Monika Hölzel), die mich in vielseitiger Hinsicht unterstützt hat.

1 Ausgangssituation und Zielsetzung

1.1 Aktuelle geologische und karstkundliche Bearbeitungen

Die jüngsten und detailliertesten geologischen und hydrogeologischen Bearbeitungen des Hochschwabmassivs entstanden im Rahmen des derzeit laufenden großangelegten interdisziplinären Karstforschungsprogramms zur Qualitätssicherung der Wiener Trinkwasserversorgung auf Initiative der Wiener Wasserwerke MA 31, des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung sowie des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft und Kultur (KUSCHNIG, 2001). Im Zeitraum von 1992 bis 2001 wurden in mehreren Teilprojekten („Karstwasserdynamik Zeller Staritzen“, „Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab“) von verschiedenen Institutionen Untersuchungen durchgeführt. Neben einer kompletten geologischen und tektonischen Neukartierung des Hochschwabmassivs durch die GBA (Geologische Bundesanstalt, Abteilung Sedimentgeologie) wurden hydrographische und hydrogeologische Untersuchungen von der Joanneum Research Ges.m.b.H. (Inst. für Hydrologie und Geothermie) durchgeführt. Eine vegetationsökologische Kartierung erfolgte durch das Institut für Pflanzenphysiologie der Universität Wien. Das Karstforschungsprogramm ist in das europäische Karstforschungsprojekt „KATER“ (Karst Water Research Program) integriert, an dem auch Italien, Slowenien und Kroatien mitarbeiten.

Großflächige speläologische bzw. karstkundliche Bearbeitungen wurden bisher nur im Rahmen der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung durchgeführt und beschränken sich auf den Südtel des Hochschwabplateaus (WEISSENSTEINER, 1980). Diese hauptsächlich von Grazer Höhlenforschern durchgeführten Untersuchungen umfassen neben einer karstmorphologischen Karte im Maßstab 1:50 000 und einer überblicksmäßigen Beschreibung der Karstformen mehrere Beispiele von unterschiedlichen Höhlengebieten mit besonderer Berücksichtigung der Abflussverhältnisse. Da das Untersuchungsgebiet im Norden mit dem orographischen Einzugsgebiet begrenzt wird, das ja eigentlich in Karstgebieten für hydrologische Untersuchungen mehr oder weniger bedeutungslos ist, wurde auch ein Teil des Einzugsgebietes der Kläfferquelle behandelt.

Eine von den Wiener Wasserwerken MA 31 in Auftrag gegebene Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarte, die von Dr. Rudolf Pavuza erstellt wird, wurde noch nicht veröffentlicht.

1.2 Problemstellung und Zielsetzung

Die vorliegende Diplomarbeit hat die Untersuchung von Karst- und Höhlensystemen, die im Einzugsgebiet der Kläfferquelle (Hochschwabmassiv) unterirdische Karstwasserwege bilden, zum Ziel. Im Zentrum des Interesses stehen die Zusammenhänge zwischen Karstentwicklung, Lithologie und tektonischen Strukturen. Die Diplomarbeit sollte außerdem einen integrierten methodischen Ansatz der Speläologie, Tektonik und der Strukturgeologie entwickeln, mit dem hydrogeologisch relevante Aussagen über Karstaquifere und die Karstgenese getroffen werden können.

Im Detail wurden folgende Untersuchungsziele formuliert:

- 1. Erfassung und Dokumentation von Höhlen** aus vorhandenen Höhlenkatastern und Ergänzung der Daten durch gezielte Geländeaufnahmen als Grundlage der Untersuchungen.
- 2. Kartierung eines ausgewählten Gebietes der Karsthochfläche des Hochschwabmassivs** mit der Aufnahme aller Karsterscheinungen und ihrer Beziehung zu Tektonik und Geologie. Besonderes Augenmerk wurde auf die hydrologischen Verhältnisse auf der Hochfläche und die Infiltration von Wässern in den Karstwasserkörper gelegt.
- 3. Speläologisch-tektonische Aufnahmen.** Bearbeitung ausgewählter Höhlenobjekte und Analyse ehemaliger bzw. rezenter Abfluss- und Karstgeneseverhältnisse durch Höhlenvermessungen mit 3D-Polygonzügen, Kartierung, Referenzierung im BMN-Koordinatensystem, 3D-Visualisierung, genetische Interpretation von Höhlensystemen und Aufnahme der Beziehung von Karsthohlformen zu geologischen Strukturen.
- 4. Quantifizierung der Karbonatlöslichkeit** durch einen Langzeit-Feldversuch. Mit dem Lösungsversuch sollte die absolute Lösungsrate an Karbonatoberflächen im Hochschwabgebiet quantifiziert und die Abhängigkeit der Lösung von Lithologie, Höhe, Geländemorphologie, Bodenbedeckung und Vegetation erfasst werden.
- 5. Radonmessungen** für die Abschätzung des luftgefüllten Raumes und somit der Ausdehnung bewetterter Höhlensysteme.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Geographische Lage

Das im Norden der Steiermark gelegene Hochschwabmassiv zählt zu den großen Karstplateaus der nördlichen Kalkhochalpen. Die Gesamtfläche des Massivs zwischen Seebergsattel (E) und Präbichl (W), Salzatal (N) und den kleineren Tälern zwischen Aflenz und Bruck/Mur im Süden beträgt 560 km². Sie beinhaltet aber auch nicht verkarstungsfähige Gesteine der Grauwackenzone. Das eigentliche Karstplateau umfasst einen schmalen, rund 5 - 10 km breiten Streifen, der von den Aflenzner Staritzen im Osten zum Kollmannstock im Westen 27 km misst. Dieses Plateau liegt zwischen rund 1400 m und 2277 m Seehöhe.

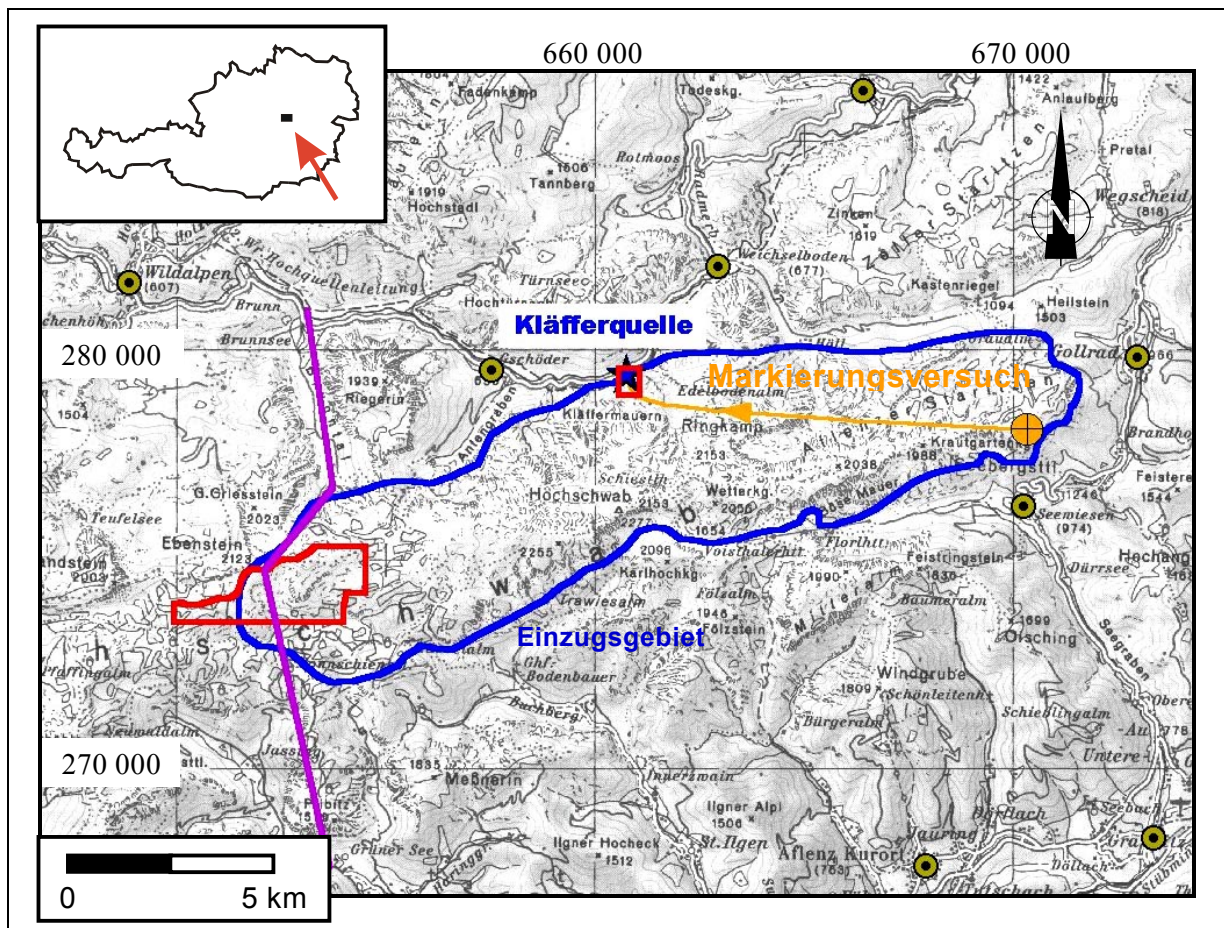


Abbildung 2-1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. Dargestellt sind: die Kläfferquelle, das Einzugsgebiet nach BRYDA (2001, siehe 2.4), Markierungsversuch (BAUER, 1972), im Detail kartierte Gebiete (siehe Abbildung 5-1 und Kartenbeilage) (rote Polygone), schematischer Schnitt durch das Plateau mit dem Furtowischacht (siehe Abbildung 6-16) (violette Linie), wichtige Ortschaften.

2.2 Geologisch-Tektonischer Überblick

2.2.1 Tektonik und Stratigraphie

Der Hauptteil des Hochschwabmassivs gehört zu den Nördlichen Kalkalpen, nur randliche Teile im Osten und Süden sind bereits Teil der schwach metamorphen Serien der Grauwackenzone. Abbildung 2-2 zeigt eine auf der Neukartierung basierende, stark vereinfachte geologische Karte des Hochschwabgebietes (MANDL et al., 2000; MANDL et al., 2001; BRYDA, 2001).

Der nordwestlichste Teil des Hochschwabmassivs wird aus Gesteinen der **Göllerdecke** – (1) in Abbildung 2-2 – aufgebaut, die sich nach NE in das Kräuterinmassiv fortsetzt. Die Einheit ist durch mächtige Abfolgen von Hauptdolomit und Dachsteinkalk gekennzeichnet. Die für die gesamten Ostalpen bedeutende sinistrale Blattverschiebung der Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberger-Linie (SEMP-Linie, LINZER et al., 1995) trennt die tirolische Göllerdecke von dem südlich angrenzenden, allseits von sinistralen Blattverschiebungen umrahmten **Säusensteinzug** (2) und der juvavischen Mürzalpendecke.

Innerhalb der Mürzalpendecke werden folgende, großteils störungsbegrenzte Einheiten (Schuppen: BRYDA, 2001) unterschieden:

Die nördliche **Türnacheinheit** (3a, 3b) umfasst die Gebiete der Riegerin und der Zeller Staritzen. Die Einheit wird von einer unter- bis mitteltriassischen Gesteinsserie mit mächtigen lagunären Wettersteinkalken aufgebaut (Abbildung 2-3).

Die Hauptmasse des Hochschwabs besteht aus der **Hochschwabeinheit** mit einer einheitlichen Basis aus Werfener Schichten, Gutensteiner Dolomit, Gutensteiner Kalk und Steinalmkalk. Darüber liegt eine differenzierte Abfolge des Ladin und Unterkarn mit mächtigem lagunären Wettersteindolomit und -kalk, Wettersteinriffkalk und -dolomit sowie Wettersteinkalk in Vorriff und Hang-Fazies, der sich nach Süden mit geringmächtigen allodapischen Kalken und Beckenkalken (Grafensteigkalk, bunte pelagische Kalke sowie Hornsteinflaserkalke) verzahnt. Aufgrund dieser unterschiedlichen Schichtfolgen werden die **Hochschwab Nordabdachung** (4a) mit der Karbonatplattform und die **Hochschwabsüdflanke** (4b) unterteilt. Die stratigraphischen und faziellen Verhältnisse sind in Abbildung 2-3 (BRYDA, 2001) dargestellt.

Decker (in MANDL et al., 2000) differenziert innerhalb der Hochschwabeinheit die störungsbegrenzte rhomboedrische **Edelbodeneinheit** (4c), die als konvergenter Blattverschiebungsduplex interpretiert wird. Diese Einheit umfasst allodapische Kalke und Dolomite der sogenannten „Sonderentwicklung“ sowie Wettersteindolomit.

Die im Süden teilweise auf die Hochschwabeinheit aufgeschobene **Fölzeinheit** (5) weist neben einem Sockel aus Wettersteindolomit im Gegensatz zur Hochschwabeinheit auch eine Obertriasentwicklung mit Dachsteinkalk und Dachsteindolomit auf.

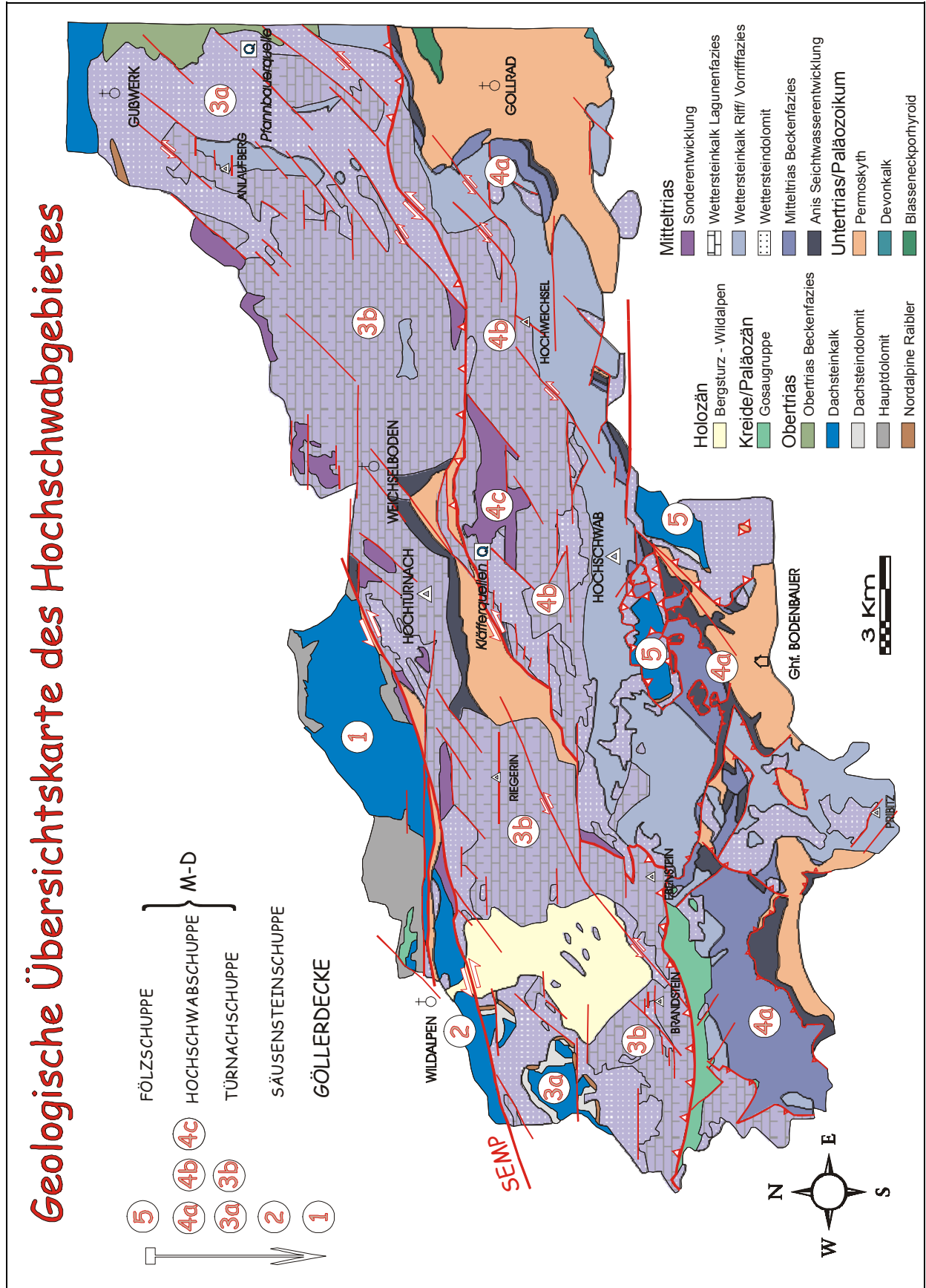


Abbildung 2-2: Vereinfachte geologische Karte des Hochschwabgebietes (verändert, aus BRYDA, 2001).

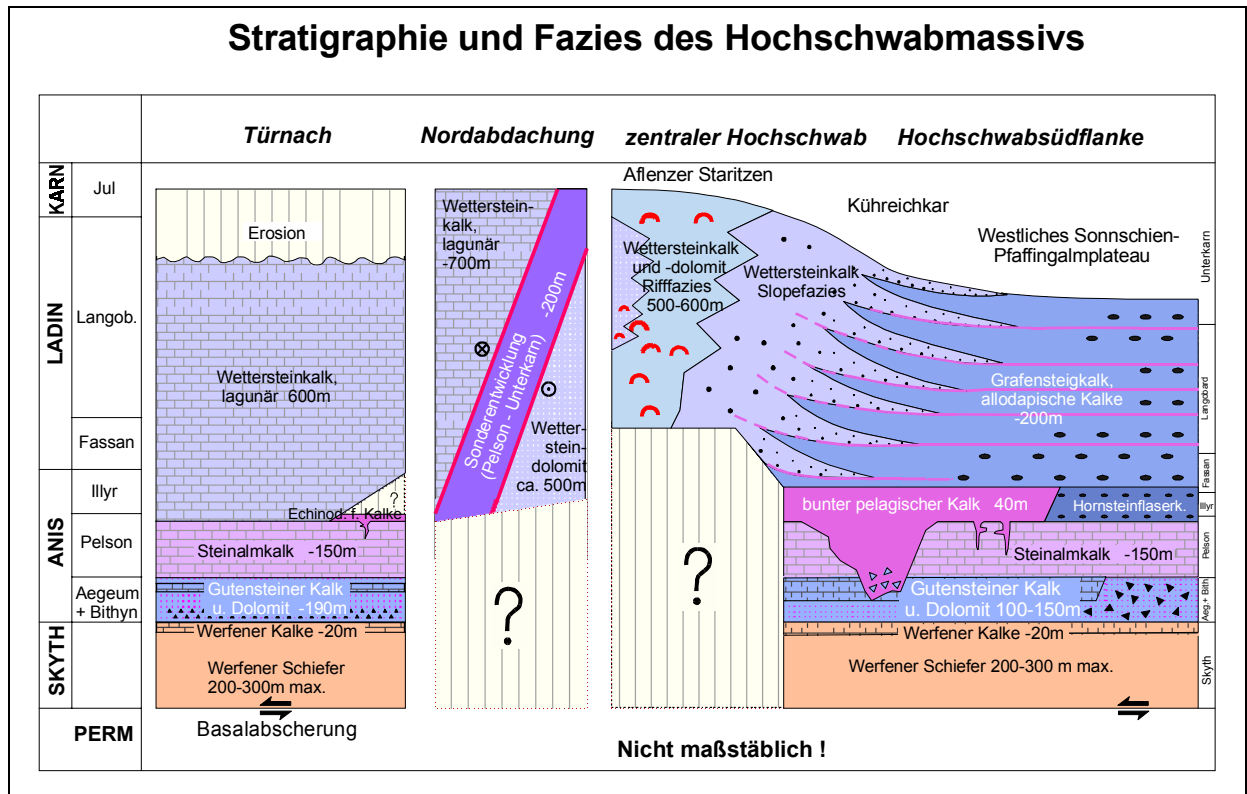


Abbildung 2-3: Stratigraphie und Fazies des Hochschwabmassivs (verändert, aus BRYDA, 2001).

Das Einzugsgebiet der Kläfferquelle (siehe 2.4 und Abbildung 2-1) liegt also hauptsächlich in den faziell unterschiedlich ausgebildeten Wettersteinkalken und Dolomiten der Hochschwab Nordabdachung. Im Süden fallen kleinere Teile der Hochschwabsüdflanke mit Kalken der Beckenentwicklung und der Fölzeinheit mit Dachsteinkalken ebenfalls in das Einzugsgebiet. Die eigentlichen Austritte der Kläfferquelle liegen in den Kalken der Sonderentwicklung der Edelbodeneinheit.

2.2.2 Deformationsabfolge im Bereich des Hochschwabs

Im Rahmen der geologischen Neubearbeitung des Gebietes durch die GBA wurde ein vereinfachtes Deformationsmodell für den nördlichen Hochschwab (DECKER, 2000) ausgearbeitet. Damit können 80–90 % der im Gelände gemessenen Kleinstrukturen (Störungen, Falten, Harnische, Riedelflächen, Extensionsspalten usw.) und die in der geologischen Karte eingezeichneten Strukturen interpretiert werden. Insgesamt werden fünf Deformationsphasen (D1 – D5) unterschieden. In Abbildung 2-4 und Tabelle 2-1 werden Kinematik und zugeordnete Strukturen zusammengefasst.

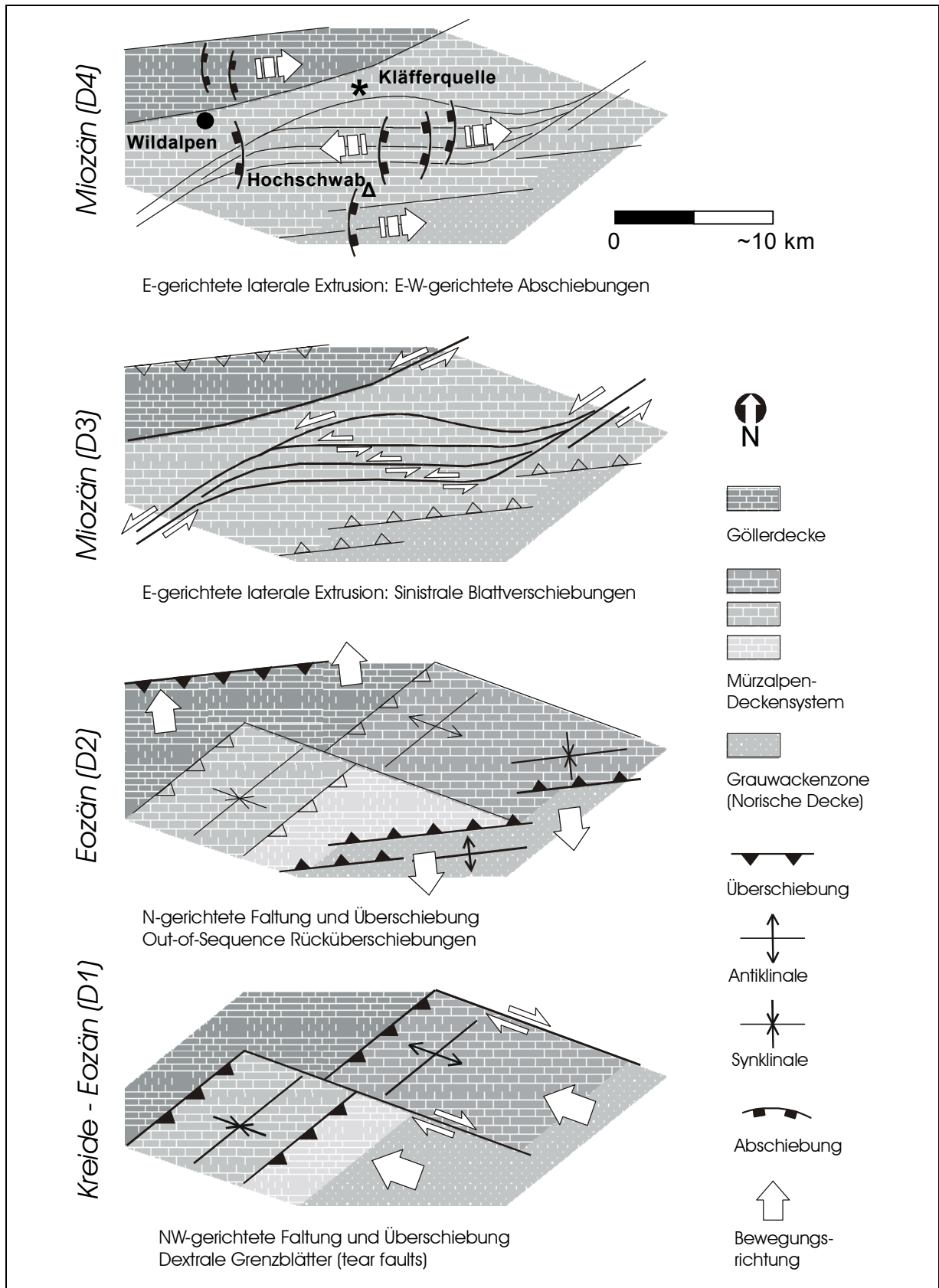


Abbildung 2-4: Vereinfachte Deformationsabfolge der Gölles- und Müritzalpendecke am Kalkalpensüdrand zwischen Unterkreide und Miozän (verändert nach DECKER et al., 1994; PERESSON & DECKER, 1997; LINZER et al., 1997).

		Strukturen im Kartenmaßstab	Kleinstrukturen
Kreide bis Eozän	D1	? (W)NW-gerichtete Verkürzung ⇒ Überschiebungen ⇒ WNW-streichende dextrale Blattverschiebungen (Tear Faults)	(W)NW-gerichtete Verkürzung ⇒ Aufschiebungen und Falten ⇒ Konjugierte Blattverschiebungen
Eozän bis Miozän	D2	? N-gerichtete Verkürzung ⇒ Rücküberschiebungen	N-gerichtete Verkürzung ⇒ Aufschiebungen ⇒ Konjugierte Blattverschiebungen
Unter- bis Mittel- Miozän	D3	„Laterale Extrusion“ ⇒ (EN)E-streichende sinistrale Blattverschiebungen (SEMP-Linie) mit Flowerstructures u. konvergenten Blattverschiebungsduplexen	(N)NE-gerichtete Verkürzung in Blattverschiebungsduplexen ⇒ Aufschiebungen ⇒ Konjugierte Blattverschiebungen
Mittel- Miozän	D4	E-W-gerichtete Extension ⇒ Abschiebungen	E-W-gerichtete Extension ⇒ Abschiebungen ⇒ Zerrspalten
Ober- Miozän	D5		E-W-gerichtete Verkürzung ⇒ Reaktivierung älterer Strukturen N-S-gerichtete Extension ⇒ Reaktivierung älterer Strukturen

Tabelle 2-1: Deformationsabfolge und zugeordnete hydrogeologisch relevante Strukturen in der Gölledercke und im Mürzalpen-Deckensystem (verändert nach DECKER, 2001).

2.3 Änderungen zu früheren Modellen

Die Ergebnisse der geologischen Neukartierung des Hochschwabgebietes (MANDL et al., 2000; MANDL et al., 2001; BRYDA, 2001) erbrachten – abgesehen von der deckentektonischen Gliederung – einen gänzlich anderen geologisch-tektonischen Aufbau im Vergleich zur bisherigen Karte (SPENGLER & STINY, 1926) und zu den Ansichten von TOLLMANN (1976). Das früher vertretene Modell eines E-W-streichenden einfachen Syn- und Antiklinalenbaus wich einem störungsinduzierten Schuppenbau, wobei den miozänen sinistralen Blattverschiebungen des SEMP-

Systems (RATSCHBACHER et al., 1991; LINZER et al., 1997) die größte Bedeutung zukommt. Auch lithostratigraphisch haben sich, neben der wesentlich detaillierteren Kartierung, bedeutende Änderungen ergeben. Karstkundlich besonders relevant ist, dass größere Gebiete, die als Dachsteinkalk ausgewiesen waren, jetzt als Wettersteinkalk kartiert wurden, was auch durch eine minutiöse Diploporenstratigraphie (PIROS et al., 2001) belegt ist.

2.4 Das Einzugsgebiet der Kläfferquelle

Über die Abgrenzung eines möglichen Einzugsgebietes der Kläfferquelle herrschen etwas unterschiedliche Auffassungen zwischen den im Rahmen des Karstforschungsprogramms arbeitenden Gruppen der Geologischen Bundesanstalt (BRYDA, 2001) und des Joanneum Research (STADLER et al., 2001). Die Nord-, Ost-, und – bis auf kleine Details – Südbegrenzung wird von beiden Autorengruppen relativ einheitlich gesehen. Für ihren Verlauf werden markante Störungen, Kalk-Dolomit-Grenzen beziehungsweise das Auftreten von wasserstauenden Werfener Schichten herangezogen. Die Abgrenzung im Westen dagegen ist problematisch, da hier keine so klaren hydrologisch wirksamen Strukturen kartierbar sind.

Die vorliegenden Arbeiten beziehen sich auf die von der GBA publizierte Grenze (Abbildung 2-1), da ich keinen Grund sehe, die Westbegrenzung über Öhlerkar, Öhlersattel und Hochalm zu ziehen, wie das in STADLER et al., 2001 (Abb. 20) dargestellt wird. Die Annahme eines im Vergleich zum Modell der GBA kleineren Einzugsgebietes widerspricht auch den vom Joanneum Research veröffentlichten hydrologischen Daten, die auf eine Einzugsgebietsfläche von 83 km² schließen lassen. Diese geforderte Fläche ist wesentlich größer als das aufgrund geologischer Daten von STADLER et al. (2001) angegebene Einzugsgebiet von nur 58 km². (Anzumerken ist, dass sich in diesem Bericht die verbale Umgrenzung nicht mit der Abbildung deckt.)

Alle bisherigen Abgrenzungen erfolgten lediglich aufgrund geologisch-tektonischer und hydrologischer Überlegungen. Bis jetzt gab es erst einen Markierungsversuch mit positivem Nachweis der Tracer in der Kläfferquelle (BAUER, 1972). Im Zuge von Voruntersuchungen für ein Skilift-Projekt wurde nahe dem Ostgipfel der Aflenzer Staritzen in Schwinden einer Karstwanne – dem sogenannten Karl – eingespeist. Der Wiederaustritt der Tracer erfolgte in der Kläfferquelle, aber in keiner der näher gelegenen Quellen. Deshalb war das Ergebnis mit dem damaligen tektonischen Konzept des Hochschwabs schwer in Einklang zu bringen und wurde teilweise angezweifelt (pers. com. G. VÖLKL).

3 Erfassung und Dokumentation von Höhlen

3.1 Datengrundlagen

3.1.1 Höhlenverzeichnis

Die Unterlagen über höhlenkundliche Forschungen am Hochschwab sind auf mehrere Archive und Höhlenkataster verschiedener Organisationen, die höhlenkundliche Forschung betreiben, verteilt. Folgende Quellen wurden für die Kompilierung der Daten zu einem Höhlenverzeichnis für den Hochschwab verwendet (Forschungsstand Jänner 2002):

- **Speldok-Austria**, Höhlenverzeichnis des Verbandes Österreichischer Höhlenforscher und der Karst- und höhlenkundlichen Abteilung am NHM-Wien
- Katasterarchiv des **Landesvereins für Höhlenkunde in der Steiermark**
- Katasterarchiv des **Landesvereins für Höhlenkunde in Wien und NÖ**
- Unterlagen der **Forschergruppe Neunkirchen**
- Unterlagen des **Vereins für Höhlenkunde in Obersteier**
- Liste von **Dr. Rudolf Pavuza**, die für die Arbeiten zur Karstgefährdungskarte erstellt wurde.

Die Daten stammen fast ausschließlich von vereinsmäßigen Forschungen und stellen keine flächendeckende Bearbeitung dar. Die hier wiedergegebene Höhlenverbreitung spiegelt also auch die einzelnen Forschungsgebiete und -schwerpunkte der höhlenkundlichen Gruppen wieder.

Da im Österreichischen Höhlenverzeichnis die Eingangs-Koordinaten erst seit den 80er-Jahren erhoben werden, fehlen sie von Höhlen, die vorher in den Kataster aufgenommen wurden. Die mühsame nachträgliche Erfassung, zu der oft Geländebegehungen notwendig sind, ist noch nicht abgeschlossen. Auch im Zuge meiner Arbeiten konnten von etlichen Höhlen zum Teil durch Begehungen, aber auch aus Beschreibungen bzw. mit Hilfe von IR-Orthophotos Koordinaten erhoben werden.

3.1.2 Gliederung des Österreichischen Höhlenverzeichnisses

Die einzelnen Höhlen werden im Österreichischen Höhlenverzeichnis nach einem Nummernsystem archiviert, das sich aus der Nummer der Gebirgsgruppe und der fortlaufenden Höhlennummer zusammensetzt. Das System umfasst 4 Einheiten: Großeinheit, Hauptgruppe, Untergruppe und Teilgruppe. Die Grenzen der Gebirgsgruppen des Höhlenverzeichnisses entsprechen einer naturräumlichen hierarchischen Gliederung, wobei die kleinste Einheit, die Teilgruppe, möglichst

einem Gebirgsstock entspricht. Für die Untergliederung werden nach Möglichkeit Wasserläufe bzw. Tiefenlinien verwendet. Bei Karstplateaus wie dem Hochschwab können bei der Abgrenzung nicht nur Tiefenlinien herangezogen werden, sondern es müssen auch Grenzen über das Plateau gezogen werden.

Die Untergruppe **1740 – Hochschwabgruppe** gliedert sich in 7 Teilgruppen, die wie folgt umgrenzt werden:

1741 Kalte Mauer

Hieflau – Erzbach – Leopoldsteinersee – Seeaubach – Hinterseeaugraben – Wagnergraben – Eisenerzer Höhe – Eisenerzerbach – Hinterwildalpen – Hinterwildalpenbach – Salza – Mündung in die Enns – Enns aufwärts – Hieflau.

1742 Pfaffenstein

Präbichl – Polster – Hirscheeggsattel – Lamingsattel – Laminggraben – Pfarrerlacke – Jassinggraben – Neuwaldeggalm – Bärenlochsattel – Beim Kreuz – Paffingalm – Weg zur Fobishütte – Fobisbach – Hinterseeaugraben – Seebach – Leopoldsteinersee – Erzbach – Eisenerz – Trofeng – Gerichtsgraben – Präbichl.

1743 Brandstein

Wildalpen – Hinterwildalpenbach – Hinterwildalpen – Eisenerzerbach – Eisenerzerhöhe – Wagnergraben – Fobisbach – Fobishütte – Brandwiese – Wasserboden – Schafhalssattel – Kamm über Schaufelwand – Ebensteingipfel – Sattel zwischen Ebensteingipfel und Großem Griesstein – Lang-Eibel-Schlucht – Brunntal – Salza – Wildalpen.

1744 Hochschwab

Brunnsee – Salza – Weichselboden – Vordere Höll – Miessattel – Edelbodenalm – Samstatt – Schiestlhaus – Hochschwabgipfel – Fleischerhütte – G'hacktes – G'hacktbrunn – Trawiestal – Bodenbauer – Ilgertal bis Einmündung Hubostingbach – Hubostinggraben – Grubeck – Haring – Haringbach – Oberort – Kreuzteich – Grüner See – Pfarrerlacke – Jassinggraben – Neuwaldalm – Bärenlochsattel – Beim Kreuz – Pfaffingalm – Weg zur Fobishütte – Brandwiese – Wasserboden – Schafhalssattel – Kammlinie über Schaufelwand zum Ebensteingipfel – Sattel zwischen Ebenstein und Großem Griesstein – Lang-Eibel-Schlucht – Brunntal – Brunnsee.

1745 Karlalpe

Thörl – Ilgnerbach aufwärts – St. Ilgen – Bodenbauer – Trawiestal – G'hacktbrunn – G'hacktes – Fleischerhütte – Hochschwabgipfel – Schiestlhaus – Graf-Meran-Steig – Dullwitz – Seetal – Seebach – Stübmingbach – Thörl.

1746 Aflenzer Staritzen

Seewiesen – Seetal – Dullwitz – Graf-Meran-Steig – rote Markierung nach Weichselboden (über Samstatt – Edelbodenalm – Miessattel) – Hintere Höll – Kastenriegel – Ramertal (Ramerbach) – Wegscheid – Gollradbach – Gollrad – Seeberg – Seewiesen.

1747 Zeller Staritzen

Weichselboden – Salza aufwärts bis Gußwerk – Aschbachtal – Wegscheid – Ramertal (Ramerbach) – Kastenriegel – Hintere Höll – Vordere Höll – Weichselboden.

Dieses vom Verband Österreichischer Höhlenforscher eingeführte System, das ursprünglich zur systematischen Archivierung der Höhlendaten diente, findet mittlerweile auch bei anderen Organisationen, vor allem bei Hydrographen, immer mehr Verbreitung. Auf Initiative von Dr. G. Völkl vom Hydrographischen Zentralbüro wurden die Grenzen vom Autor auf Basis der ÖK 50 digitalisiert und liegen somit für ganz Österreich vor und werden auch in diversen amtlichen hydrographischen Datenbanken und GIS eingesetzt (PLAN, 2001).

3.2 Höhlenverzeichnis und Höhlenverbreitungskarte

In der Hochschwabgruppe wurden bis jetzt 615 Höhlen in den Kataster aufgenommen. Die Verteilung der Höhlenobjekte auf die einzelnen Teilgruppen und die entsprechende Höhlendichte ist in Tabelle 3-1 dargestellt. Aus den in Kapitel 3.1.1 angeführten Gründen spiegeln die Zahlen eher den jeweiligen Forschungsstand wieder als eine natürlich bedingte Höhlendichte. Es ist deutlich, dass vor allem die Teilgruppe „Brandstein“ (selbst wenn man berücksichtigt, dass hier rund 1/3 der Fläche von Bergsturzmaterial eingenommen wird), aber auch die Kalte Mauer noch große Forschungsdefizite aufweisen.

Die kompilierte Tabelle mit den 615 in den Kataster aufgenommenen Höhlen der Hochschwabgruppe findet sich samt Erläuterungen im Anhang Tabelle A.

3.2.1 Einige bedeutende Höhlen des Hochschwabs

Das Frauenmauer-Langstein-Höhleensystem (Katasternummer: 1742/1) ist mit über 20 km Gesamtganglänge und 595 m Höhenunterschied die bei weitem größte Höhle des Hochschwabmassivs. Es stellt ein polygenetisches System aus Gängen, Canyons und Schächten dar, wobei die tiefen Teile bis zu Siphonen an der Karstwasseroberfläche reichen. Wie in vielen alpinen Höhleensystemen ist auch hier zu beobachten, dass die heute aktiven Canyons mit den Paläofließrichtungen der großen phreatischen Gänge nicht mehr viel gemeinsam haben. Die aktiven Gerinne benutzen die Gänge nur mehr jeweils auf kurzen Strecken, um dann in wasserwegsame Fugen abzuzweigen, die der heutigen Entwässerungsrichtung besser entsprechen (WEISSENSTEINER, 1980). Strukturgeologische Anmerkungen zu dieser Höhle finden sich bei DECKER & REITER (2001). Die Höhle steht vermutlich mit der benachbarten über 6 km langen Langsteineishöhle (1744/1) in Verbindung, die vom Charakter sehr ähnlich ist.

Ebenfalls im westlichen Hochschwab liegt die Pfaffing-Tropfsteinhöhle (1744/3), eine 351 m tiefe Schachthöhle mit einem ausgeprägten Horizontalteil, welche mit 1,8 km die drittgrößte Höhle darstellt.

An Schachthöhlen ist neben der bedeutendsten, dem unter 6.4 beschriebenen Furtowischacht (1744/310), die Melkbodeneishöhle (1745/1) bemerkenswert, deren großdimensionierter Schacht 550 m fast senkrecht von der Oberfläche in die Tiefe zieht. Die Anlage dieser am Fuß des G'hackten gelegenen Höhle erfolgte an einer der markanten Störungen, die über den Trawiessattel ziehen.

Auch einige größere aktive Wasserhöhlen im Talniveau sind – teilweise durch Höhlentaucher – erforscht. Hervorzuheben sind die rund 400 m lange Feistringgrabenhöhle (1745/7) nordöstlich von Aflenz und das Wassermannloch oder auch Schwarze Lacken (1741/6) nördlich von Eisenerz, die mit 800 m Ganglänge die längste hinter einem Siphon vermessene Höhle Österreichs darstellt und zur Zeit im Rahmen des Projektes „Aquarius“ bearbeitet wird (SEEBACHER, 2001).

Teilgruppe	Anz.	Fläche (km²)	Höhlen/km²	Anmerkung zum Forschungsstand
1741 Kalte Mauer	38	182,7	0,21	bis auf einige „altbekannte“ Höhlen und kleine Gebiete kaum erforscht
1742 Pfaffenstein	44	52,8	0,83	punktuell gut erforscht, einige Teile kaum erforscht
1743 Brandstein	5	56,8	0,09	fast unerforscht, rund 1/3 der Fläche ist Bergsturzareal
1744 Hochschwab	406	127,8	3,18	punktuell gut bis sehr gut erforscht, viele Teilgebiete unerforscht
1745 Karlalpe	58	119,6	0,49	punktuell gut erforscht, sonst teilweise erforscht
1746 Aflenzer Staritzen	26	51,0	0,51	bis auf einige Gebiete wenig erforscht
1747 Zeller Staritzen	38	59,6	0,64	recht gute überblicksmäßige Erforschung
1740 Hochschwabgruppe	615	650,3	0,95	

Tabelle 3-1: Anzahl der Höhlen in den einzelnen Teilgruppen, Höhlendichte und Erforschungsstand.

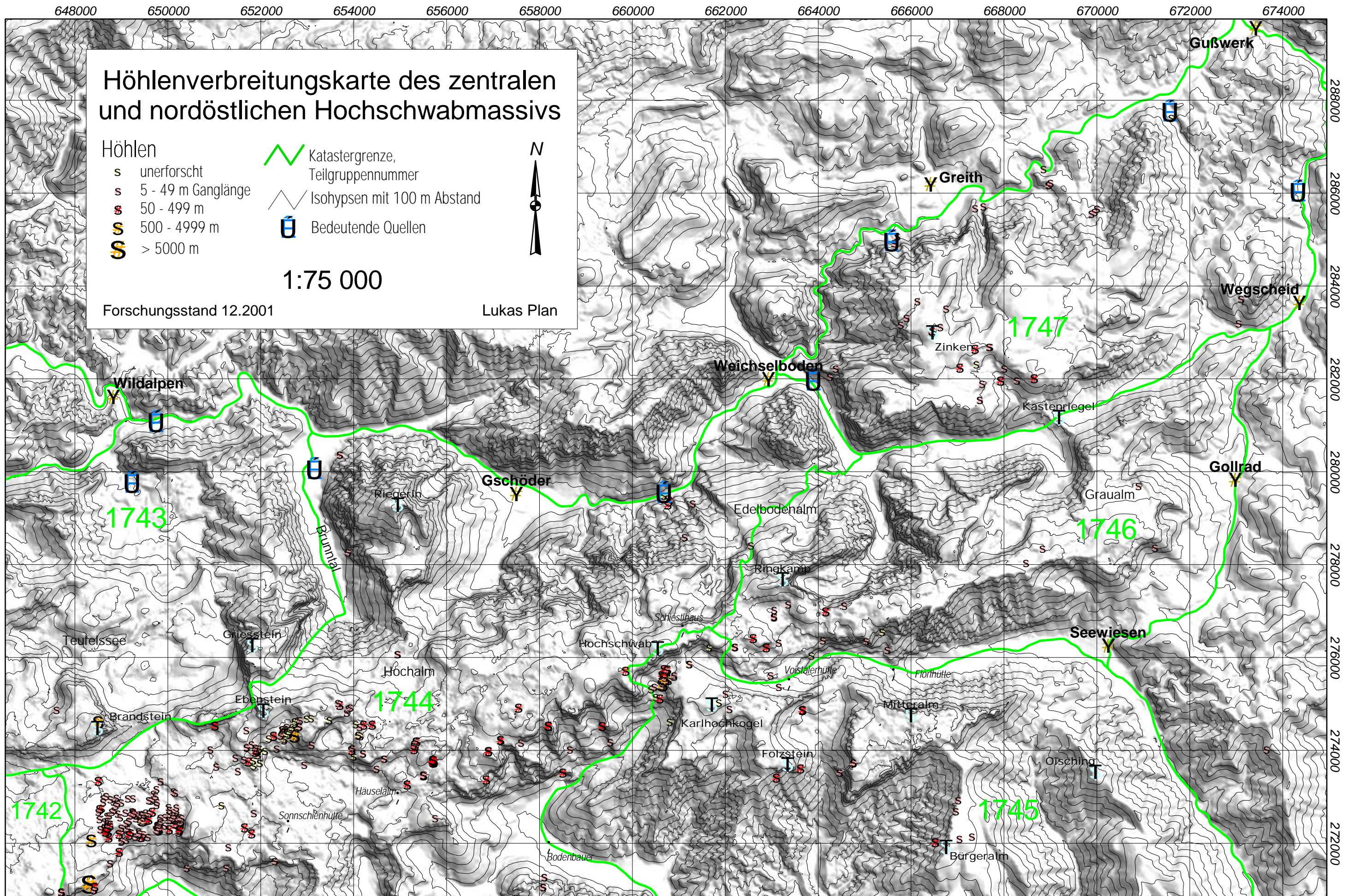


Abbildung 3-1: Höhlenverbreitungskarte des zentralen und nördlichen Hochschwabmassivs, 1:75 000

4 Methodik

4.1 Vermessung und Planzeichnung der Höhle

Die Basis speläologischer Untersuchungen bildet die Vermessung und Planzeichnung der Höhlen. Als „Grundgerüst“ wird ein 3D-Polygonzug, der nach den in Österreich üblichen Standards (NEUMANN, 2000) mit Glasfiber-Maßband, Suunto Bussole und Inklinometer vermessen wird, durch die Höhle gelegt. Dieser wird vor Ort mit Bleistift und Geodreieck auf Millimeterpapier im Grundriss und Längsschnitt aufgetragen. Zug für Zug werden alle Planinhalte (Raumbegrenzung, Abbrüche, Gewässer, Höhleninhalt etc.) um die Polygonzüge skizziert. Zusätzlich erfassen Seitenzüge markante Punkte oder Raumbreiten. An besonders charakteristischen Stellen wird die Darstellung durch Gangquerschnitte ergänzt. Anhand dieser Entwurfzeichnung erfolgt dann mit den exakt berechneten Koordinaten die Reinzeichnung des Höhlenplanes, der neben dem Höhlennamen und der Katasternummer des Österreichischen Höhlenverzeichnisses auch die Basisdaten der Höhle wie Ganglänge, Höhenunterschied sowie Lage des Eingangs enthält.

Neuentdeckte Höhlen werden in den Höhlenkataster aufgenommen und erhalten dadurch eine Katasternummer. Diese besteht aus dem 4-stelligen Teilgruppencode (siehe 3.1.1) und einer durch einen Schrägstrich getrennten, innerhalb der Teilgruppe fortlaufenden Nummer. Die Vergabe der Katasternummer erfolgt durch den zuständigen katasterführenden Verein.

4.2 Georeferenzierung

Mit der Georeferenzierung wird nicht nur die Lage der Höhle definiert, sondern der Polygonzug kann auch durch die Ermittlung der Koordinaten des ersten Vermessungspunktes im Koordinatensystem des Bundesmeldenetzes (BMN) berechnet werden. Dazu ist die Nadelabweichung (= Summe aus Meridiankonvergenz und Deklination) zu berücksichtigen, die im Jahre 2001 am Hochschwab $+2,9^\circ$ ausmachte. Für die Georeferenzierung selbst bestehen mehrere Methoden, von denen die bestmögliche gewählt wurde:

- „handheld“ GPS (Garmin, e-Trex); Lagegenauigkeit: ± 5 bis 10 m
- Bestimmung der Koordinaten aus IR-Orthophotos; Lagegenauigkeit: ± 2 m
- Bussolen/Inklinometer-Außenvermessungen; Lagegenauigkeit: ± 1 bis 10 m
- Bestimmung der Koordinaten aus der ÖK 50; Lagegenauigkeit: durchschnittlich ± 50 m
- Teilweise zusätzliche barometrische Höhenbestimmung (Thommen-Höhenmesser); Genauigkeit: ± 10 m

4.3 3D-Visualisierung

Für geologische bzw. hydrologische Untersuchungen wurden ausgewählte Höhlen zur besseren räumlichen Vorstellung 3D-visualisiert. Dazu wird der Polygonzug mit Raumdaten, das sind an jedem Vermessungspunkt ermittelte Distanzen zur linken und rechten Raumbegrenzung bzw. zur Decke und zum Boden, versehen. Dadurch kann die komplexe dreidimensionale Gestalt der Höhle mathematisch approximiert werden. Das verwendete Programmpaket TOPOROBOT (Apple/Macintosh; HELLER, 2002) wurde speziell für die Visualisierung von Höhlen entwickelt und berechnet aus den einfach zu ermittelnden geometrischen Daten komplexe „3D-Schlauch-Modelle“. TOPOROBOT enthält besonders viele Exportfilter zu 3D-Visualisierungsprogrammen, die eine 3D-Szene berechnen. Bei diesem sogenannten Rendering wird eine möglichst naturnahe Beleuchtung der geometrischen Körper inklusive Reflexionen und Schatten angestrebt, was den dreidimensionalen Eindruck verstärkt. Zum Rendern wurde von mir VRML (*Virtual Reality Modelling Language*) gewählt, mit der das Modell in Echtzeit navigierbar ist. Obwohl beim Echtzeit-Rendering zur Zeit noch auf komplexe Reflektionen und Schattenwurf verzichtet werden muss, entstehen trotzdem optisch ansprechende 3D-Szenen.

Für manche Fragestellungen erhält man einen noch besseren Eindruck, wenn die Höhle gemeinsam mit der Geländeoberfläche betrachtet wird. Dazu ist es wiederum nötig, einen Teil des digitalen Höhenmodells in ein TIN (*Triangular Irregular Network*) zu transformieren, welches ebenfalls als VRML exportiert werden kann. Außerdem können in VRML zusätzliche Sachverhalte modelliert werden, wie zum Beispiel Gerinne oder geologische Trennflächen, die als semitransparente Ebenen darstellbar sind.

4.4 Geologische und hydrologische Aufnahmen in Höhlen

Höhlen bieten meist sehr gute, oft dreidimensionale geologische Aufschlüsse. Der Fels ist durch frische Korrosion teilweise großflächig freigelegt und unverwittert. Wichtige Elemente sind die Beziehung zwischen Höhlenverlauf, tektonischen Trennflächen, Schichtung und Lithologie. Die Anlage der Höhlenteile selbst spiegelt gleichzeitig auch die Bedeutung der einzelnen Trennflächen wieder (KLIMCHOUK & FORD, 2001).

In Höhlen besteht die Möglichkeit, Karstwässer in situ, also auf ihrem Weg von der Oberfläche zu den Quellen zu beobachten, zu messen und zu beproben. Dies gilt nicht nur für die in großlumigen Canyons fließenden Gerinne der vadosen, also der ungesättigten Zone, sondern auch für zufließende Wässer aus dem feinen Trennflächennetzwerk. Aussagen über den Karstwasserspiegel, also den Übergang in die phreatische (gesättigte) Zone und seine Schwankungen können ebenfalls getroffen werden.

Die Morphologie von Höhlenteilen und besonders die Ausbildung der Gangprofile lassen genetische Interpretationen zu (LAURITZEN & LUNDBERG, 2001). Zum Beispiel kann man erkennen, ob Höhlenteile in der phreatischen oder der vadosen Zone entstanden sind bzw. ob sie polygenetisch sind und Spuren beider Entwicklungsstadien aufweisen. Bestimmte Kleinformen wie

z. B. Fließfacetten weisen auf die Paläofließrichtung und sogar auf die Fließgeschwindigkeit hin (CURL, 1974).

Weitere Informationen können aus dem Höhleninhalt abgeleitet werden. Höhlensedimente lassen ebenfalls auf die hydrologischen Verhältnisse schließen oder können Hinweise auf die Lithologie des hydrologischen Einzugsgebietes geben. Sedimentreste geben Aufschluss über ehemalige Verfüllungen und somit auf eine polyphase hydrologische Aktivität. Speleotheme (Höhlensinter, inkl. Tropfsteine) bieten wiederum die Möglichkeit einer absoluten Altersdatierung über natürliche Radionuklide .

4.5 Aufnahme von Oberflächenkarstformen

Da Oberflächenkarstformen genetisch eng mit unterirdischen Karsterscheinungen zusammenhängen, haben sie großen Einfluss auf die Infiltration von Karstwässern und die Eigenschaften des Karstaquifers. Überdies besteht bei einigen Formen wie z.B. Schachtdolinen ein fließender Übergang zwischen oberirdischen und unterirdischen Formen. In der Literatur sind etliche, teilweise abweichende Definitionen der Karstformen zu finden (z. B. JENNINGS, 1985). Im folgenden werden die Definitionen nach FINK (1973) verwendet, da diese die Gegebenheiten in den alpinen Karstlandschaften berücksichtigen.

Folgende Elemente des Oberflächenkarstes wurden systematisch kartiert:

4.5.1 Oberflächenformen

- **Poljen:** Große geschlossene Karsthohlformen, die an ihrer Basis durch wasserstauende Gesteine abgedichtet sind. Es kommt zum Auftreten von Oberflächengerinnen, die an Schwinden punktuell in den Karstkörper eintreten. Bei großem Wasserangebot kann es vorübergehend zur Bildung eines Sees kommen.
- **Karstmulden:** Große geschlossene Karsthohlformen mit unregelmäßigem Boden, der oft von Dolinen weiter untergliedert wird.
- **Karstwannen:** Große geschlossene schüsselförmige Karsthohlformen mit ebenem, meist durch Lehme abgedichtetem Boden, der sich mit scharfem Knick von den Seitenflanken absetzt (Karstwannen und Karstmulden werden in der karstkundlichen Literatur auch mit dem Überbegriff *Uvala* bezeichnet)
- **Dolinen:** Einfache Karsthohlformen mit unterirdischem Abfluss. Von den verschiedenen Formen sind besonders Trichterdolinen, Muldendolinen und Schachtdolinen hervorzuheben. Als Anhaltspunkt für die Unterscheidung zwischen Doline und Schacht kann das Verhältnis Durchmesser zu Tiefe von 1:1 herangezogen werden.
- **Karren:** Korrosiv entstandene Kleinformen der Karstlandschaft. Besonders die Differenzierung von Formen, die ohne Bodenbedeckung entstanden sind und den subkutan gebildeten Karren, lässt Rückschlüsse auf die Vegetationsbedeckung während der Genese zu.

4.5.2 Karsthydrographie

- **Karstquellen:** Austritte von Karstwasser an die Oberfläche, deren Schüttung meist großen Schwankungen unterliegt.
- **Ponore (Schwinden):** Punkte, an denen Wasser teilweise oder vollständig in den Untergrund eintritt. Theoretisch weist jede Karsthohlform eine solche Ponorfunktion auf. Kartiert wurden daher nur jene Stellen, an denen ein deutliches Gerinne in den Untergrund eintritt.
- **Karstgerinne:** Gerinne auf Karstplateaus, die meist nur geringe Länge aufweisen.
- **Karsttümpel:** Kleinere stehende Gewässer, meist in Dolinen, die durch tonige Sedimente abgedichtet sind (In der karstkundlichen Literatur werden diese als *Lokva* bezeichnet).

4.6 Verwendung von digitalen Höhen- und Luftbilddaten

Von den Wiener Wasserwerken MA 31 wurden digitale georeferenzierte Infrarot-Orthophotos mit einer Bodenauflösung von 25 cm (!) zur Verfügung gestellt. Die Daten wurden als Orientierungshilfe und Kartierungsgrundlage auf der Karsthochfläche verwendet. Im Gegensatz zur ÖK ist mit Ausdrucken dieser Photos eine genaue Orientierung und das lagerichtige Eintragen der kartierten Inhalte selbst in unübersichtlichem Gelände möglich. Darüber hinaus sind Störungen und Schachtöffnungen ab einem Durchmesser von mehr als einem Meter sichtbar und können somit im Gelände gezielt aufgesucht werden. Zusätzlich wurde ein digitales Höhenmodell (DEM) mit 20 m Auflösung für die Kartierung von Störungen und Karsthohlformen eingesetzt.

5 Die Höhlen der Kläfferquelle

5.1 Beschreibung der Quellaustritte

Die Kläfferquelle ist mit einer durchschnittlichen Schüttung von 4,8 m³/s (STADLER et al., 2001) die größte Karstquelle der Ostalpen. Sie liegt im tief eingeschnittenen Salzatal an der Nordseite des Hochschwabs zwischen Wildalpen und Weichselboden (Abbildung 2-1). Es handelt sich allerdings nicht um eine einzige Quellöffnung, sondern um eine Vielzahl größerer und kleinerer Quellaustritte innerhalb eines von Felswänden umrahmten Halbkessels (Abbildung 5-1). Dieser hat etwa 200 m Durchmesser und steigt unmittelbar südlich der Salza vom Vorfluterniveau in rund 650 m Seehöhe insgesamt 120 Höhenmeter an (Abbildung 5-2). Die permanenten Wasseraustritte befinden sich im Zentrum des Kessels wenige Meter oberhalb des Wasserspiegels der Salza. Bei größerer Schüttung werden auch höhergelegene Quellaustritte aktiv, wobei eigenartigerweise das Anspringen einzelner Quellen nicht kontinuierlich mit zunehmender Seehöhe erfolgt. Manche höher gelegene Quellen springen schon bei geringerer Gesamtschüttung an als tiefere. Der höchste rezent aktive Quellaustritt liegt 80 m über dem Niveau der Salza.

Die Fassung der Quelle für die Trinkwasserversorgung erfolgt direkt im Stollen der 2. Wiener Hochquellenwasserleitung, der parallel zur Salza im Hang verläuft. Hier schütten die Quellspalten der Großen und der Kleinen Kläffer direkt in den Stollen. Die sogenannte Nachfassung, die sehr nahe der Salza liegt, muss in den Stollen gepumpt werden (DRENNIG, 1988).

Trotz des eigenartigen Anspringverhaltens der einzelnen Quellöffnungen tragen die Wässer die gleiche chemische und physikalische Signatur, woraus geschlossen wird, dass es sich um den Austritt eines Wasserkörpers handelt (mündl. Mitteilung H. STADLER).

5.2 Geologie und Tektonik

Der Austritt der Kläfferquelle liegt am Nordrand eines konvergenten Blattverschiebungsduplex (Edelbodeneinheit, DECKER, 2000). Dieser wurde an einem transpressiven *restraining band* des SEMP-Störungssystems gebildet. Kennzeichnend für solche transpressiven Störungsabschnitte ist vertikale Streckung, die zur Hebung von tektonisch tieferen Einheiten führt (SANDERSON & MARCHINI, 1984; WOODCOCK & FISCHER, 1986). Lithologisch dominieren in der Edelbodeneinheit die allodapischen Kalke und Dolomite der Sonderentwicklung (MANDL et al., 2000) sowie Wettersteindolomit.

Paradoxerweise befinden sich die Austritte und die Zuflüsse zu den Kläfferquellen, die in den Höhlen hinter den Quellen teilweise aufgeschlossen sind, in Wettersteindolomit und Kalken der Sonderentwicklung, die schlecht verkarstungsfähig sind: Während bei Dolomiten diese Eigenschaft allgemein bekannt ist, haben auch die Kalke der Sonderentwicklung keine guten Verkarstungseigenschaften. Dies ist aus dem Fehlen von Oberflächenformen, abgesehen von

rudimentär ausgebildeten subkutanen Karren, und einer teilweisen Oberflächenentwässerung (z.B. Graben zwischen Kläfferquelle und Tremmelgraben) zu erkennen. Außer den Karsthohlräumen, die an die Kläfferquelle gebunden sind, konnten in den Kalken der Sonderentwicklung keine bedeutenden Karsthöhlen gefunden werden. Neben der in Kapitel 7.3.1 behandelten schlechten Lösungseigenschaft dürften auch unlösliche detritäre Partikel durch Abdichten der Initialfugen eine Infiltration der Wässer und somit die Entstehung von Höhlen verhindern.

Im Bereich der Kläfferquelle treten vor allem N-S-streichende Blattverschiebungen auf, wobei es sich vermutlich um zwei Generationen von Störungen handelt: ältere, sinistrale NNE-streichende Blattverschiebungen, und jüngere, fast genau N-S-streichende Störungen, bei denen keine eindeutigen Schersinnkriterien beobachtet werden konnten (Strukturdaten in Abbildung 5-1). Obwohl nur geringmächtige Kataklastite vorhanden sind, handelt es sich doch um bedeutende Störungen, da sie an tektonisch eingeschuppte Reingrabner Schiefer gebunden sind. Weitere bedeutende spröde Strukturen sind jüngere mit rund 50° nach S einfallende Abschiebungen(?), die teilweise die lithologische Grenze zwischen Sonderentwicklung und Wettersteindolomit bilden. Das Auftreten der störungsgebundenen Reingrabner Schiefer wird ebenfalls durch solche Störungen begrenzt. Es ist derzeit nicht möglich, diese Störungen eindeutig in das beschriebene Deformationsschema für den Hochschwab (DECKER, 2000) einzuordnen, da sie wahrscheinlich durch komplexe Deformationsvorgänge innerhalb des Blattverschiebungsduplex entstanden sind.

Die gut geschichteten Kalke der Sonderentwicklung weisen flachwellige offene Falten mit subhorizontalen ESE-streichenden Faltenachsen auf. Die Falten haben auf die Anlage der Karststrukturen keinen Einfluss.

Tektonische Detailaufnahme der Kläfferquelle

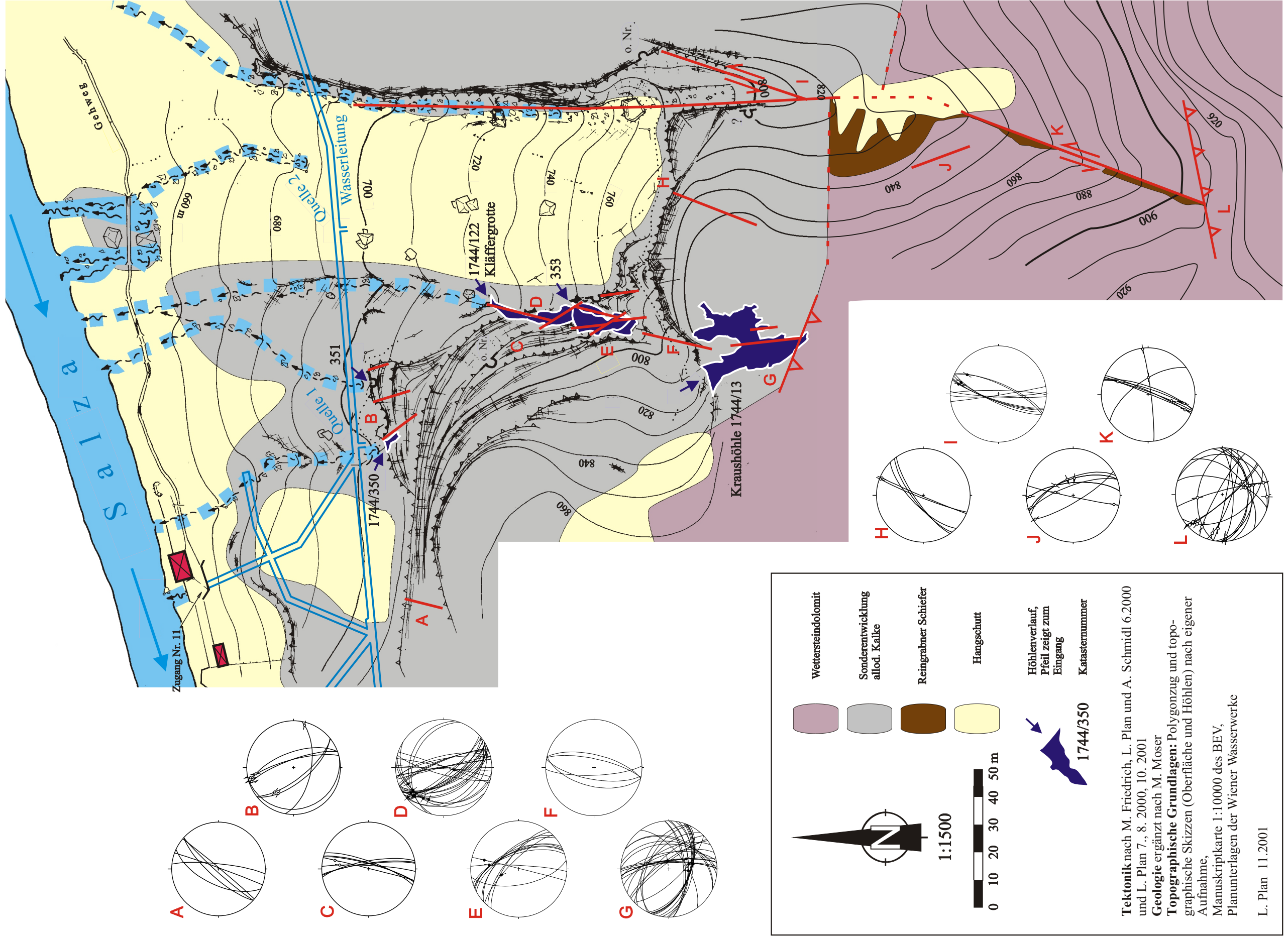


Abbildung 5-1: Tektonische Detailaufnahme der Kläfferquelle, 1:1500

Aufriss Kläfferquelle

Entwurf und Zeichnung: L. Plan

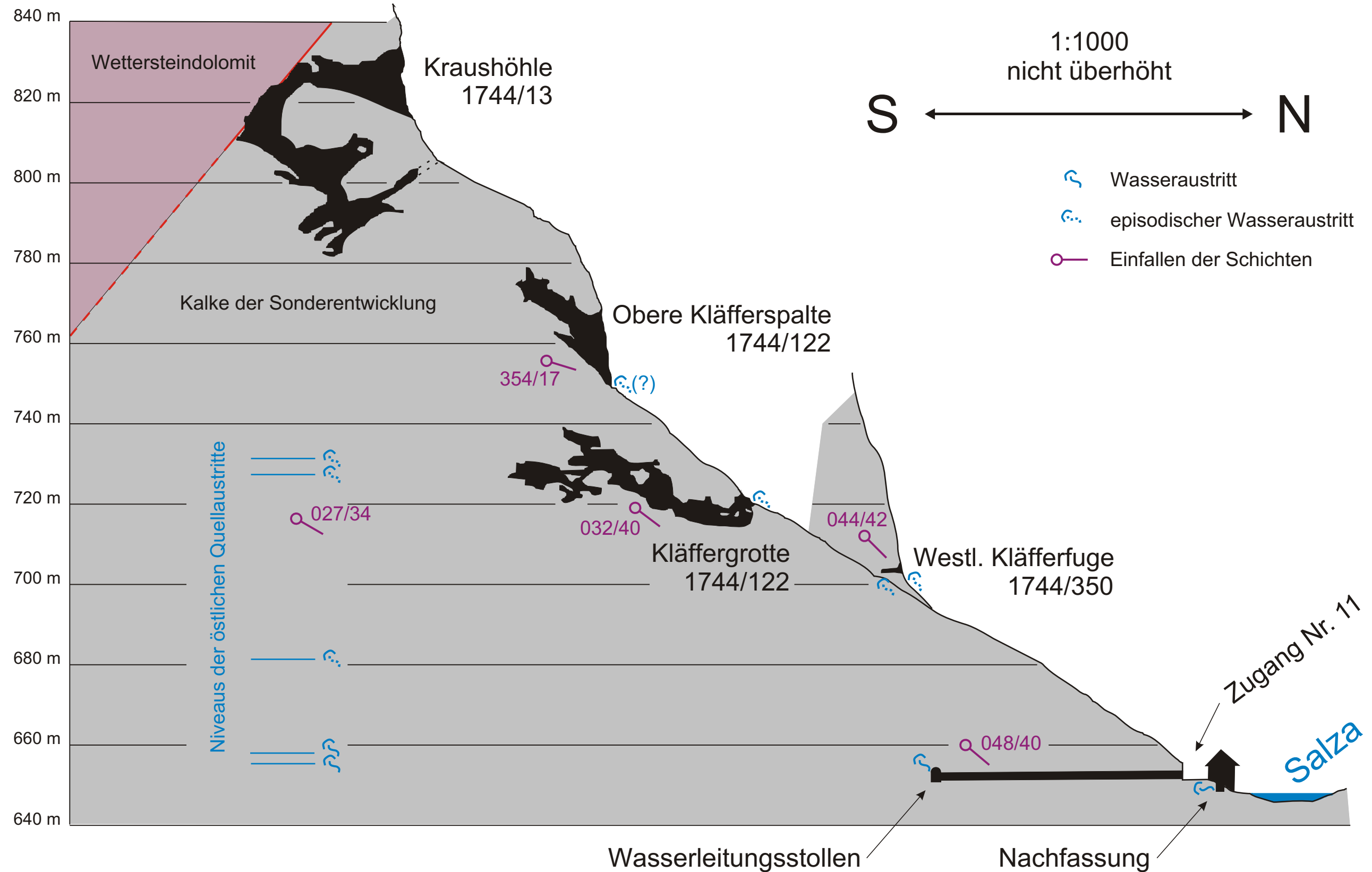


Abbildung 5-2: Aufriss Kläfferquelle, 1:1000

5.3 Speläologische Charakterisierung

5.3.1 Kraushöhle (1744/13)

Gesamtganglänge: 196 m, Gesamthöhenunterschied: 46 m (davon -36 m),
BMN-Koordinaten des Eingangs: Rw.: 660 762, Hw.: 279 276, Sh.: 817 m

Raumbeschreibung

Der große, 10 m breite und 15 m hohe Eingang der Kraushöhle liegt 170 m über dem Niveau der Salza und stellt einen ehemaligen Austritt der Kläfferquelle dar. Auf die geräumige Eingangshalle folgt ein von Tropfsteinen umrahmter Durchstieg in einen abfallenden Gang, der zum breiten Ansatz eines Schachtes führt. Nach NE ist eine schlotartige Fortsetzung angelagert, während auf der anderen Seite durch Querung ein ansteigender kurzer Teil mit Sinter- und Bergmilchbildungen zugänglich ist. Der Schacht bricht zuerst schräg und dann senkrecht insgesamt 15 m tief ab, wobei seine Wände mit Lehm und Bergmilchbildungen überzogen sind. Man erreicht einen geräumigen Gang, der entlang derselben Störung wie der Eingangsteil wieder unter diesen abfallend zurückführt. Eine die Eingangsteile unterlagernde Halle wird von einem riesigen Block mit schräggestellten Sinterbildungen geteilt. Diese wurden vor dem Herunterfallen des Blockes gebildet. Das in der Fortsetzung der Störungsrichtung ansteigende Ende der Halle ist durch Versturzmateriale gekennzeichnet. Unterhalb des Blockes setzt ein Schrägschacht an, der in den Endraum leitet. Dieser liegt ca. 30 Höhenmeter südöstlich unter dem Eingang und weist mehrere kurze Fortsetzungen auf. Ein ansteigender, in Richtung Oberfläche ziehender Gang ist verstimrt und stellt einen weiteren ehemaligen Wasseraustritt dar (bewetterte Spalten im Graben unter der Höhle). Bergwärts führen mehrere abfallende Fortsetzungen in einen bewetterten aber unpassierbaren Verstimrt. Beim leichten Rauschen, das hier zu vernehmen ist, kann nicht gesagt werden ob es von der starken Wetterführung oder von Wasserläufen der Kläfferquelle verursacht wird.

Genese

Für den Verlauf der Höhle sind hauptsächlich zwei Störungssysteme maßgebend: Die im gesamten Bereich der Kläfferquellen bedeutenden N-S-streichenden Blattverschiebungen (gemittelte Orientierung der Störungsfläche: 080/77) zeichnen sich durch hohe und eher schmale Gangprofile aus. Diese Störungen werden von einer S-gerichteten Störungsfläche (Fläche: 190/55) mit dipslip-Linear (Abschiebung?) begrenzt (Abbildung 5-3). Sie ist auch für den tektonischen Kontakt zwischen den Kalken der Sonderentwicklung, die den gesamten Austrittsbereich der Kläfferquellen aufbauen, und den südlich angrenzenden Wettersteindolomit verantwortlich.

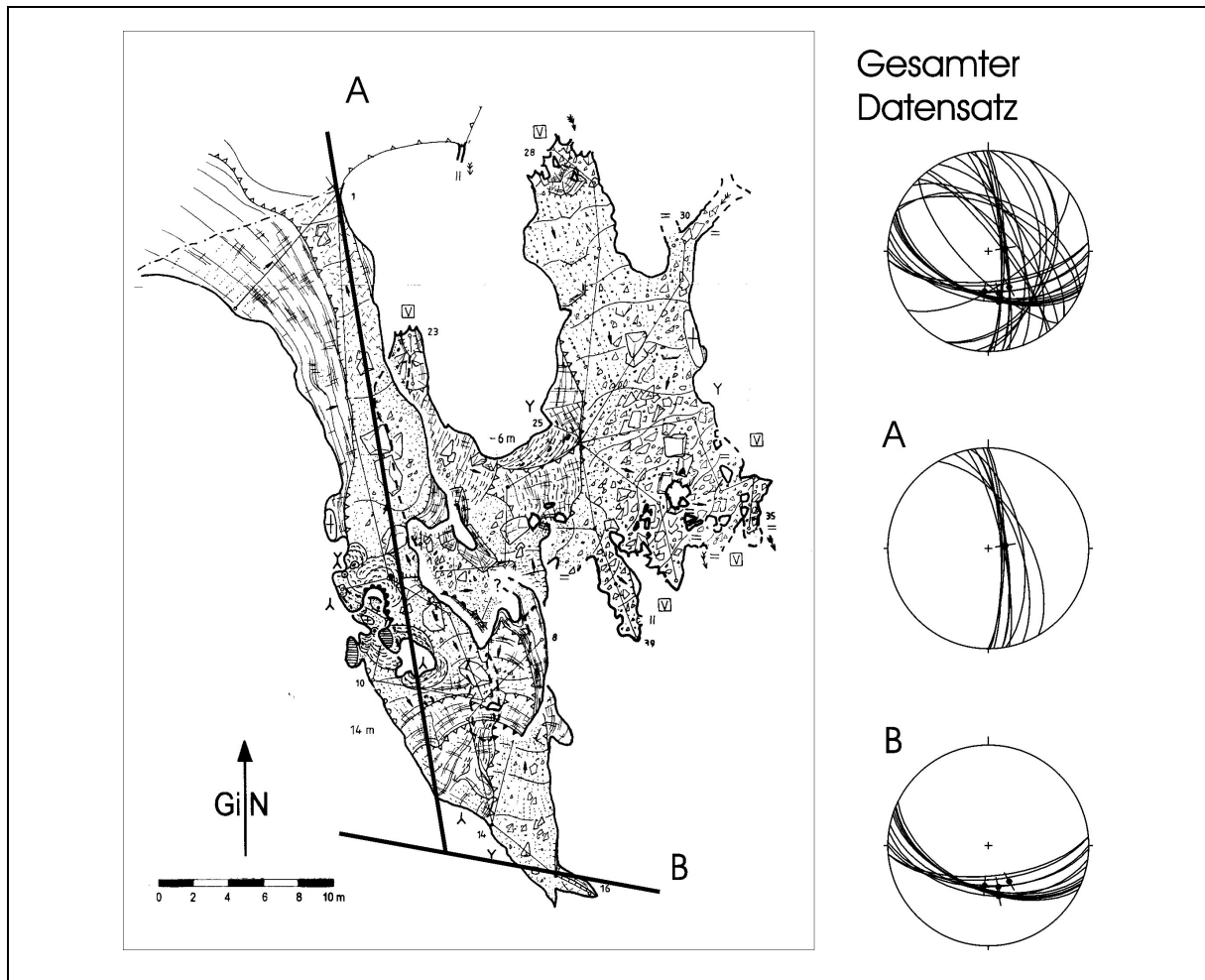


Abbildung 5-3: Grundriss der Kraushöhle (L. Plan, 2000) mit den für die Anlage der Höhle bedeutenden Störungen A und B. Die an mehreren Punkten dieser Störungen gemessenen Strukturdaten sind als Großkreise im Schmidt'schen Netz, untere Halbkugel, dargestellt.

Höhleninhalt

Die Höhle weist reichlich Tropfstein- und Bergmilchbildungen auf. Vor allem im Bereich des Endraums und im darüber liegenden Schrägschacht deuten erodierte Speleotheme auf eine hydrologische Reaktivierung nach dem Tropfsteinwachstum hin. Reste einer Stalaktitengruppe, die über dem Ansatz einer in den Versturz ziehenden phreatischen Röhre liegen, lassen erkennen, dass das Wasser mit hoher Geschwindigkeit aus dieser Richtung gekommen sein muss. Die Tropfsteinbildungen im Eingangsbereich und im Schacht weisen diese Erosionsspuren nicht auf (siehe Abbildung 5-4). Konglomeratreste zeigen ebenfalls die Mehrphasigkeit der Wasseraktivität, wobei zwei Typen von Konglomeraten unterschieden werden können. Ein jüngerer besteht aus polymiktem schlechtsortiertem Kies (bis ca. 5 cm Durchmesser) mit ockerfarbener Matrix. Es findet sich als Überrest einer ehemaligen Füllung an den Wänden bzw. in Nischen. Obwohl die meisten Reste unterhalb einer schrägen Linie liegen, die andeuten könnte, dass der Endraum etwa zur Hälfte verfüllt war, gibt es vereinzelte Spuren auch oberhalb im Schrägschacht und in der darüber liegenden Halle. Beim Vermessungspunkt 39 ist eine Wechsellagerung mit Sintern bzw.

einem Stalagmiten aufgeschlossen, welche sich möglicherweise zum Datieren des Sedimentationsereignisses eignet. Eine weitere Stratigraphie mit Sinter ist in einem Aufschluss oberhalb des VP 23 erhalten. Teilweise enthalten diese Konglomerate auch Sinterbruchstücke. Eine ältere Konglomeratgeneration beschränkt sich auf den im Endraum nach unten ziehenden Versturz. Seine Komponenten sind gröber (bis 40 cm) und die Matrix verwittert eher rötlich-braun. Dieses Konglomerat ist in die Raumformen integriert und wurde anscheinend schon von älteren Erosionsphasen großteils ausgeräumt.

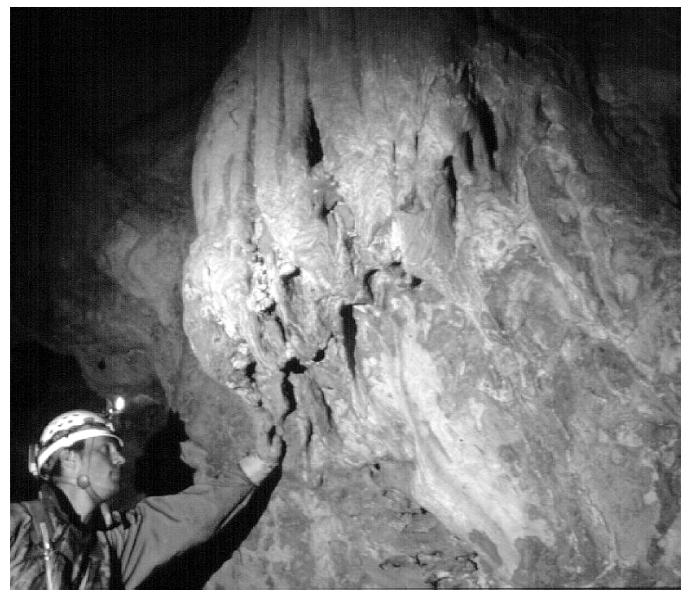
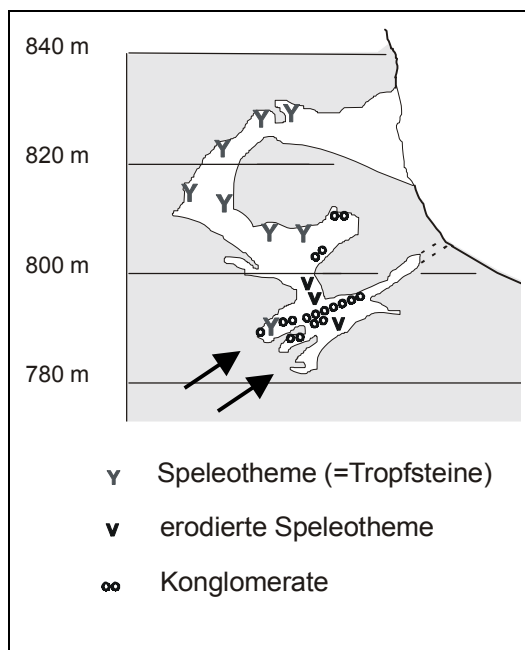


Abbildung 5-4: Schematische Darstellung des Höhleninhalts der Kraushöhle. Pfeile zeigen die ehemalige Fließrichtung des Wassers an.

Abbildung 5-5: Erodierter Stalaktitengruppe im Endraum der Kraushöhle. Paläofließrichtung des Wassers von rechts unten.

5.3.2 Obere Kläfferspalte (1744/353)

L: 43 m, H: +26 m, Rw.: 660 783, Hw.: 279 325, Sh.: 752 m

Die Höhle besteht lediglich aus einem Gang, der sich hinter dem 9 m breiten und 13 m hohen Portal trichterförmig verjüngt, um nach 30 Schrägmetern verstürzt zu enden. Das steile Ansteigen der Höhle ist an das Einfallen der Schichten gebunden. Es kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob diese Höhle, die 100 m über dem Vorfluter liegt, rezent noch wasseraktiv ist. Einige Hinweise wie z.B. der spärliche Bewuchs am Hang unterhalb des Eingangs könnten auf ein Anspringen bei extremen Hochwässern hinweisen. Gerölle, in denen sich auch Bruchstücke von Speleothemen finden, obwohl in der Höhle selbst keine vorhanden sind, und fließfacettenähnliche Erosionsformen weisen auf hohe Fließgeschwindigkeiten hin.

5.3.3 Kläffergrotte oder Hohe Kläffer (1744/122)

L: 125 m, H: 24 m (- 5m), Rw.: 660 788, Hw.: 279 361, Sh.: 718 m

Beschreibung

Die hinter der als „Hohe Kläffer“ bekannten Quellöffnung erforschte Höhle wurde aufgrund von Erwähnungen in historischer Literatur (FRUWIRTH, 1885) als Kläffergrotte in den Kataster aufgenommen. Während bei der Schneeschmelze und bei Hochwasser der Höhle, die 70 m über der Salza liegt, mehrere Kubikmeter Wasser pro Sekunde entströmen, ist sie bei niedrigeren Schüttungen auf eine horizontale Erstreckung von 60 m befahrbar und nur ein mehr oder weniger

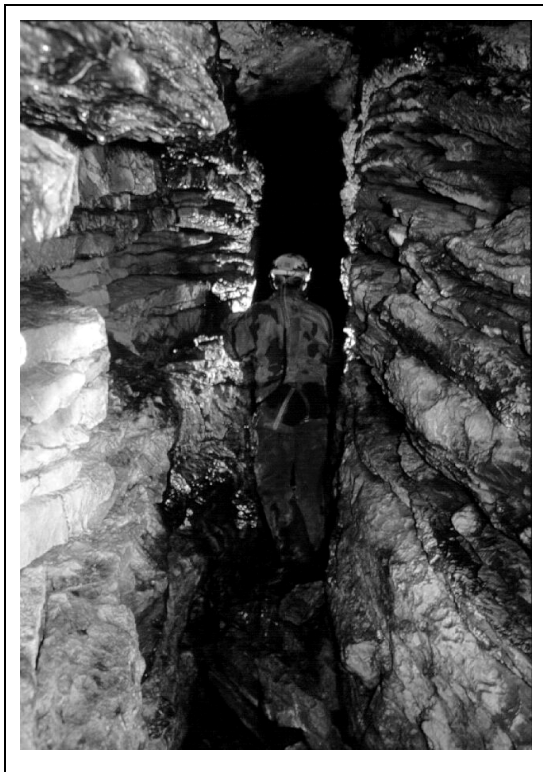


Abbildung 5-6: Störungs- und schichtgebundener Gang in der Kläffergrotte.

starkes Rauschen weist auf den Zusammenhang mit den wassererfüllten Quellspalten hin. Durch den schachtartigen 5 m tiefen Einstieg gelangt man in einen leicht mit der Schichtung ansteigenden störungsgebundenen Gang, der bei durchschnittlich 1 m Breite Raumhöhen von 1,5 bis 8 m aufweist. Er leitet in einen über Blockwerk ansteigenden Raum, von wo aus mehrere Fortsetzungen ansetzen. In einer kleinräumigen Überlagerung, die den höchsten Teil der Höhle bildet, weisen Sinterröhrchen und Bergmilch darauf hin, dass diese rezent nie vom Wasser überflutet wird. Der hintere Abschnitt der Höhle wird von einem gewaltigen Versturz geprägt, in den in mehreren Etagen maximal 20 m weit vorgedrungen werden konnte. Auch einige Ausräumversuche blieben bisher erfolglos. Dem starken Rauschen zufolge dürfte man hier nur mehr wenige Meter von den Gerinnen der permanenten Wasseraustritte der Kläfferquelle entfernt sein. Die Höhle weist zeitweise starke Wetterführung auf.

Genese

Im vorderen Teil der Höhle kann man gut die raumbestimmenden Störungen erkennen: Zwei annähernd N-S-streichende Blattverschiebungen (070/80) und (280/85) werden im mittleren Teil von einer schrägen Blattverschiebung mit einer mehrere m² großen Harnischfläche (240/65) um etwa 3 m versetzt.

Höhleninhalt

Die Steine und Blöcke in den tieferen Höhlenteilen sind zum Teil gut gerundet. Darunter finden sich auch Tropfsteinbruchstücke und gut gerundete Blöcke aus Konglomerat, das dem jüngeren Konglomerat aus der Kraushöhle ähnlich ist. Vereinzelt können kleine Pflanzenreste gefunden

werden, wie sie auch aus den Wässern der Kläfferquelle bekannt sind (STADLER & STROBL, 1997). In der Überlagerung finden sich perlsinterähnliche Bildungen. Ihre längliche, stromlinienförmige Morphologie und Anordnung könnte auf die Bildung aus einem Aerosol hindeuten, das mit hoher Geschwindigkeit über diese Flächen bewegt wird.

5.3.4 Westliche Kläfferfuge (1744/350)

L: 6 m, H: 1 m, Rw.: 660 732, Hw.: 279 400, Sh.: 702 m

Diese Höhle stellt bei Hochwasser den westlichsten Austritt der Kläfferquellen dar und liegt etwa 50 m senkrecht über der im Stollen gefassten „Grossen Kläffer“. Der nur schließend befahrbare Gang war ursprünglich völlig mit Blockwerk verschüttet und wurde gemeinsam mit M. Behm ausgegraben. Aufgrund der Wetterführung bestehen Chancen, bei weiteren Grabungen in großräumigere Teile zu gelangen. Auch diese Höhle ist an eine markante Schrägabschiebung (230/70) gebunden.

5.3.5 Östliche Kläfferfuge (1744/351)

Rw.: 660 757, Hw.: 279 405, Sh.: 700 m

Bei diesem zeitweisen Wasseraustritt ist ein bergwärts ziehender Gang mehrere Meter einsehbar, der allerdings völlig mit Blöcken verlegt ist. Auch hier lässt kalter Luftzug eine Fortsetzung vermuten.

5.3.6 Grosse Kläffer (1744/352)

Rw.: 660 730, Hw.: 279 410, Sh.: 750 m

Diese durch den Wasserleitungsstollen angefahrne Quellspalte stellt den größten gefassten Austritt der Kläfferquellen dar (DRENNIG, 1988). Sie ist möglicherweise bei sehr geringer Schüttung befahrbar (pers. com. E. VORMANN MA 31, Wildalpen).

5.4 Interpretation

Die Höhlen in der näheren Umgebung der Kläfferquelle sind in ihrer Genese an den Austritt dieser Quelle gebunden und stellen rezente, beziehungsweise ehemalige Wasseraustritte dar. Die Anlage dieser Karstwasserwege ist an Störungen gebunden, wobei N-S-streichende Blattverschiebungen stark hervortreten. Sie sind möglicherweise nur sehr lokal von Bedeutung, da sie schon knapp südlich des Quellsessels von nach S-einfallenden Abschiebungen(?) abgeschnitten werden. Diese bilden auch die Grenze zwischen Sonderentwicklung und Wettersteindolomit. Weiter südlich gelegene parallele Störungen im Wettersteindolomit enthalten über 1 m mächtige Kataklastizone.

Die Anlage der Kraushöhle deutet an, dass bei der Entwicklung der Karsthohlräume in diesem Bereich die Kalke der Sonderentwicklung trotz ihrer schlechten Verkarstungsfähigkeiten gegenüber dem Wettersteindolomit bevorzugt werden. Neben der Störungsgebundenheit ist auch eine deutliche Schichtgebundenheit der Höhlen zu erkennen. Viele Gangpassagen weisen ein Ansteigen

Richtung Süden auf. Wie das deutliche Wasserrauschen in hinteren Teilen der Kläffergrotte zeigt, steigen auch die Zubringer der im Niveau des Vorfluters gelegenen permanenten Quellaustritte bergwärts steil an. Der für Karstriesenquellen ungewöhnlich hohe Anstieg des Wassers über den Vorfluter hat wahrscheinlich seine Ursache in den schlechten Verkarstungseigenschaften der Kalke der Sonderentwicklung und einem raschen Eintiefen des Vorfluters. Diese Interpretation wird durch Beobachtungen in der Höhle untermauert, wo glattpolierte Gesteinsoberflächen einen starken Einfluss der mechanischen Erosion bei der Raumerweiterung anzeigen, was für Karsthöhlen im allgemeinen eher außergewöhnlich ist.

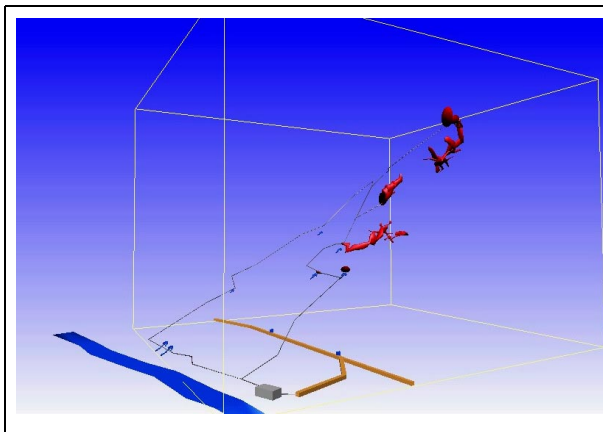


Abbildung 5-7: Screenshot des VRML-Modells der Höhlen bei der Kläfferquelle. Blickrichtung: ESE. rot: Höhlen, blau: Quellen und Salza, orange: Wasserleitungsstollen, grau: Polygonzug am Hang, Pumpenhäuschen.

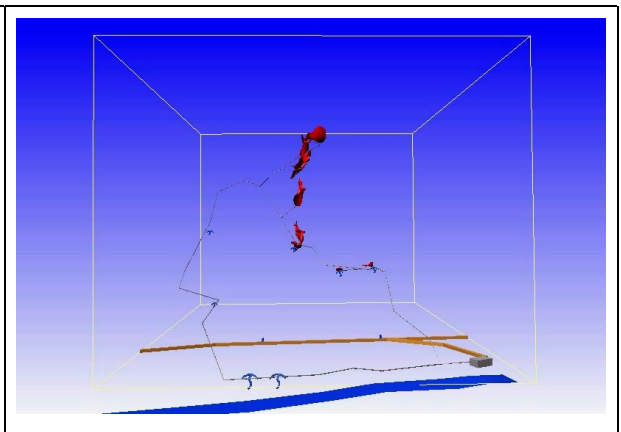


Abbildung 5-8: Screenshot des VRML-Modells der Höhlen bei der Kläfferquelle. Blickrichtung: S. Gut zu erkennen ist die lineare Anordnung der Höhlen entlang eines Störungssystems.

6 Karststrukturen im Bereich nördlich der Sonnschienalm

Um die speläologischen und karstkundlichen Verhältnisse und ihre Beziehung zu Tektonik und Lithologie auf der Hochfläche im Einzugsgebiet der Kläfferquelle zu charakterisieren, wurde ein 5,2 km² großes Areal nördlich der Sonnschienalm detailliert kartiert (Abbildung 2-1). Dieses Gebiet wurde so gewählt, dass möglichst viele unterschiedlich ausgeprägte Karstlandschaften auf engem Raum vorliegen. Die aus der Kartierung resultierende karstkundlich-tektonische Karte (1:5000) ist als Beilage zu finden.

6.1 Geologie und Tektonik

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Hochschwabeinheit und wird aus Wettersteinkalk in unterschiedlicher Fazies sowie Wettersteindolomit aufgebaut. Die Südseite des Kleinen Ebenstein besteht aus Steinalmkalk und bunten und grauen pelagischen Kalken, wobei der dünnbankige, hornsteinführende Grafensteigkalk die größten Flächen einnimmt (Hochschwab-Südflanke, Abbildung 2-2). Im Bereich Plankogel - Zumach und am Kleinen Ebenstein kommen in mehreren kleinen Arealen Serien der Gosaugruppe vor. Für die Karstgenese ist das Auftreten von wasserstauenden Werfener Schichten im Bereich Sackwiesensee - Filzmoos von großer Bedeutung. Als weiterer Wasserstauer treten in mehreren großen Karsthohlformen und Verebnungen tertiäre Lehme auf. Die einzelnen lithostratigraphischen Einheiten des Untersuchungsgebietes sind in der Abbildung 6-17 dargestellt.

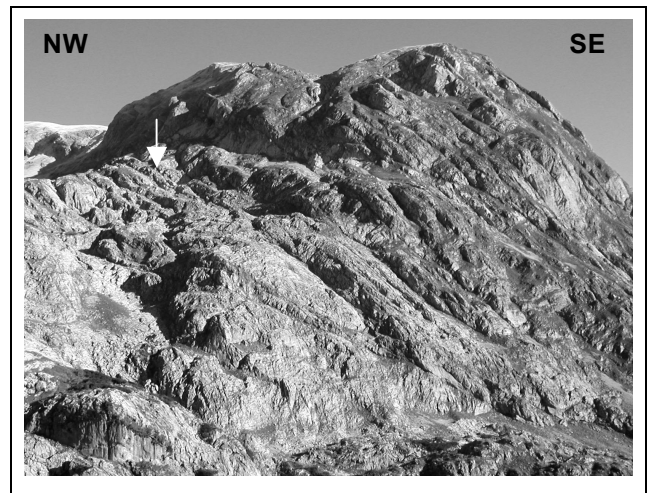


Abbildung 6-1: E-gerichtete Abschiebungen im Bereich des Vorderen Polsters. Pfeil zeigt auf den Eingang des Furtowischachtes (siehe 6.4).

Die karstgenetisch bedeutenden, spröden tektonischen Strukturen weisen ein bestimmtes Verteilungsmuster auf. Die bedeutendste Störungszone tritt im Bereich Filzmoos – Murrelboden bis zum Fuß des Kleinen Ebenstein auf. Eine breite W(NW)-streichende Zone mit starker tektonischer Zerlegung ist für die auf der Karte erkennbar komplizierte Anordnung der Lithologien verantwortlich. Diese Störungszone enthält auch das Auftreten der Werfener Schichten im Bereich Sackwiesensee. Auf der Hochfläche des Polsters dominieren E(SE)-streichende Störungen, die sich auch im Erscheinungsbild der Verkarstung widerspiegeln (Abbildung 6-2). Nach E enden sie an einer über den Öhlersattel ziehenden, NE-streichenden Störungszone, die wahrscheinlich der D3

zugerechnet werden kann. Auch in den Dolomitarealen zwischen Plankogel und Spitzkogel überwiegen Störungen mit dieser Richtung. An der S- und W-Flanke des Vorderen Polsters sind ESE-gerichtete Abschiebungen (D4) für die Karstgenese von großer Bedeutung (siehe Abbildung 6-1), da sie Trennflächen bilden, die über mehrere hundert Meter wasserwegsame Fugen ausbilden.

6.2 Die Oberflächenkarstformen

Die verschieden ausgeprägten Karstlandschaften weisen sehr unterschiedliche Oberflächenformen auf. Dolinen sind fast im gesamten Kartierungsgebiet verbreitet. Während in den Dolomitgebieten Muldendolinen vorherrschen, sind es in den Kalkgebieten Trichter- und Schachtdolinen. Unterhalb von Felsabbrüchen sind sie meist mit Hangschutt bedeckt, größere Formen lassen sich aber trotzdem erkennen. Die Hochfläche des Vorderen und Hinteren Polster ist eine reliktsche miozäne Altlandschaft („Dachstein-Altfläche“, FRISCH et al., 2002). Diese Fläche wurde nicht von Gletschern überprägt und dürfte auch während des Eishochstandes im Würm als Nunataker die Eisströme überragt haben (VAN HUSEN, 1987). Hier treten die kleineren Formen stark zurück und Riesendolinen, die 200 m Durchmesser und bis zu 60 m Tiefe erreichen, prägen die Landschaft. In diesen öffnen sich wiederum zahlreiche kleinere Dolinen und Schächte. Eine schachtartige Doline mit einem Durchmesser von 100 x 60 m wurde vermessen und als Pol-Monster-Doline (Katasternummer: 1744/390) in den Höhlenkataster aufgenommen (Abbildung 6-3). Ende Juli 2001 war ein Firnboden in 55 m Tiefe erreichbar, bei einer Begehung im November war der Boden um fast 10 m abgetaut und über 20 m tiefe ausgeschmolzene Schächte waren einsehbar. Die Doline geht somit direkt in einen großräumigen Schacht von unbekannter Tiefe über.

Vor allem südwestlich des Öhlers und vereinzelt auch nahe dem Zumach treten flachere schüsselförmige Karsthohlformen in den Vordergrund. Die Karstmulden enthalten mehrere Dolinen und werden nicht an einem Punkt entwässert. Die Karstwannen sind durch tertiäre Lehme abgedichtet. Dies führt zu Wassertümpeln und Oberflächengerinnen, die am Rand der Hohlformen an wenigen Punkten in den Untergrund eintreten.

Südlich von Polster und Seemauer ist in rund 1450 m Seehöhe ein Plateau entwickelt, auf dem aufgrund von wasserstauenden Gesteinen mehrere Poljen ausgebildet sind, die nur teilweise vom Kartierungsgebiet erfasst werden. Die Poljenböden zeichnen sich durch Oberflächengerinne, Tümpel und Feuchtgebiete aus. Auch der Sackwiesensee liegt in einem solchen Polje auf Werfener Schichten. Die Gerinne werden meist von einem am Rand gelegenen Ponor aufgenommen und in den Karstwasserkörper eingespeist. Diese Schwinden stellen bedeutende Infiltrationspunkte für den Karstwasserkörper dar, da sie große Flächen (in der Größenordnung von 0,5 bis 1 km²) entwässern.

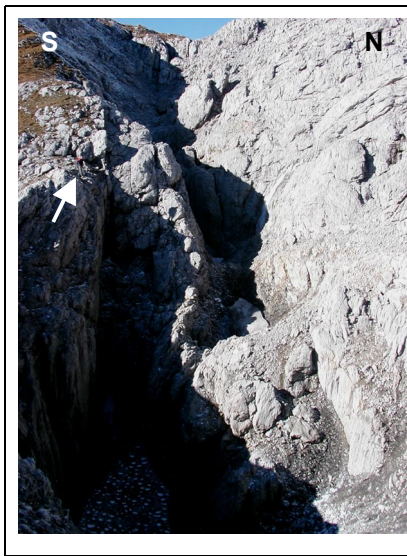


Abbildung 6-2: Stark verkarstete E-W-streichende Störungen mit mehreren Metern polymiktem Kataklasit (Person als Größenvergleich).



Abbildung 6-3: Die Pol-Monster-Doline (1744/390). Man beachte die Personen als Größenvergleiche.



Abbildung 6-4: Störungsgebundene asymmetrische Schachtdoline am kleinen Ebenstein.



Abbildung 6-5: Schachtdolinen entlang einer Abschiebung an der lithologischen Grenze von Wettersteinkalk (Vordergrund) und Grafensteigkalk.



Abbildung 6-6: Das Filzmoospolje: Die feuchten Wiesen werden von kleinen Bächen drainagiert, die in einen randlich gelegenen Ponor (Pfeil) entwässern.

Oberflächengerinne haben sommerliche Wasserführungen von weniger als 1 l/s und wurden, abgesehen von den Poljen, fast ausschließlich in den Dolomitgebieten gefunden. Die Wasserläufe weisen nur selten Fließstrecken von mehr als 50 m auf und treten an Schwinden in den Untergrund ein. Ein diffuses Versickern konnte kaum beobachtet werden. Wie stark diese Bäche bei großem Wasserangebot werden können, zeigt ein kurzer im Sommer trockener Wasserlauf, der vom Polstersattel ins Polsterkar herunterzieht und eine 40 m breite Alluvialfläche gebildet hat.

Obwohl im Hochschwabgebiet Karrenbildungen weniger markant als auf vielen anderen Karstplateaus der Nördlichen Kalkalpen ausgebildet sind, kann im Untersuchungsgebiet eine Fülle unterschiedlicher Formen beobachtet werden. Vor allem im Polsterkar, aber auch im Bereich südlich des Öhlers gibt es zahlreiche Karrenfelder. Eine etliche hundert Quadratmeter große Fläche mit Rinnenkarren, die teilweise zu Karrendornen modelliert sind, ist im Bereich der Grasserwand ausgebildet. Im Polsterkar treten auf engem Raum sehr unterschiedliche Karrentypen auf. Neben den vorherrschenden Kluftkarren können auch Firstkarren und an steileren Flächen Rinnenkarren unterschieden werden. Vielerorts zeugen freiliegende, subkutan entstandene Rund- und Mäanderkarren von Bodenrückgang. Eine Überprägung durch frei abfließende Wässer ist kaum zu erkennen, wodurch geschlossen werden kann, dass es sich um eine junge (kleiner ~1 ka) Entwicklung handelt. In den höheren Lagen an den Hängen des Ebensteins und des Polsters treten die Karrenbildungen zurück und die Oberfläche ist als Scherbenkarst ausgebildet, da hier die Frostsprengung größeren Einfluss hat.

Eindeutig als Karrentische identifizierbare Formen konnten leider nicht gefunden werden. Diese würden Rückschlüsse auf den Oberflächenabtrag seit dem glazialen Eistrückgang ermöglichen (siehe 7.1).

6.2.1 Bildungsdauer von Karsthohlformen

Für die Pol-Monster-Doline (1744/390; siehe Abbildung 6-3) ist es möglich, die für die Bildung erforderliche Zeit rechnerisch abzuschätzen, da folgende Voraussetzungen erfüllt werden: (1) Die Hohlform befindet sich auf einer morphologischen Kuppe. Es kann davon ausgegangen werden, dass das Einzugsgebiet den Durchmesser der Schachtdoline nicht wesentlich übersteigt. (2) Das Volumen ist aufgrund der Vermessung bekannt. (3) Die momentane jährliche höhen- und lithologieabhängige Kalklösungsrate ist aus Experimenten (siehe 7.3) und aus Literaturwerten abschätzbar.

Im folgenden wird versucht, die wahrscheinlichsten Werte für diese 3 Parameter sowie ihre Fehlergrenzen abzuschätzen:

Die Fläche des Einzugsgebietes, die von anderen Dolinen bzw. Hängen mit gegensinnigem Gefälle begrenzt wird, ist etwas größer als die eigentliche Schachtdoline.

Minimum:	0,0032 km ²	Fläche der Schachtdoline
wahrscheinlichster Wert:	0,004 km ²	
Maximum	0,01 km ²	orographisches Einzugsgebiet, ein Grossteil des Wassers versickert und erreicht die Schachtdoline nicht. Wasser, das die Schachtdoline erreicht, hat bereits verringerte Lösungskapazität.

Das minimale Volumen der Schachtdoline kann aufgrund der Vermessung durch einen Pyramidenstumpf approximiert werden.

Minimum:	120000 m ³	Pyramidenstumpf (80 x 40 m, 20 x 40 m, 60 m)
wahrscheinlichster Wert:	150000 m ³	unbekannte Erstreckung unter dem Firnboden
Maximum	180000 m ³	

Die größten Unsicherheiten ergeben sich aus der Annahme der heutigen Karbonatlösungsrate für rund 2000 m Seehöhe.

Minimum:	13 m ³ /km ² /a	Ergebnis aus dem Karbonatlösungsversuch (siehe 7.3), Mittelwert aus subkutanen und freiliegend exponierten Kalkplättchen. Dieser Wert ist zu gering, da Wasser nach „einmaligem“ Felskontakt nicht gesättigt ist.
wahrsch. W.:	26 m ³ /km ² /a	Der doppelte Wert aus dem Karbonatlösungsversuch kann als realistische Rate für den Abtrag im Oberflächenbereich angenommen werden (pers. com., PAVUZA).
Maximum:	90 m ³ /km ² /a	Wert aus Modellrechnungen (PAVUZA, 1996) für den Gesamtabtrag aus Karstsystemen. Dieser Wert beinhaltet neben dem oberflächennahen Abtrag auch den der tiefen Karststrukturen und ist daher wesentlich größer als die Rate des Oberflächenabtrags.

Die mit den wahrscheinlichsten Werten berechnete Bildungsdauer liegt bei 1,44 Ma. Für den aus den Extremwerten errechneten jüngsten Fall ergeben sich 133 ka, für den ältesten 4,3 Ma. Beide Extrema sind einerseits aus statistischen Gründen unwahrscheinlich, andererseits stellen die oben angegebenen Minima und Maxima Werte dar, die mit großer Wahrscheinlichkeit nicht erreicht werden.

Die Berechnung basiert auf den zu den heutigen Klimaverhältnissen herrschenden Abtragsraten. Mit großer Wahrscheinlichkeit ist das wahre Alter größer, da während der Eiszeiten geringere Lösungsraten herrschten als heute, womit eine präquartäre Anlage der Hohlform wahrscheinlich ist.

6.3 Speläologische Charakterisierung

Im Untersuchungsgebiet wurden bisher insgesamt 91 Höhlen in den Höhlenkataster aufgenommen, davon sind 39 vollständig erforscht, 5 Höhlen weisen noch bedeutende unerforschte Fortsetzungen auf. Der Rest ist noch unvermessen bzw. nur ansatzweise erkundet. Etliche weitere Objekte, vor allem Schachthöhlen, konnten aus Zeitmangel nicht näher untersucht werden und sind deshalb nicht in den Kataster eingegangen. Lediglich ihre Lage ist in der karstkundlich-tektonischen Karte ausgeschieden. Im folgenden werden die Höhlen kurz genetisch und hydrologisch charakterisiert. Der bedeutendsten Höhle des Gebietes, dem Furtowischacht, ist ein eigenes Kapitel gewidmet.

6.3.1 Unter vadosen Bedingungen entstandene Höhlen

Fast alle Höhlen im Untersuchungsgebiet sind in der ungesättigten Zone entstanden, was durch canyonartige Profile und Canyonschächte abgelesen werden kann. Die meisten Passagen sind an senkrecht bzw. steil stehenden Störungen und fallweise auch Klüften entwickelt. Dies ist auch der Grund für den schachtartigen Charakter des überwiegenden Teils der Höhlen. Die meisten dieser tagnahen Canyons führen heute keine größeren Wassermengen mehr und sind somit funktionslos. Meist treten erst einige 10er Meter unter der Oberfläche aus kleinen Canyons Gerinne in die „alten“ großräumigen Schächte ein und benutzen diese als Abflussweg. Diese Umstellung dürfte mit der Umgestaltung der Oberfläche durch eiszeitliche Erosion zusammenhängen. Als eher horizontal entwickelte Höhle ist lediglich das Kirchl (Katasternummer: 1744/18) mit 100 m Ganglänge zu erwähnen (Abbildung 6-11). Hier waren auch flach einfallende Störungen speläogenetisch wirksam. Die erstaunlich geringe Anzahl an vadosen Horizontalhöhlen kann auf das Fehlen von gut geschichteten Gesteinen zurückgeführt werden. Bedeutende Schachthöhlen neben dem Furtowischacht sind der Kleb-Schacht-376 (1744/376) mit 66 m Tiefe und der Eisbärencañon (1744/309), eine für das Polsterkar typische, heute „funktionslose“ Canyonhöhle. Erst ansatzweise erforscht sind der Willi-Doppelmeier-Schacht (1744/326), die Öhler-Eisschächte (1744/400) und die schon erwähnte Pol-Monster-Doline (1744/390).

Zwei Höhlen im Untersuchungsgebiet sind als aktive Ponorhöhlen zu bezeichnen: Der Filzmoosponor (1744/336) nimmt einen Großteil der im Polje des Filzmoos gesammelten Gerinne auf (Abbildung 6-10). Die Schüttung dürfte das ganze Jahr mehr als 1 l/s betragen, wobei die Wässer eine markante Sulfatsignatur aufweisen (Tabelle 6-1). In diesem schachtartigen Ponor erreicht man in 15 m Tiefe einen Siphon, der auf lokale Wasserstauer zurückzuführen ist. Beim Spitzkogelponor (1744/364) treten die auf einem Dolomitkataklasit oberflächlich abfließenden Wässer an einer Störung in den Untergrund ein.

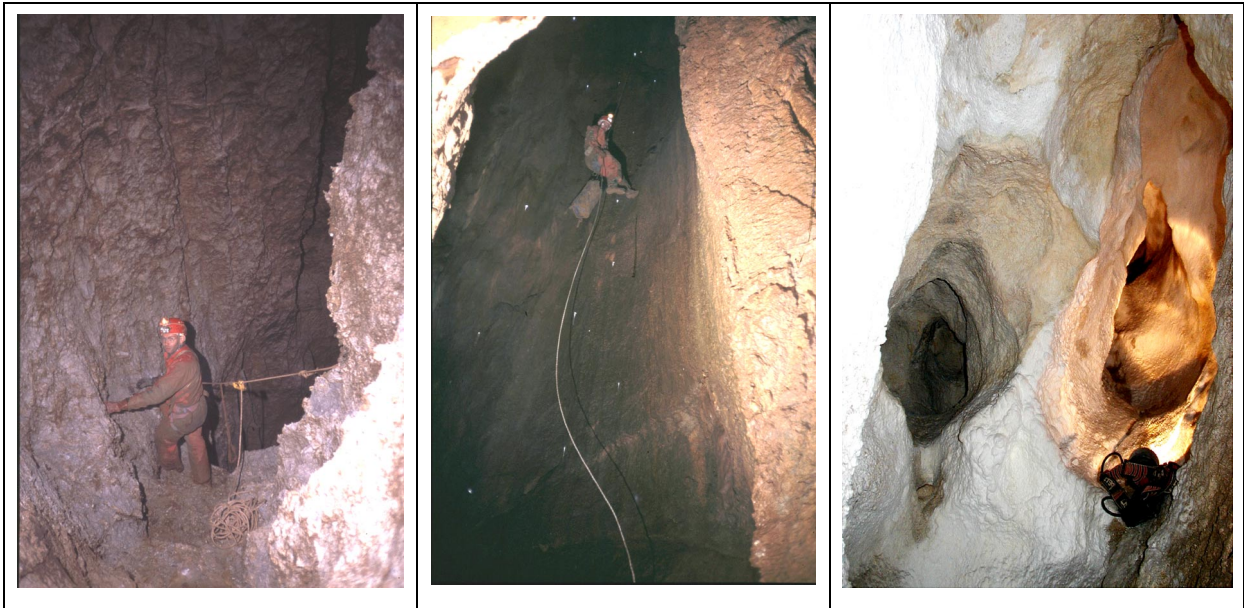


Abbildung 6-7: Eine der wenigen geräumigen Canyonpassagen im Furtowischacht (1744/310) 560 m unter dem Eingang. Foto: E. Herrmann.

Abbildung 6-8: Geräumige Schachtstufe im Furtowischacht (1744/310), 270 m unter dem Eingang. Foto: E. Herrmann.

Abbildung 6-9: Phreatisch entstandene Kolkrohren in der Öhler-Eishöhle (1744/395) (Größenvergleich: Stirnlampe).



Abbildung 6-10: Filzmoosponor (1744/336): Am Rand des Poljes tritt Oberflächenwasser durch eine schachtartige Höhle in den Karst ein.



Abbildung 6-11: Kirchl (1744/18): Gang, dessen Genese an eine flach einfallende Störung gebunden ist.

6.3.2 Unter phreatischen Bedingungen entstandene Höhlen

Höhlenteile, die in der vollständig wassergesättigten Zone entstanden sind, fehlen im Untersuchungsgebiet fast gänzlich. Lediglich der hintere Abschnitt der Öhler-Eishöhle (1744/395) ist mit Sicherheit unter phreatischen Bedingungen entstanden (Abbildung 6-9). Weitere kleine Passagen finden sich im Furtowischacht. Diese phreatischen Höhlenteile haben keinen Einfluss auf die heutigen Karstwasserwege.

6.3.3 Höhlenruinen

Einige Höhlen im Untersuchungsgebiet sind durch das Fortschreiten der Erosion bereits größtenteils zerstört und weisen nur mehr eine teilweise Überdeckung auf. Erwähnenswert sind die Höhlenruine (1744/325) im Polsterkar, die möglicherweise phreatischen Ursprungs ist, und die benachbarten Pol-Höhlen (1744/155 und 1744/392).

6.4 Untersuchungen im Furtowischacht (Kat. Nr.: 1744/310)

Der Furtowischacht stellt mit bisher 660 m vermessenem Höhenunterschied die tiefste Höhle des Hochschwabmassivs dar. Sein Eingang befindet sich in 1785 m Seehöhe an der Ostseite des Polsterkars. Bei einer Gesamtganglänge von 1283 m erstreckt er sich 310 m Richtung E. Der tiefste erreichte Punkt liegt somit fast 900 m unter dem Gipfelbereich des Vorderen Polsters. Die Höhle ist im Wettersteinkalk (Riff und proximale Hangfazies) an steilstehenden Störungen entwickelt, wobei sich eine Folge von oft sehr engen Canyons und großräumigen Schächten ausgebildet hat.

6.4.1 Überblicksmäßige Beschreibung

Abbildung 6-12 gibt einen Aufriss des Furtowischachtes wieder. Die benachbarten etwa 2 x 2 m messenden Einstiege vereinigen sich in 20 m Tiefe, worauf eine geräumige aber versturzte Passage folgt. Nach dem knapp 20 m tiefen Crinoidenschacht ist der enge aber an die 30 m hohe Canyon von etlichen Stufen untergliedert. Der nur kleine Absätze aufweisende, bis zu 4 x 8 m durchmessende Krawuzikapuzschacht ist insgesamt 100 m tief und wird mit dem 70 m tiefen Dinoschacht durch einen schmalen Canyon verbunden. Am Grund in 1500 m Seehöhe setzt der von Engstellen und kleinen Abbrüchen geprägte Knoblauchcanyon an. Nach einer geräumigen 30-m-Stufe folgt eine schräge Strecke, die mit dem geräumigen, 60 m tiefen Zenzens Traumschacht in eine Folge von weiteren Schächten übergeht. Diese verlaufen teilweise parallel und sind nur durch Fenster bzw. kurze Canyonpassagen verbunden. Auf 1330 m setzt ein 70 m tiefer Schacht (Sprungturm) an, welcher nach einer kurzen Canyonpassage in den jedenfalls über 90 m tiefen, nicht bis zu seinem Grund erforschten Anxanamunschacht übergeht. Während hier das Wasser weiter in die Tiefe stürzt, wird in 1185 m in eine inaktive Seitenstrecke mit eher kleinräumigen Schachtstufen gequert. Der derzeitige, im November 2001 erreichte Forschungsendpunkt ist ein weiterer Schachtansatz in 1126 m Seehöhe. Hier lässt die zum Eingang gerichtete Wetterführung eine Fortsetzung vermuten. Ob sich die Seitenstrecke wieder mit dem aktiven Teil vereinigt oder als eigenständige Fortsetzung weiterführt, kann nicht gesagt werden. Eine genaue Beschreibung der Höhle findet sich in DALINGER et al. (1997), HERRMANN & PLAN (1998), HERRMANN & JAGER (2001) sowie HERRMANN & PLAN (2001).

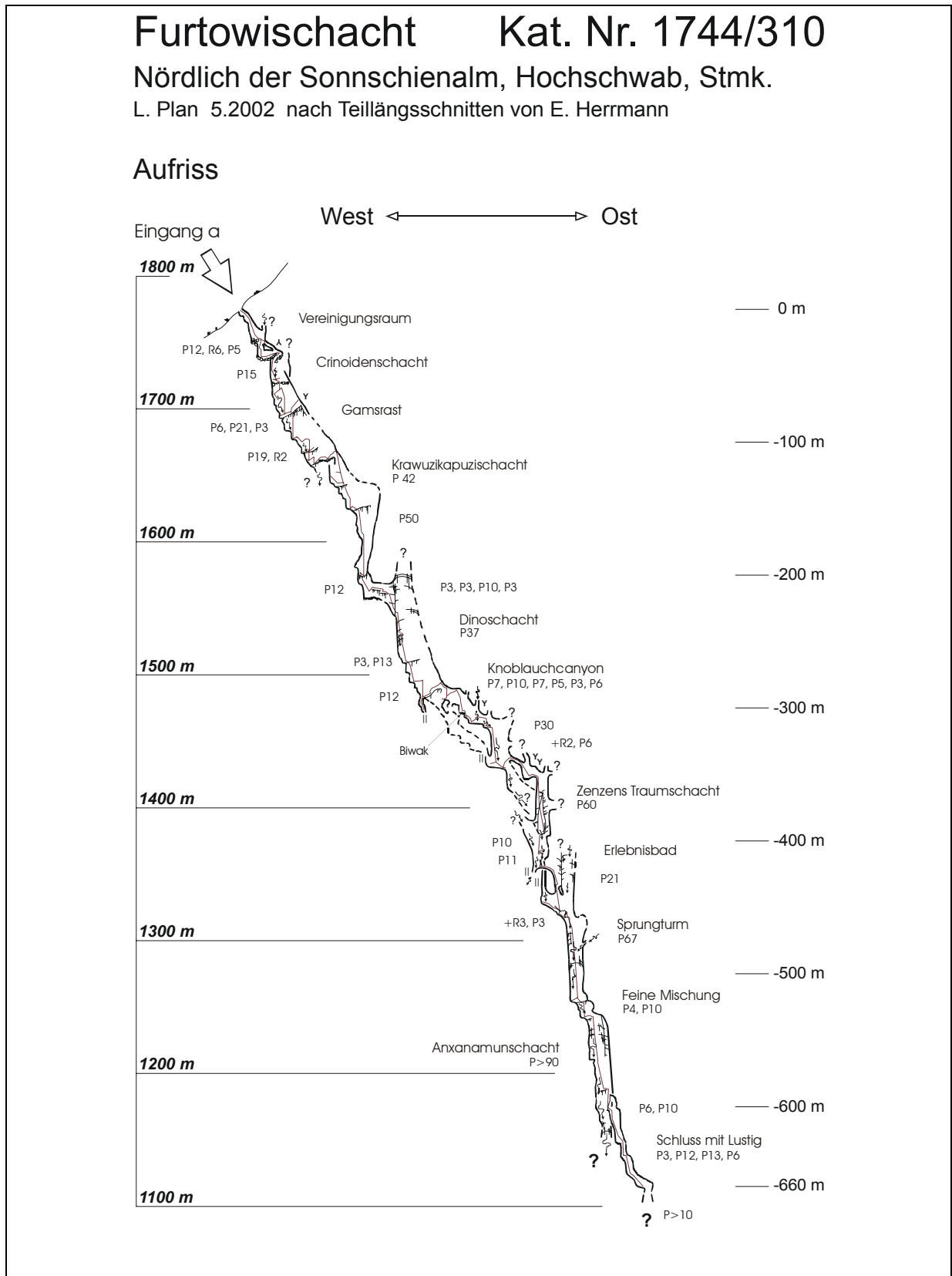


Abbildung 6-12: Aufriss des Furtowischachtes (1744/310). Gezeichnet nach Teillängsschnitten (1:500) von E. HERRMANN. Die Tiefe der Schachtabstiege in Metern sind mit P (Seil erforderlich) und R (kletterbar) angegeben.

6.4.2 Tektonik

Die Anlage der Höhle erfolgte an ESE-gerichteten steilstehenden Abschiebungen (Einfallen der Störungen streut um 125/55), die der Deformationsphase D4 zugerechnet werden können. Die Flächen weisen noch ein zweites jüngerer Linear auf, das eine dextrale Schrägabschiebung Richtung SSE anzeigt. Der Höhlenverlauf deutet darauf hin, dass einige Höhlenabschnitte an untergeordnete NE-streichende Störungen gebunden sind. Geeignete Aufschlüsse für strukturgeologische Messungen konnten für diese nicht gefunden werden. Die Schichtung der Wetterstein-Riffschuttkalke, die von gradierten Lagen nachgezeichnet wird, fällt mit 35° nach WSW ein (SS 255/35), hat aber auf die Speläogenese keinerlei Einfluss.

6.4.3 Besonderheiten der Canyonmorphologie

Eine interessante morphologische Erscheinung des oberen Teils des Furtowischachtes ist die Ausbildung von sogenannten *pitch-ramp-systems*. Am Grund von Schächten setzen Canyonpassagen an, die an der Sohle unbefahrbar eng sind, während der geräumige Teil des Profils rampenähnlich schräg aufwärts zieht. Grundsätzlich weist das Wasser beim freien Fall im Schacht durch den erhöhten Gasaustausch in der Gischt größeres Korrosionspotential auf als in den flacheren Canyonpassagen. Das führt zu größeren Raumdimensionen vor allem im unteren Bereich von Schächten im Vergleich zu Canyons. *Pitch-Ramp-Systems* können dadurch entstehen, dass die Eintiefung des Schachtgrundes nicht senkrecht nach unten erfolgt, sondern auch eine horizontale Komponente gegen das Gefälle des Canyons aufweist. Dieses Phänomen wurde von SENIOR (1987) in den Schachthöhlen des Picos de Europa im Norden Spaniens beschrieben (Abbildung 6-14). Auch diese Höhlen sind wie der Furtowischacht an steilstehenden Störungen angelegt (Abbildung 6-13). Als zusätzlicher Faktor für die Ausbildung dieser speziellen Morphologie werden besonders aggressive Wässer genannt. Beides trifft auf den Furtowischacht zu, womit *pitch-ramp-systems* für diese Bedingungen charakteristische morphologische Formen darstellen dürften.

6.4.4 Genese

Aufgrund der Raumprofile kann geschlossen werden, dass fast alle bisher bekannten Höhlenteile in der vadosen Zone entstanden sind, wobei die Gravitationsgerinne teilweise sehr hohe Canyons ausgebildet haben. An einigen Stellen ist zu erkennen, dass die Initialfugen unter phreatischen Bedingungen erweitert wurden. Lediglich zwischen 1430 und 1480 m Seehöhe (rund -330 m) sind auf kurze Strecken phreatisch entstandene Röhrenprofile anzutreffen. Ob es sich dabei um ehemalige lokale Siphonspiegel handelt oder um unter dem Karstwasserspiegel entstandene Teile kann aufgrund ihrer geringen bekannten Ausdehnung nicht gesagt werden. Möglicherweise gelingt es, diese Teile hinter noch unerforschten Schachtfenstern weiter zu verfolgen.

Wie in vielen anderen alpinen Höhlen (vergleiche HERRMANN, 1995) ist auch hier ein regelrechtes Netz aus Canyons ausgebildet, wobei nicht nur ein Zusammenfließen der Gerinne zu beobachten ist, sondern auch je nach Wasserführung Bifurkationen auftreten können.

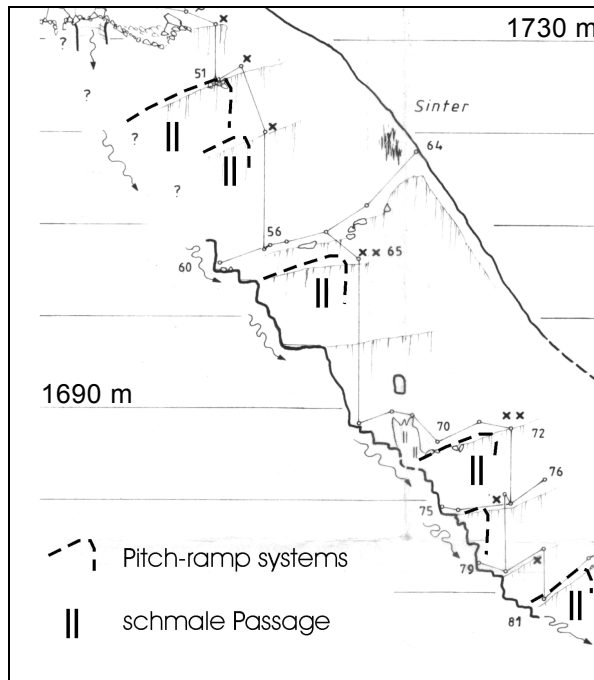


Abbildung 6-13: Planausschnitt aus dem Längsschnitt (1:500) des Furtowischachtes, Blick Richtung Norden. Gezeichnet: E. HERRMANN, verändert.

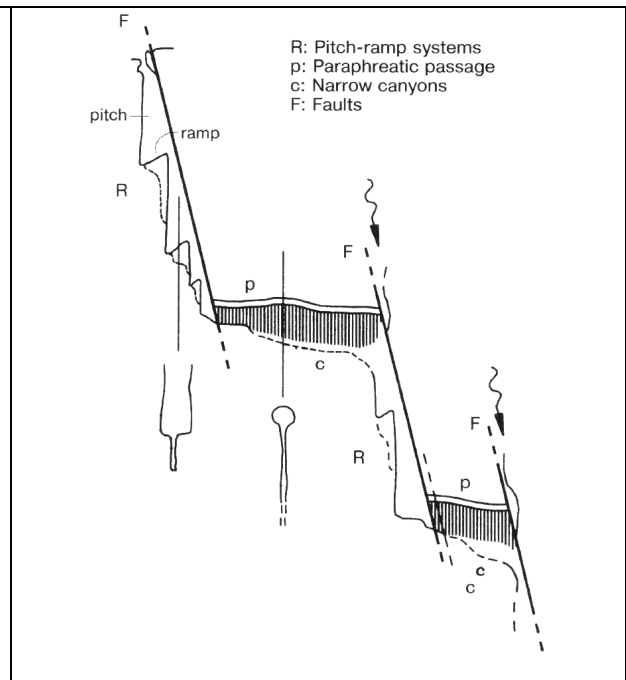


Abbildung 6-14: Morphologie der vadosen Passagen in den Höhlen der Picos de Europa (verändert nach SENIOR, 1987).

6.4.5 Sedimente

Die Höhle ist in ihrem oberen Teil, abgesehen von autochthonem Frostschutt im Eingangsbereich, relativ arm an Sedimenten. Nur in wenigen inaktiven Seitenteilen finden sich an der Sohle bescheidene Sedimentablagerungen. Bemerkenswert ist eine 10 cm dicke Sedimentschicht im Knoblauchcanyon auf 1475 m, wo in den bräunlichen Lehmen auch vereinzelt Augensteine in Form von zentimeter-großen Quarzgeröllen gefunden wurden. Erst auf 1255 m befindet sich auf einer spritzwassergeschützten Erhebung eine mächtigere Lehmschicht, in der durch Tropfwasser Lehmpyramiden modelliert wurden. Ab 1185 m Seehöhe weist eine inaktive Parallelstrecke bis 1 m dicke Lehmlagerungen an der Sohle, sowie einen mehrere Zentimeter dicken Lehmüberzug an den Wänden auf. Diese Lehme stammen mit großer Wahrscheinlichkeit nicht von rezenten Überflutungen und sind somit kein Hinweis auf einen naheliegenden Karstwasserspiegel.

Speleotheme finden sich nur an wenigen Punkten: Die bedeutendsten Tropfsteine konnten sich in den phreatischen Teilen auf ca. 1450 m Seehöhe und im anschließenden Zenzens Traumschacht bilden. Es gibt sowohl aktive als auch inaktive Sinter. Ferner befinden sich nahe dem Eingang inaktive Sinter, die von rezenten korrosiven Wässern angelöst werden. Einige trockene Canyonpassagen sind mit Perlsinter ausgekleidet, wie z.B. die Canyons auf 1490 m.

6.4.6 Hydrologie

Die hydrographischen Gegebenheiten im Furtowischacht sind recht kompliziert (Abbildung 6-15), da der befahrbare Höhlenteil auf mehreren Teilstrecken von verschiedenen Gerinnen durchflossen wird. Trotzdem ist eine Bündelung der Wässer mit zunehmender Tiefe zu erkennen. Aus verschiedenen Tiefen und zu unterschiedlichen Zeiten wurden Wasserproben entnommen, die von Dr. Rudolf Pavuza an der Karst- und höhlenkundlichen Abteilung des NHM-Wien dankenswerterweise analysiert wurden. Die Werte sind in Tabelle 6-1 wiedergegeben.

Nr.	Datum	Sh	l/s	Wetter	Ca	Mg	HCO ₃	SO ₄
1	29.08.96	Tropfstelle 1670 m	< 0.01	Regen	41	1	108	17
2	29.08.96	Höhlenbach 1700 m	1.00	Regen	36	< 1	108	< 5
3	18.07.98	Tropfwassergerinne 1570 m	0.05	regnerisch	28	6	122	< 5
4	20.07.98	Höhlenbach 1440 m	2.00	regnerisch	20	< 1	38	< 5
5	28.10.01	Höhlenbach 1690 m	0.05	wechselhaft, trocken	31	1	96	<10
6	02.01.01	Höhlenbach 1200 m	0.50	Frost	29	4	104	<10
7	03.01.01	Höhlenbach 1755 m	0.05	Frost	30	1	98	<10
	23.07.98	Filzmoosponor	5.00	wechselhaft	116	4	23	276

Tabelle 6-1: Ergebnisse der Wasseranalysen vom Furtowischacht (1744/310) und vom Filzmoosponor (1744/336). Konzentrationen in mg/l.

Die Wässer im Furtowischacht stellen hauptsächlich fast reine Kalkwässer dar. Nur zwei Proben (Nr. 3 und 6) weisen auf einen etwas größeren Dolomitgehalt der Wettersteinkalke im Einzugsgebiet hin. Auffallend ist die geringe Mineralisation der Probe 4, die bei etwas erhöhter Schüttung genommen wurde. Sie ist ein weiterer Hinweis auf hohe Fließgeschwindigkeiten bei größerem Wasserangebot. Plottet man die Proben in die von PAVUZA (1994) erstellte seehöhenabhängige Funktion der Mineralisation in den österreichischen Kalkalpen, so deuten die Werte auf ein Einzugsgebiet um 2000 m Seehöhe hin. Diese Höhen würden auf den Gipfelbereich des Polsters deuten, was sehr plausibel erscheint.

Weiters sagen die Analyseergebnisse aus, dass die Wässer im Furtowischacht nicht aus den südlich gelegenen Poljen (Filzmoos, Sackwiesensee) kommen, da die dortigen Wässer aufgrund der Werfener Schichten eine deutliche Sulfat-Signatur tragen.

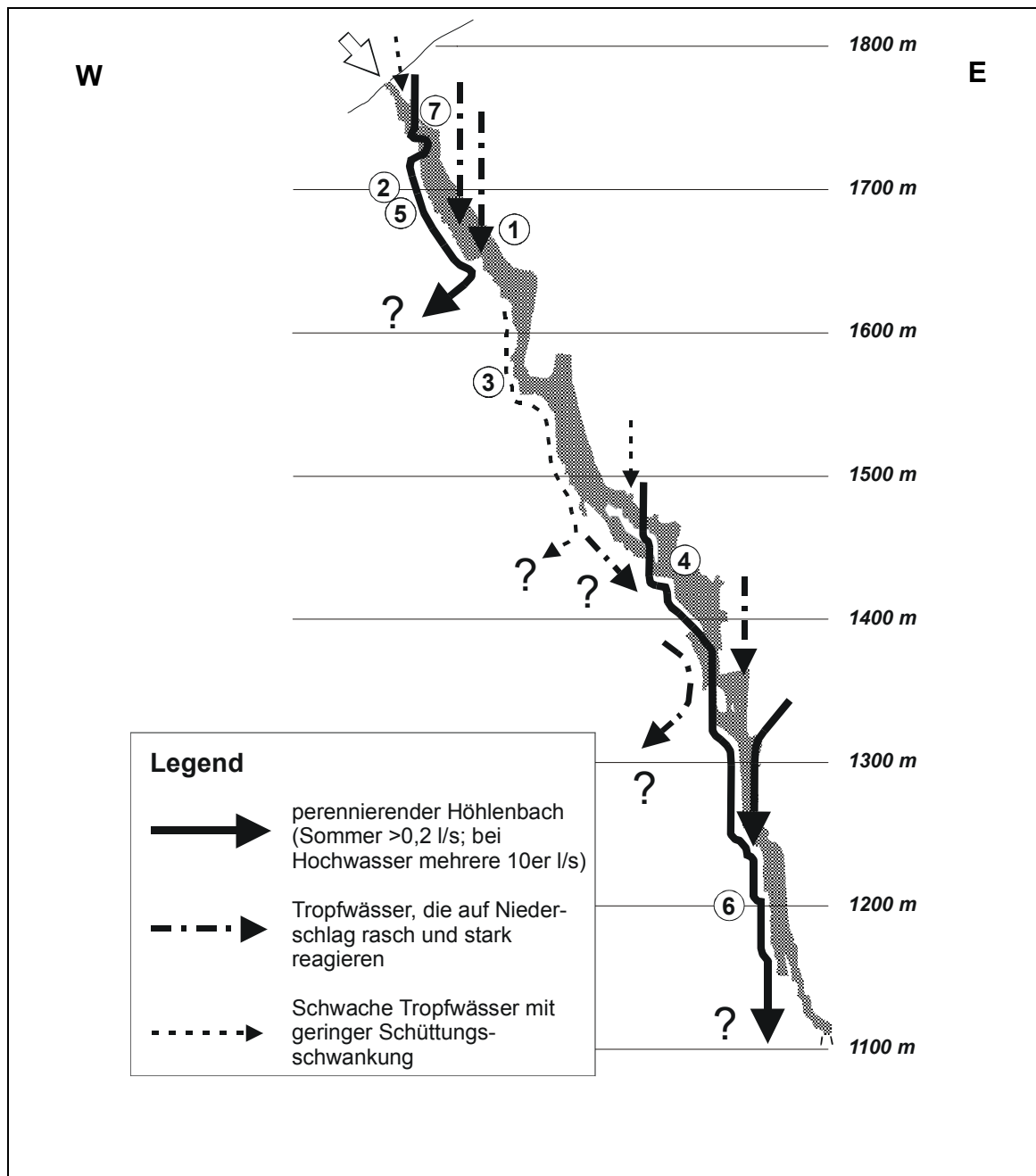


Abbildung 6-15: Hydrologische Verhältnisse im Furtowischacht (ergänzt und verändert nach HERRMANN & PLAN, 1998). Die Nummern in den Kreisen bezeichnen die Probennummer aus Tabelle 6-1.

Im Furtowischacht kann das Schüttungsverhalten der vadosen Zone gut beobachtet werden. Weder die fast vegetationslose Oberfläche noch die großlumigen Karstschläuche bieten ein Retentionspotential, sodass bei Niederschlagsereignissen oder bei der Schneeschmelze große Wassermengen in kurzer Zeit in die Höhle eindringen können, mehr oder weniger ungehindert nach unten stürzen und in wenigen Minuten die Karstwasseroberfläche erreichen. Bei Gewittern steigt die Schüttung schlagartig vom Bruchteil eines Liters Pro Sekunde auf mehrere 10er l/s an.

6.5 Interpretation

Lithologie und Tektonik sind die einflussreichsten Faktoren, die die Intensität der Verkarstung im Kartierungsgebiet beeinflussen. Areale mit Wettersteinkalk zeigen durchwegs sehr ausgeprägte Verkarstung mit all ihren Formen. Die Intensität der Verkarstung und die Anzahl an Oberflächenformen im Wettersteindolomit ist dagegen wesentlich geringer. Befahrbare Höhlen fehlen im untersuchten Gebiet in den Dolomitarealen bis auf ein Objekt (Spitzkogelponor 1744/364) im Dolomitekataklastit gänzlich. Eine große Dichte an Karstformen findet man allerdings an den lithologischen Grenzen zwischen Kalk und Dolomit, wo Wasser, die im Dolomit zum Teil oberirdisch abfließen in den Karstwasserkörper eintreten (Abbildung 6-17). Kieselige Kalke (Grafensteigkalk, Bunte Pelagische Kalke etc.) sind etwas schlechter verkarstungsfähig als der Wettersteinkalk, weisen aber Höhlen und Oberflächenformen auf. Die Fazies des Wettersteinkalkes spielt kaum eine Rolle, da auch die lagunären Formen keine deutlichen Schichtfugen aufweisen, die als wasserwegsame Initialfugen fungieren könnten. Auf den Einfluss der Werfener Schichten wurde bereits hingewiesen. Dass das Auftreten dieses Horizontes im Bereich Sackwiesensee-Filzmoos nur lokal ist und sich nicht weiter nach Norden unter dem Polster fortsetzt, kann im Furtowischacht eindeutig nachgewiesen werden: Es konnten weder Anzeichen dieses Niveaus noch Wasser, die mit Werfener Schichten in Kontakt waren, gefunden werden.

Die meisten der beobachteten Karststrukturen sind an steilstehende Störungen gebunden, wobei vor allem (N)NE-streichende Strukturen, die der D3 zugeordnet werden können und E-gerichtete Abschiebungen (D4) von großer Bedeutung sind. E-W-streichende Störungen treten vor allem am Polster stark in den Vordergrund.

Der Furtowischacht zeigt sehr eindrucksvoll die Tiefe der Verkarstung des Hochschwabplateaus und die Mindesttiefe, bis zu der Wasser in der ungesättigten Zone fließen (Abbildung 6-16, und Abbildung 6-20). Das Fließverhalten in großlumigen Karströhren wie dem Furtowischacht zeichnet sich durch extrem hohe Geschwindigkeiten, vergleichbar denen von Gebirgsbächen aus.

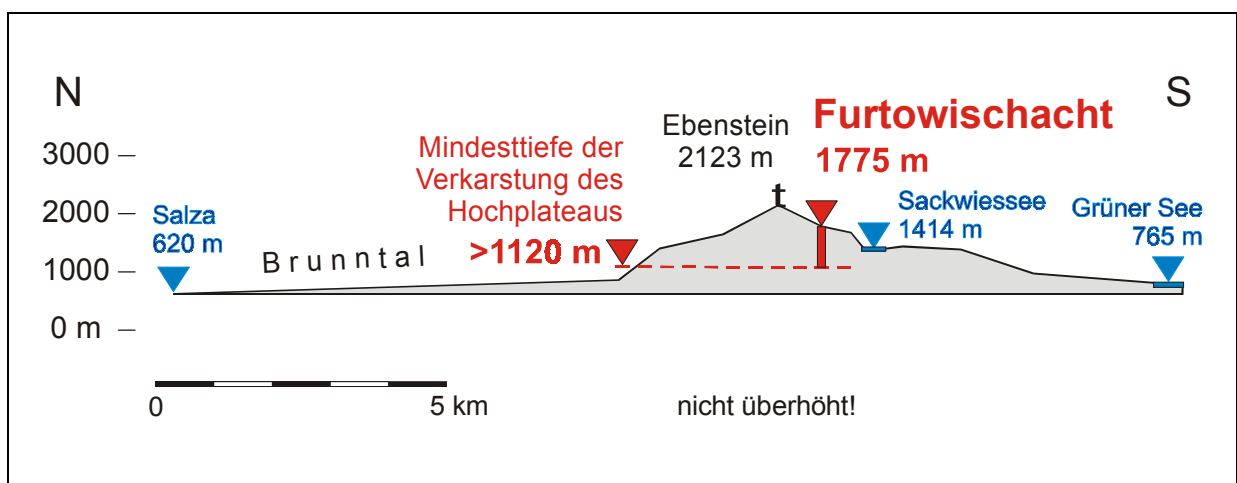


Abbildung 6-16: Schematischer Schnitt durch den Hochschwab im Bereich Ebenstein-Polster.

Geologie und Karsterscheinungen nördlich der Sonnschienalm

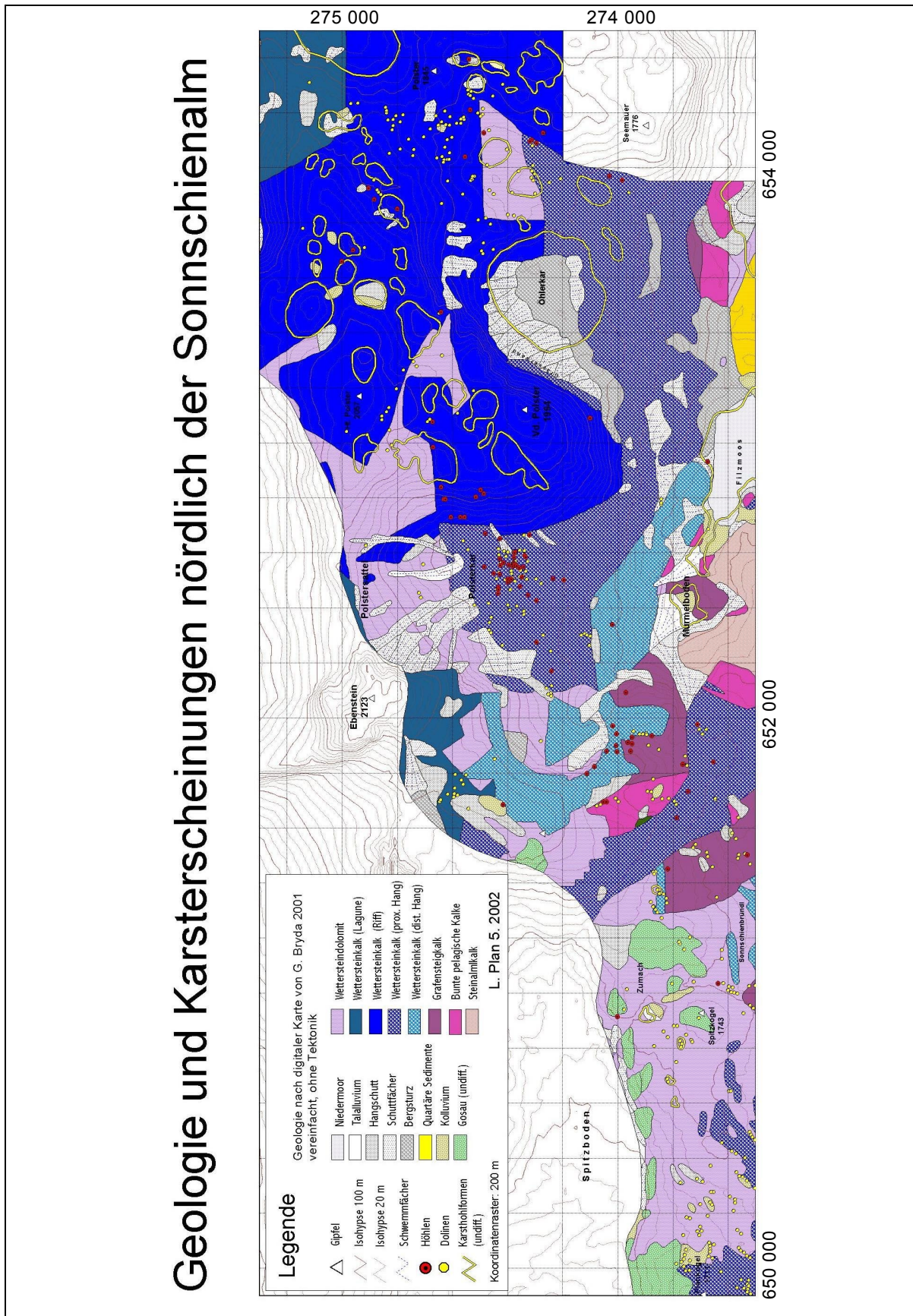


Abbildung 6-17: Geologie und Karsterscheinungen im Gebiet nördlich der Sonnschienalm, Hochschwab.

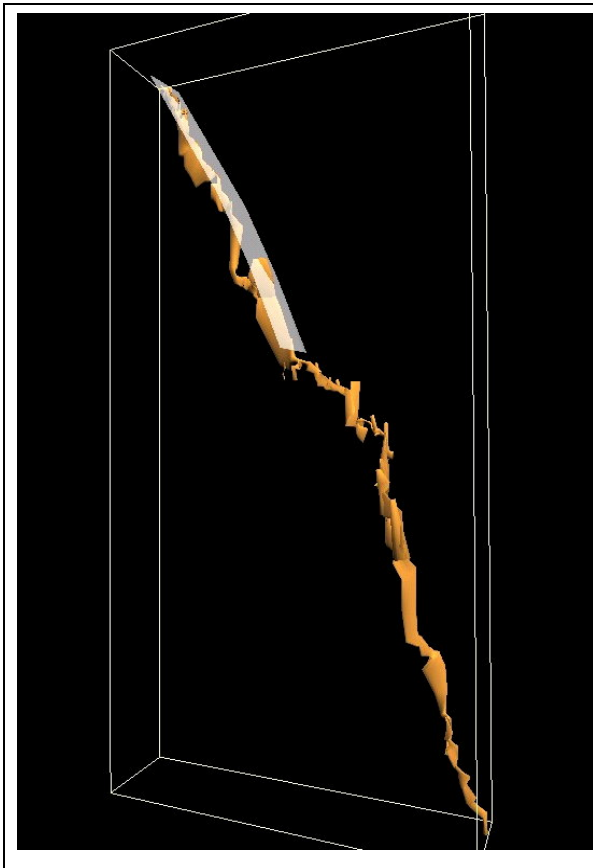


Abbildung 6-18: Screenshot des VRML-Modells vom Furtowischacht. Transparente Fläche stellt die genetisch bedeutsamen Abschiebungen schematisch dar. Blick Richtung NNW.

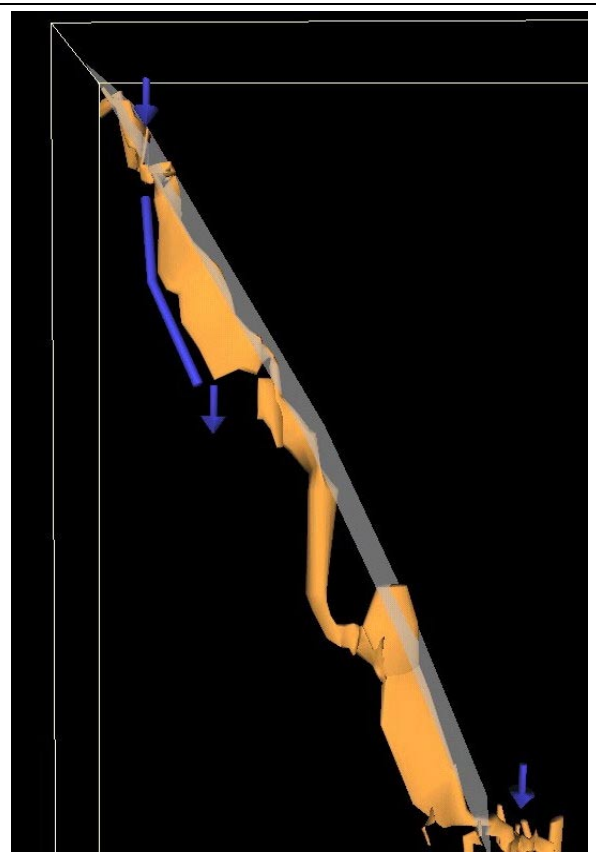


Abbildung 6-19: Ausschnitt des VRML-Modells vom Furtowischacht (Eingang bis ca. -300 m). Blaue Pfeile und Balken deuten die hydrologischen Verhältnisse an. Blick Richtung N.

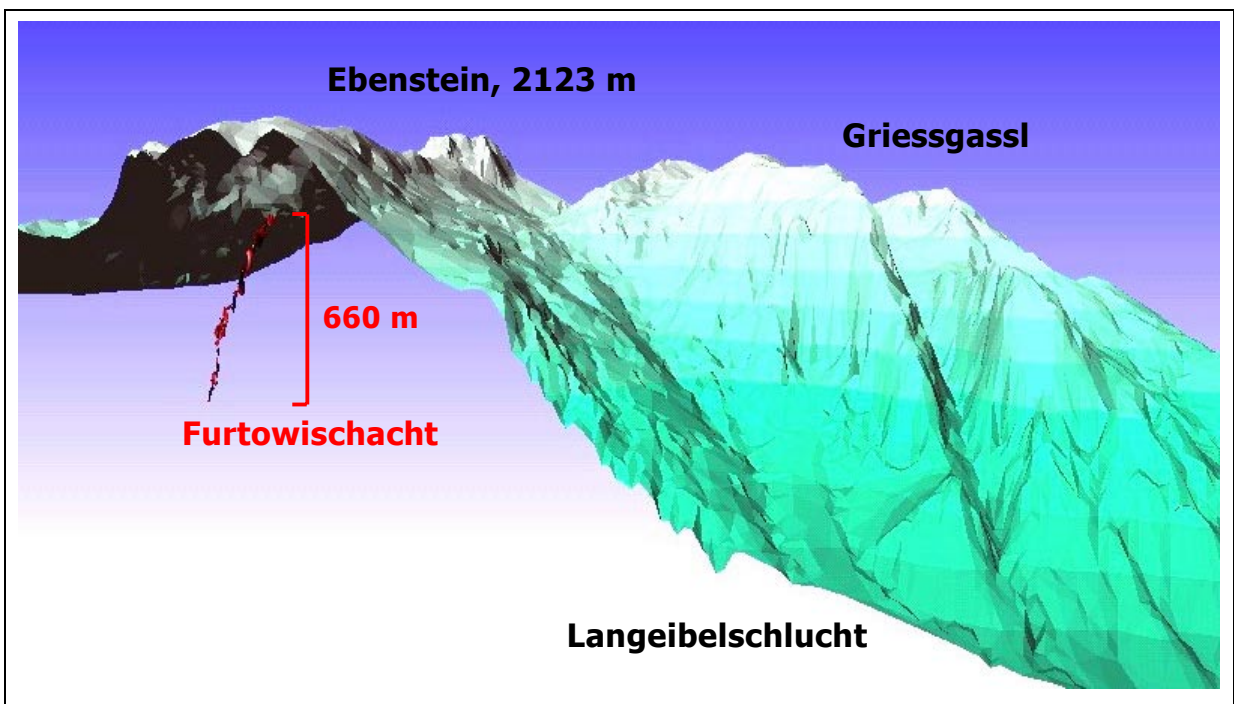


Abbildung 6-20: VRML-Modell des Furtowischachtes mit Geländeoberfläche. Blick Richtung WSW.

Der Einfluss der glazialen Überprägung und Abtragung auf die Karstlandschaft und somit auf die Entwässerung dürfte nur in oberflächennahen Bereichen zu gravierenden Veränderungen für die Karstwasserwege geführt haben. Die in den glazial überformten Gebieten im Vergleich zu den Altlandschaften jüngeren und schwächer ausgeprägten Oberflächenformen bewirken aufgrund der weniger markanten Reliefunterschiede eine größere Streuung der Infiltrationspunkte. Im Untergrund treffen diese Wässer aber nach kurzer Fließstrecke in den kleindimensionierten Karstschläuchen auf „alte“ großlumige Abflusswege.

6.5.1 Überlegungen zum Fehlen ausgeprägter Höhlenniveaus im Hochschwabmassiv und Vergleiche mit anderen Karstplateaus

Weiterhin unbeantwortet bleibt die Frage, wieso aus dem zentralen und östlichen Hochschwabmassiv kaum phreatische Höhlenniveaus bzw. keine größeren horizontalen Höhlensysteme bekannt sind. Die ausgedehnten Riesenhöhlen im westlichen Hochschwabmassiv wie das Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem (1742/1) und die Langstein-Eishöhle (1744/1) sind nahe der Basis der Mittel-Trias-Karbonate entwickelt und stellen dadurch eher Schichtgrenzhöhlen nahe der heutigen Karstwasseroberfläche dar. In diesem Gebiet ist die phreatische Zone aufgrund von wasserstauenden Gesteinskörpern, was durch einen Aufschluss von Werfener Schichten in der Langsteinhöhle belegt ist (WEISSENSTEINER, 1980), nicht bis auf das Talniveau abgesenkt.

Obwohl der Grad der Erforschung in vielen Bereichen, vor allem auf den Aflenzer Staritzen und den Abschnitten nördlich des Gipfels noch immer relativ gering ist, ist das Fehlen von Horizontalhöhlen im Vergleich zu anderen Karstplateaus der Nördlichen Kalkalpen auffallend. Zukünftige Forschungen werden zeigen, ob dieses „scheinbare Fehlen“ durch die Entdeckung einer großen Horizontalhöhle widerlegt werden kann, oder ob doch naturräumliche Faktoren dafür ausschlaggebend sind. Mehrere intensiv bearbeitete Gebiete und auch zahlreiche Oberflächenbegehungen sprechen für die zweite Vermutung.

Was den geologischen Aufbau betrifft, fallen beim Hochschwab mehrere Unterschiede zu anderen großen Karstplateaus wie Dachstein, Hagengebirge, Tennengebirge oder Totes Gebirge, aus denen zahlreiche große Höhlensysteme bekannt sind, auf (PFARR & STUMMER, 1988). Im Gegensatz zu diesen, großteils aus Dachsteinkalk aufgebauten Massiven, wird der Hochschwab von Wettersteinkalken dominiert. Dieser Unterschied hat auf jedem Fall großen Einfluss auf die Speläogenese, da im lagunären Wettersteinkalk kaum wasserwegsame Schichtflächen, die als Initialfugen dienen, entwickelt sind. Der gebankte Dachsteinkalk weist eine hohe Dichte an wasserwegsamem Schichtfugen auf und die meisten der phreatischen Höhlenteile sind als schichtgebundene Gänge oder Labyrinth ausgebildet. Für diesen Faktor spricht das Vorhandensein von mehreren hundert Meter langen Horizontalhöhlen im nordwestlichen Hochschwabmassiv, der tektonisch dem Säusensteinzug und der Göllederdecke zuzurechnen ist und von Dachsteinkalk dominiert wird. Beispiele sind die Arzberghöhle (1741/4) westlich von Wildalpen und das über 500 m lange Bergmandlloch (1741/3). Auch die beiden Riesenhöhlensysteme der nördlich der Salza gelegenen Kräuterin, das Warwas-Glatzen-Höhlensystem (1812/39; Länge: 10,7 km;

Höhenunterschied: 765 m) und die Bärwies-Eishöhle (1812/11; L: 6,5 km; H: -361 m) liegen im Dachsteinkalk (HARTMANN & HARTMANN, 2000; ZHANG, 1995).

An weiteren geologischen Unterschieden fallen beim Hochschwab und vor allem in den zentralen Bereichen und an der Nordseite die starke tektonische Beanspruchung und Zerlegung auf. Vor allem das sinistrale Blattverschiebungssystem der SEMP-Linie führte zur Ausbildung einer sehr hohen Dichte an (EN)E-streichenden parallelen Störungen (DECKER et al., 2001). Damit stehen für die in den Karstkörper eindringenden Wässer viele durchgehende wasserwegsamen Verbindungen in die Tiefe zur Verfügung. Möglicherweise kommt es dadurch weniger zur Bündelung der Wässer in geringer Tiefe, wodurch größere Gerinne, die für den Menschen befahrbare Gänge schaffen können, seltener auftreten. Ähnliche, allerdings durch sedimentäre subvertikale Trennflächen bedingte Verhältnisse wurden am Lugauer im Gesäuse beobachtet. Dieser ist aus gebanktem Dachsteinkalk aufgebaut, der nahezu senkrecht einfällt. Auch hier könnte die extrem hohe Dichte an vertikalen wasserwegsamen Trennflächen für die ungewöhnlich geringe Zahl an befahrbaren Höhlen verantwortlich sein (HERRMANN & PLAN, 1998a).

Obwohl beide genannten geologischen Faktoren für die Speläogenese markante Unterschiede zwischen dem Hochschwab und anderen Karstplateaus darstellen, können sie nicht als Begründung für das Fehlen von Höhlenniveaus herangezogen werden.

Gravierende Unterschiede in den klimatischen Bedingungen können ausgeschlossen werden, da von der benachbarten, nördlich der Salza gelegenen Kräuterin zwei Riesenhöhlensysteme und etliche andere große Höhlen bekannt sind. Die Existenz der Höhlen auf der Kräuterin macht auch Unterschiede in der Entwicklung des Vorfluters, der für die Entstehung von Höhlenniveaus ausschlaggebend ist (u.a. HASEKE-KNAPCZYK, 1989; KUFFNER, 1998), unwahrscheinlich, da dieser für beide betrachteten Gebiete die Salza ist.

Ein weiterer möglicher Faktor berücksichtigt auch Veitsch, Schneeberg, Rax und Schneealm, die ebenfalls arm an großen Höhlensystemen sind. Vor allem auf Schneeberg und Rax ist die höhlenkundliche Bearbeitung intensiver, womit die Begründung durch Forschungsartefakte unwahrscheinlicher wird. Diesen Gebieten und dem Hochschwab ist gemeinsam, dass sie südlich der SEMP-Linie liegen, entlang der im Miozän beträchtlicher sinistraler Versatz stattgefunden hat. Aufgrund von palinspastischen Rekonstruktionen nimmt FRISCH (2002) im Oligozän für das Hochschwabgebiet eine relative Lage südöstlich des Toten Gebirges an. Wenn auch die paläogeographische Lage, die relativ zu den höhlenreichen nördlich gelegenen Karstgebieten stark verändert war, keine Rolle spielen dürfte, so könnten doch generelle Unterschiede in der Hebungsgeschichte für das Fehlen von Höhlenniveaus südlich der SEMP-Linie verantwortlich gemacht werden, da jüngsten Untersuchungen zufolge (FRISCH, 2002) die primäre Anlage der höchsten Höhlenniveaus (Ruinenhöhlenniveaus) bereits im frühen Oligozän erfolgte. Die Bildung des Reisenhöhlenniveaus, das die größten Höhlen der Nördlichen Kalkalpen beinhaltet, wird in das obere Miozän gestellt.

7 Quantifizierung der natürlichen Karbonatlöslichkeit durch Langzeit-Feldversuche

7.1 Allgemein

In vielen karstmorphologischen Untersuchungen gibt es Bestrebungen, die natürlichen Lösungsraten von Karbonaten bzw. die Karstdenudation anzugeben (BÖGLI, 1978; GAMS, 1981; JENNINGS, 1985; PAVUZA, 1998; WHITE, 2000). Neben der von mir gewählten Methode (Lösungsversuch an Karbonatplättchen) gibt es noch weitere unterschiedliche Ansätze:

- **Direkte Messungen an Karbonatoberflächen:** Hierbei wird von einem definierten abtragsresistenten Punkt mit Mikrometerschrauben oder, wegen der berührungslosen Messung besser, mit optischen Schublehren in bestimmten Intervallen die Eintiefung der Felsoberfläche bestimmt. Es kann allerdings nur an unbedeckten Felsoberflächen gemessen werden.
- **Bestimmung an Karsttischen:** Karsttische sind Sockel unter Felsblöcken, die entstehen, wenn die Umgebung durch das Niederschlagswasser abgetragen wird aber unter dem Felsblock kein Niederschlag fällt. Wenn man in glazial überformten Gebieten davon ausgehen kann, dass die Lage der Blöcke seit dem Eisrückzug unverändert bleibt, dann gibt die Höhe des Sockels den Abtrag seit dieser Zeit wieder.
- **Karbonat-Massenbilanz aus dem Quellabfluss:** Dazu ist es notwendig die Fläche des Einzugsgebietes zu ermitteln und die Menge an gelöstem Karbonat, das jährlich durch eine Quelle aus dem System austritt, zu bestimmen.

Generell kann festgehalten werden, dass die Methoden nicht direkt miteinander vergleichbar sind, allerdings aus der Gegenüberstellung der unterschiedlichen Raten weitere Aussagen gezogen werden können.

7.2 Methodik

Insgesamt wurden 70 Karbonatplättchen ein Jahr lang – von 24. 10. 2000 bis 19. 10. 2001 – an verschiedenen Punkten auf der Hochschwab-Nordseite der natürlichen Verkarstung ausgesetzt. Dabei wurden durch die Auswahl der Testpunkte und die Variation der Lithologie der Probenplättchen die verschiedenen Faktoren, die die Lösungsrate beeinflussen, quantifiziert. Die Methodik wurde in Anlehnung an eine Reihe von Versuchen von Dr. R. Pavuza (z.B. PAVUZA, 1998) gewählt.

7.2.1 Herstellung der Kalkplättchen

Es wurden Gesteinsplättchen aus Lithologien, die im Einzugsgebiet der Kläfferquelle anstehend vorkommen, hergestellt: Wettersteinkalk (Lagune und Riff), Wettersteindolomit, Kalke der Sonderentwicklung, Dolomitekataklasit der Sonderentwicklung und ein Kataklasit des

Wettersteindolomits. Als homogene Referenzlithologie diente ein Kalkmarmor. Eine Liste mit den Probenahmepunkten sowie die geochemische Analyse findet sich im Anhang Tabelle B und C. Bei der Herstellung der Probeplättchen wurde folgendermaßen vorgegangen:

- Schneiden der Gesteinsproben in ca. 5 x 5 x 1 cm große Plättchen
- Beschriftung
- Kanten und Ecken abrunden, um ein Ausbrechen zu verhindern
- Schleifen der Fläche, die der Lösung ausgesetzt wird (Lösungsoberfläche). Um den Einfluss der Oberflächenbeschaffenheit zu erfassen, wurden auch polierte und ungeschliffene Proben hergestellt.
- Trocknen im Trockenschrank 24 h bei 50° C
- Lackieren der Seiten- und Unterfläche mit klarem Kunstharzlack (Bootslack) zur Normierung der Lösungsoberfläche
- Entfernen von Lackresten auf der Lösungsoberfläche
- nochmaliges Trocknen (wie oben)
- Abwiegen auf 0,1 mg genau

7.2.2 Auswahl der Testpunkte und deren Markierung

Die 70 Proben wurden auf 13 Plätze aufgeteilt (siehe Anhang Tabelle D). Es wurden sowohl Proben subkutan (unter der Bodenbedeckung) als auch subaerisch (freiliegend) positioniert. Die Tiefe der leicht geneigten, mit der Lösungsoberfläche nach oben vergrabenen Plättchen betrug 8 bis 12 cm. Die Proben wurden entlang eines Profils vom Salzatal (660 m) auf den Ringkamp (2153 m) mit Abständen von ca. 500 Höhenmetern verteilt. Neben der höhenabhängigen Vegetationsänderung wurden in Übergangsbereichen auch unterschiedliche Vegetationen gewählt. Einer der Testpunkte lag in einer seichten Muldendoline.

Da von etlichen Versuchen bekannt ist, dass sie gescheitert sind, weil die vergrabenen Proben nicht wieder aufgefunden werden konnten, wurden die Testpunkte auf dreifache Art bestimmt: mit Fotos, mit Messzügen von Lackpunkten und mit kleinen Holzpflockchen. Es stellte sich heraus, dass diese dreifache Absicherung bei einigen Plätzen notwendig war, da der verwendete rote Nagellack nicht UV beständig ist. Die der Sonne ausgesetzten Lackpunkte konnte man binnen eines Jahres nicht mehr erkennen.

7.2.3 Reinigen und Abwiegen

Die Proben wurden möglichst sanft händisch bzw. mit einem Schwammtuch unter fließendem Wasser gereinigt und mit entionisiertem Wasser abgespült. Vor dem Abwiegen erfolgte eine 24-stündige Trocknung bei 50°C.

7.2.4 Berechnung und Einheiten

Die Lösungsrate wurde berechnet nach der Formel:

$$R = (W_2 - W_1) / A / \rho * 10000 \quad (1)$$

wobei R die Lösungsrate in $\mu\text{m/a}$ ist. $(W_2 - W_1)$ ist die Massendifferenz während eines Jahres in g. A ist die Fläche des Plättchens in cm^2 . Für die Dichte ρ in g/cm^3 wurde für Kalk 2,7 für Dolomit 2,9 und für Dolomitekataklasit 2,8 angenommen.

Die Einheit $\mu\text{m/a}$ ist für derartige Versuche am gebräuchlichsten (WHITE, 2000) und hat den Vorteil, dass die Werte auch als mm/ka bzw. als $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{a}$ lesbar sind.

Geht man davon aus, dass der Niederschlag der Hauptfaktor ist, der die Verkarstung bestimmt, dann wäre eine Korrektur der Abtragsraten mit der Abweichung des Jahresniederschlags vom langjährigen Niederschlagsmittel sinnvoll. So könnten die Abtragsraten besser mit anderen Ergebnissen verglichen bzw. auf größere Zeiträume hochgerechnet werden. Da im Versuchszeitraum eher wenig Niederschlag gefallen ist, wären die korrigierten Werte möglicherweise geringfügig höher. Leider standen von der in Frage kommenden Niederschlagsstation (Weichselboden) noch keine Daten zur Verfügung.

7.3 Ergebnisse

Die stark seehöhenabhängigen Abtragsraten der subkutanen Proben lagen zwischen 13 und 40 $\mu\text{m/a}$, die der freiliegenden bei knapp über 10 $\mu\text{m/a}$. Die höchsten Lösungsraten von fast 50 $\mu\text{m/a}$ wurden in einer Doline gemessen. An einem Testpunkt traten extrem geringe Lösungsraten von nur wenigen $\mu\text{m/a}$ auf. Testpunkte mit allen verwendeten Lithologien, aber unterschiedlichen durchschnittlichen Lösungsraten zeigen die Reproduzierbarkeit der lithologieabhängigen Lösungsraten (Abbildung 7-1). Eine Liste mit allen Messwerten und Ergebnissen befindet sich im Anhang Tabelle E. Einige Werte wurden nicht für die Interpretation herangezogen, da die Proben Beschädigungen zum Teil durch Ausbrechen, Zerkratzen aber auch durch Wurzeln erlitten haben bzw. aus ungeklärten Gründen stark abweichende Lösungsraten ergaben.

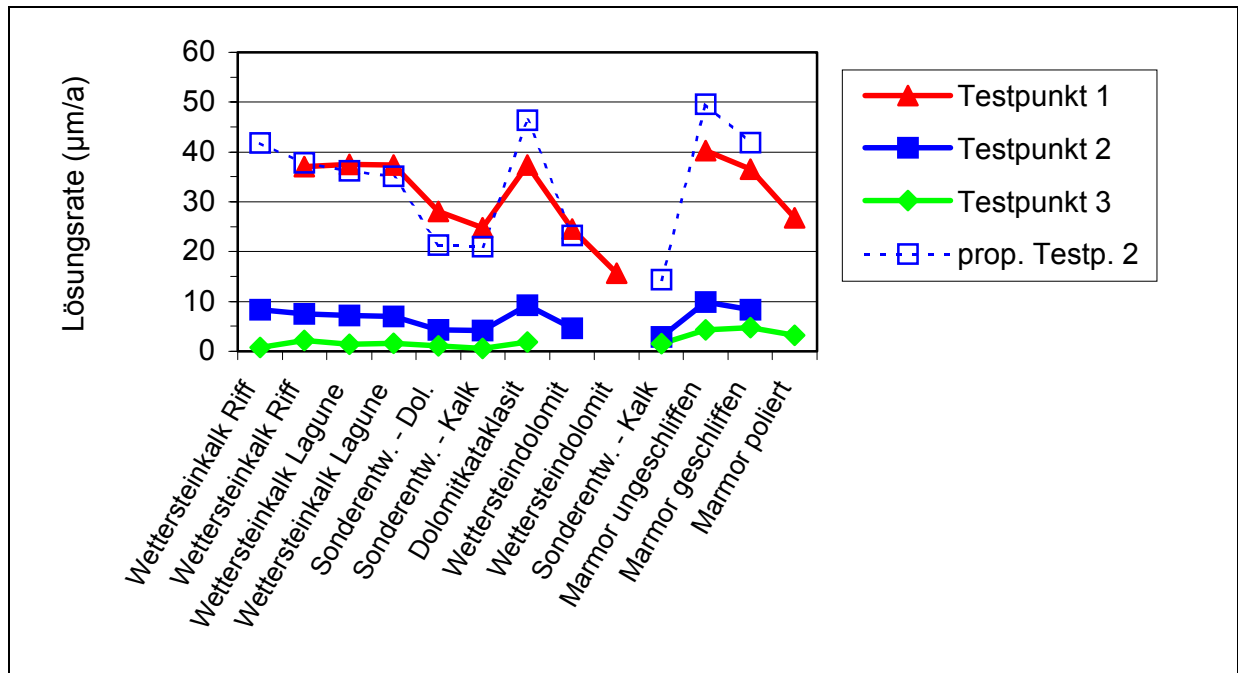


Abbildung 7-1: Die Lösungsraten an 3, ca. 10 m voneinander entfernten Testpunkten nahe der Kläfferquelle. Die Kurve „prop. Testp. 2“ zeigt die Werte von Testpunkt 2 um einen Faktor 5 vergrößert. Die Ähnlichkeit der Werte zu Testpunkt 1 verdeutlicht die Reproduzierbarkeit der lithologieabhängigen Lösungsraten.

7.3.1 Abhängigkeit von der Lithologie

Abbildung 7-2 zeigt die Lösungsraten der verschiedenen Gesteine mit geschliffener Oberfläche, sowie das Ca-Mg-Verhältnis der Proben. Die fast Mg freien Wettersteinkalke und der Marmor mit geschliffener Oberfläche weisen sehr ähnliche Werte um $40 \mu\text{m/a}$ auf. Zwischen den unterschiedlichen Fazies des Wettersteinkalkes gibt es keine Abweichungen. Die Wettersteindolomite mit Mg-Gehalten von rund 30 bzw. 40 % zeigen eine um fast die Hälfte geringere Lösungsrate, wobei auch die unterschiedlichen Ca/Mg-Verhältnisse der beiden Gesteinsproben gut mit der Lösungsrate korrelieren.

Trotz ihres hohen Ca-Gehaltes von 95 % weisen die Kalke der Sonderentwicklung eine deutlich geringere Lösungsrate als die Wettersteinkalke auf. Diese Proben haben als einzige signifikante Gehalte an SiO_2 (bis 0,5 Gew.%). Auch die unterschiedliche Körnigkeit der Karbonate könnte eine Rolle spielen. Ob dies die Gründe für die schlechte Lösungseigenschaft sind oder ob es sich bei der ermittelten Lösungsrate um einen Ausreißer handelt (dieser Wert ist aufgrund von Ausfällen statistisch schlecht abgesichert), kann zur Zeit nicht beantwortet werden. Auf die im Gelände zu beobachtende schlechte Verkarstungseigenschaft dieser Lithologie wurde bereits in Kapitel 5.3 hingewiesen.

Etwas anders verhalten sich hingegen die Dolomitekataklastite. Obwohl sie ein hohes Mg-Verhältnis aufweisen, zeigen sie eine scheinbar hohe Lösungsrate. Dies dürfte aber in der Struktur der Kataklastite begründet sein, wo einzelne Dolomit-Körner von einer kalzitischen Matrix

zusammengehalten werden. Wird diese herausgelöst, so fallen auch die Dolomitmörner heraus. Dies führt dazu, dass die Dolomitekataklasite zwar an der Oberfläche gut abgetragen werden können, aber keine Bildung von Karstschläuchen ermöglichen, da etwaige Initialfugen durch die Dolomitpartikel blockiert werden. Auch im Gelände, beispielsweise SW der Kläfferhütte, lässt sich dies durch das Auftreten von wasserführenden Rinnen in Störungen im Dolomit beobachten (siehe auch DECKER, 2001).

7.3.2 Abhängigkeit von der Oberflächenbeschaffenheit der Probe

Die zu erwartende Abnahme der Lösung bei glatterer Oberfläche hat sich bestätigt und ist ebenfalls in Abbildung 7-2 dargestellt. Diese Daten ermöglichen die Ermittlung von Korrekturfaktoren für den Vergleich mit anderen derartigen Feldversuchen, wo mit polierten Oberflächen gearbeitet wurde (z.B. ZHANG et al.,1995).

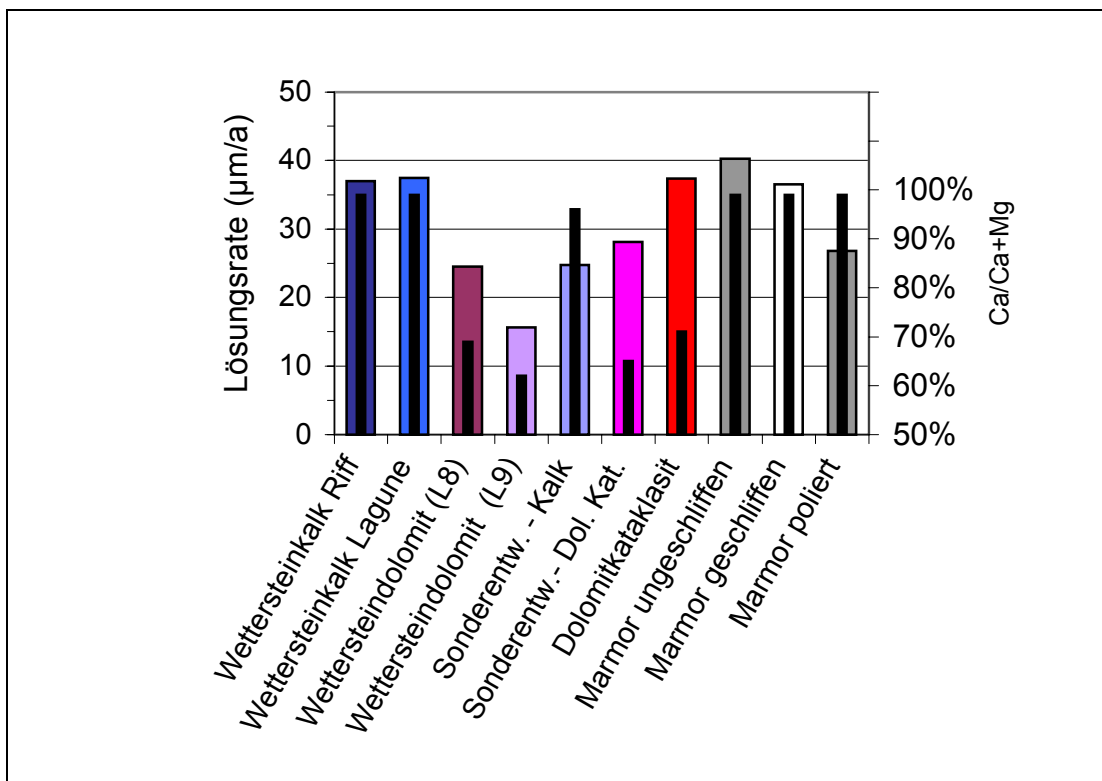


Abbildung 7-2: Die Lösungsraten der verschiedenen Lithologien (dicke Balken) und das Kalzium-Magnesium-Verhältnis der Proben (schwarze Linien).

7.3.3 Abhängigkeit von der Seehöhe

Wie in Abbildung 7-3 zu erkennen ist, zeigen die Abtragsraten der subkutanen Proben, dass die Lösungsrate an der Hochschwab-Nordseite mit zunehmender Höhe abnimmt. Die Abnahme zwischen 660 m und 2100 m beträgt mehr als 50 %. Allerdings liegt eine zu geringe Probenanzahl vor, um die Höhenabhängigkeit mathematisch exakt zu definieren, da der Höheneffekt auch noch von anderen Einflüssen überlagert wird (siehe unten).

Die Beobachtung steht teilweise im Widerspruch zu kompilierten weltweiten Datensätzen aus unterschiedlich ermittelten Lösungsraten, die eine *Zunahme* mit steigender Seehöhe angeben (JENNINGS, 1985; PAVUZA, 1998). Diese wird mit der allgemeinen Zunahme des Niederschlages mit der Höhe begründet. Anscheinend ist aber der niederschlagsabhängige Höheneffekt auf der Hochschwab-Nordseite nicht so stark ausgeprägt und wird durch die mit zunehmender Höhe verringerte biogene Aktivität überlagert, welche zu einem kleineren CO₂-Partialdruck führt. Ähnliche Ergebnisse konnten auch bei Versuchen an der Dachstein-Nordseite festgestellt werden (mündl. Mitteilung R. PAVUZA).

Bei den subaerisch exponierten Proben weisen die Werte für 660 m und 2100 m keine signifikanten Unterschiede auf. Theoretisch müsste auch hier die Lösung mit der Höhe aufgrund des größeren Niederschlages zunehmen. Dieser Effekt wird aber möglicherweise dadurch kompensiert, dass in großer Höhe mehr Niederschlag in Form von Schnee fällt.

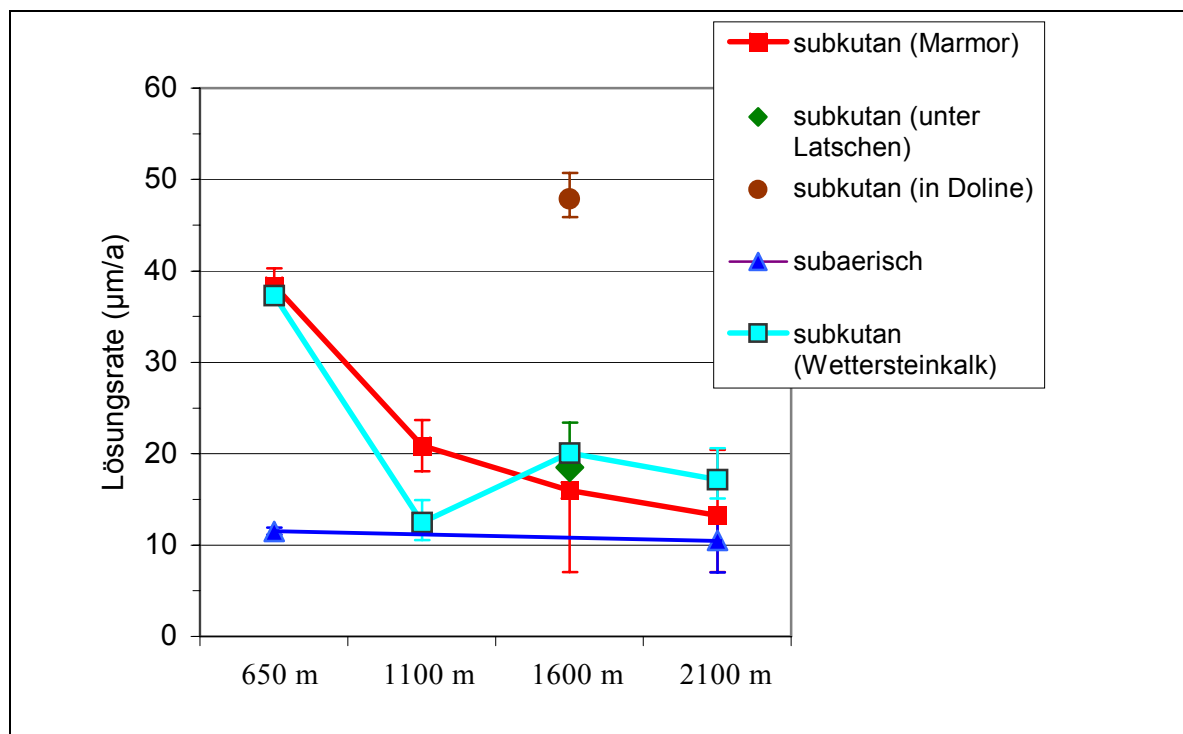


Abbildung 7-3: Die Lösungsraten in Abhängigkeit von Seehöhe, Vegetation und Morphologie.

7.3.4 Abhängigkeit von ortsspezifischen Unterschieden und der Morphologie

An zwei Testpunkten kam es bei nahegelegenen Probensets zu extremen Unterschieden in den Lösungsraten, die eine starke Abhängigkeit von ortsspezifischen Faktoren anzeigen. Bei drei ca. 10 m von einander entfernten Testpunkten nahe der Kläfferquelle zeigten sich durchschnittliche Lösungsraten, die sich um einen Faktor 5 bzw. 15 (!) unterschieden. Die gemessenen extrem niedrigen Lösungsraten (Testpunkt 2 und 3 in Abbildung 7-1) können durch die Durchfeuchtung der Böden mit karbonatgesättigtem Quellwasser aus den Quellbächen der Kläffer erklärt werden. Die erhöhte Bodendurchfeuchtung bei den Punkten 2 und vor allem 3 machte sich in unterschiedlichen Vegetationsvergesellschaftungen bemerkbar. Auch diese können wiederum Einfluss auf die CO₂-Produktion und somit auf die Verkarstung nehmen.

Ein weiteres Beispiel für punktuelle Unterschiede sind die 5 m voneinander entfernten Testpunkte auf 1090 m Seehöhe, wo sich die Mittelwerte um einen Faktor 1,7 unterscheiden (Abbildung 7-3). Auch hier zeigt sich, dass der etwas feuchtere Standort eine geringere Abtragsrate aufweist.

Sehr deutlich wird der Einfluss der Geländemorphologie, der Veränderungen der Versickerungsrate bewirkt, bei einem Probenset, das in einer 1,5 m tiefen Muldendoline mit Grasboden vergraben wurde. Hier wurde mit 48 µm/a die größte Abtragsrate gemessen, die 2,6 mal höher ist als die von benachbarten Proben, die in einem leicht geneigten Hang vergraben waren (Abbildung 7-3). Dieses Beispiel verdeutlicht die für die Karstgenese ungemein bedeutenden Selbstverstärkungseffekte, die auf die Drainagefunktion von Karsthohlformen zurückzuführen sind. Höhere Durchflussraten in einer Hohlform führen zu erhöhter Lösungsaktivität und damit zu einem immer rascheren Größenwachstum dieser Karststruktur auf Kosten anderer.

8 Radonmessungen

8.1 Radon (^{222}Rn) in der Höhlenluft

Radon (^{222}Rn) ist ein natürliches radioaktives Edelgas mit einer Halbwertszeit von 3,8 Tagen, das durch die Zerfallsreihen von $^{40}\text{Kalium}$, $^{238}\text{Uran}$ und $^{232}\text{Thorium}$ entsteht. In höheren Konzentrationen ist es gesundheitsgefährdend, seine Konzentrationen in der Luft können aber auch speläologisch verwertbare Aufschlüsse geben. Der Gehalt an Radon in der Höhlenluft hängt von folgenden Faktoren ab:

- von den Sedimenten in der Höhle (das umgebende Karbonat weist in der Nördliche Kalkalpen im allgemeinen wesentlich geringere Konzentrationen an den oben genannten Elementen auf)
- von der Verweilzeit der Luft in der Höhle. Diese wird wiederum von zwei Faktoren gesteuert:
 - Strömungsgeschwindigkeit der Luft in der Höhle
 - der Ausdehnung des bewetterten Höhlensystems

Radonmessungen in Höhlen werden seit einigen Jahren von R. Pavuza an der Karst- und höhlenkundlichen Abteilung durchgeführt, was zu folgendem Schluss führte: *Die bisherigen Untersuchungen weisen in Summe Radon als wesentlich empfindlicheren "Tracer" für Höhlenklimamessungen – vor allem im Hinblick auf die Interpretation noch nicht erforschter Teile, aus denen die Wetterführung kommt – als die Lufttemperatur sowie CO^2 aus. Allerdings ist die Messung ungleich zeit- und materialaufwendiger* (PAVUZA, 2002).

8.1.1 Durchführung des Versuches

Die Messungen erfolgten mit Aktivkohledosen, eine Methode, die von der Gammamessstelle des Österreichischen Ökologie-Institutes standardmäßig für Radonmessungen der Raumluft angeboten wird (MRAZ, 2002). Sowohl die Bereitstellung der speziell behandelten und luftdicht verschlossenen Dosen mit Aktivkohle als auch die Analyse wurden vom diesem Institut übernommen. Die Dosen sollten 72 h geöffnet der Höhlenluft exponiert werden und anschließend innerhalb weniger Tage (Halbwertszeit 3,8 Tage!) zur Analyse gebracht werden.

8.2 Radonmessung in der Höhle

Während eines Forschungsvorstoßes im Furtowischacht (1744/310) im November 2001 waren zwei Radonmessdosen in unterschiedlicher Tiefe aufgestellt. Aus organisatorischen Gründen waren die

Nr.	Datum	Standpunkt	Entfernung vom Eingang	^{222}Rn	1,65 σ Messunsicherheit
R9604	3.11.2001	Furtowischacht, 1750 m	~ 50 m	63 Bq/m³	21 %
200	3.11.2001	Furtowischacht, 1680 m	~ 180 m	30 Bq/m³	19 %
Anmerkung: Da die Dosen R9604 und 200 nicht 72 Stunden exponiert waren, ist das Messergebnis ungenau. Geschätztweise liegen die Werte aber nicht mehr als 30 % über dem jeweils angeführten Wert.					
	11.1995	Frauenmauer-Langstein-Höhlsystem (1742/1), Kirche	einige 100 m	180 Bq/m³	
	16.8.1995	Kraushöhle bei Gams (1741/1), Halle	~ 150 m	3181 Bq/m³	

Tabelle 8-1: Ergebnisse der Radonmessungen im Furtowischacht (Analyse durch das Ökologie Institut – Gammamessstelle) sowie zwei weitere Werte aus Höhlen der Hochschwabgruppe die von R. Pavuza zur Verfügung gestellt wurden.

Dosen jedoch nur 54 bzw. 58 h exponiert, was den Fehler der Messung etwas erhöht. Die Ergebnisse sind in Tabelle 8-1 dargestellt. Die ermittelten ^{222}Rn -Gehalte der Höhlenluft im Furtowischacht sind im Vergleich mit Werten aus anderen Höhlen der Nördlichen Kalkalpen extrem niedrig (vgl. Tabelle 8-1 bzw. MAIS & PAVUZA, 2001) und weisen nur geringe Unterschiede zum durchschnittlichen Gehalt der Außenluft auf. Die Wetterführung war während der gesamten Messung höhlenauswärts (Richtung Eingang) gerichtet, wobei der Luftstrom bis zum tiefsten bekannten Punkt verfolgbar war.

Ein direkter Einfluss von Außenluft ist somit auszuschließen, da der luftdurchströmte Weg mindestens doppelt so groß sein muss als die erforschte Strecke (also größer 1,6 km). Paradoxerweise zeigt der näher beim Eingang gelegene Messpunkt, wo es aufgrund des starken Windes zu einer Beeinflussung durch Außenluft hätte kommen können, höhere Werte auf als der in größerer Tiefe gelegene. Die im Furtowischacht gemessenen Werte lassen sich somit nicht plausibel erklären. Auch der Sedimentgehalt weicht nicht gravierend von anderen Höhlen ab und führt auch Augensteinmaterial. Diese aus den Zentralalpen stammenden kristallinen Komponenten stellen prinzipiell bedeutende Produzenten von Radon dar.

Aufgrund dieses „Ergebnisses“ wurden die Untersuchungen von Radon in der Höhlenluft nicht weiter ausgedehnt, obwohl das ursprünglich geplant war.

9 Schlussfolgerungen und Ausblick

Neben den vorgestellten Ergebnissen soll die Diplomarbeit zeigen, welche hydrologisch relevanten Aussagen integrierte Methoden der Speläologie, Tektonik und Strukturgeologie über Karstaquifere und Karstgenese ermöglichen. Detaillierte Datensätze über Oberflächenkarstformen, besonders aber Karsthohlformen und Schwinden sowie über Höhlen und deren Bezug zu tektonischen und lithostratigraphischen Elementen sind wichtig für die Evaluierung der Vulnerabilität von Quelleinzugsgebieten.

Im Gegensatz zu standardmäßig in der Karsthydrologie eingesetzten Black-Box-Modellen, wo Aussagen über den Karstwasserkörper indirekt über den Niederschlagsinput und den Quelloutput abgeleitet werden, können durch die Beobachtung der hydrologischen Verhältnisse in Karsthöhlen wesentliche Aussagen über den Karstkörper direkt getroffen werden. Die vorgestellten Datensätze bilden darüber hinaus die Grundlagen für hochwertige Eingangsparameter quantitativer hydrologischer Modellierungen von Karstgrundwasserleitern, etwa mit der Doppel-Kontinuums Methode (SAUTER & LIEDL, 2001).

Einen weiteren Ansatzpunkt für die Abschätzung der Vulnerabilität des gesamten Quelleinzugsgebietes bieten die hier vorgestellten karstmorphologischen Untersuchungen. Niederschlagswässer, die sich in Karsthohlformen wie Dolinen und Poljen sammeln und über Ponore unmittelbar in Karströhrensysteme einspeisen, werden weder im Boden noch in feinklüftigen Aquiferen genügend gereinigt und können Schadstoffe in sehr kurzer Zeit in das Grundwasser transportieren. Die Punkte konzentrierter Infiltration von Oberflächenwasser und deren Einzugsgebiete stellen daher Stellen mit stark erhöhter Vulnerabilität dar, wobei die Verwundbarkeit mit der Größe des Einzugsgebietes zunimmt. Die meisten Methoden für die Quantifizierung der Vulnerabilität (z.B. EPIK-Methode, PI-Methode, Österreichisches Vulnerabilitäts-Konzept) berücksichtigen daher die Karstmorphologie neben anderen Faktoren mit hohem Stellenwert. Eine detaillierte Geländekartierung ist für riesige Einzugsgebiete wie das der Kläfferquelle nur mit erheblichem zeitlichen Aufwand möglich. Die in dieser Arbeit vorgestellten, an Testgebieten durchgeführten Kartierungen bilden die Grundlage zur Entwicklung einer GIS-gestützten automatischen Kartierung von Karsthohlformen aus digitalen Höhendaten (DEM). Erste Versuche erbrachten positive Ergebnisse, wobei digital ermittelte Daten mit der Geländekartierung verglichen und interpretiert wurden.

Nicht zuletzt ist auch die weitere Erforschung der Höhlen geplant. Vor allem der Furtowischacht wird das Ziel aufwendiger Expeditionen sein, wobei dem Erreichen der Karstwasseroberfläche mit Spannung entgegengeblickt werden kann, da bis jetzt aus dem zentralen Teil des Hochschwabplateaus keine Daten über deren Höhenlage existieren. Auch die Installation einer Drucksonde mit integriertem Datenlogger könnte erstmalig exakte Daten über die Schwankungen der Karstwasseroberfläche im Zentrum von Karstplateaus geben. Auch zur Frage des Fehlens von Höhlenniveaus bzw. Horizontalhöhlen wird die zukünftige Erforschung von Höhlen weitere Daten liefern.

10 Literatur

- BAUER, F. (1972): Bericht über den im Auftrag des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft durchgeführten Markierungsversuch, Hochschwab 1971. Unveröffentl. Bericht. 21 S., Wien (Speläologisches Institut).
- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie. 160 S. Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- BRYDA, G. (2001): Geologische Kartierung im Hochschwabgebiet – Entscheidungshilfe zur Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten. In: Mandl, G.W., Geologische Bundesanstalt Arbeitstagung 2001, S. 220-231, Wien (Geol. B.-A.).
- CURL, R.L. (1974): Deducing flow velocity in cave conduits from scallops. National Speleological Society Buletin, 36, S. 1-5, Huntsvill.
- DALINGER, K., EGGER, M., GREILINGER, R., HERRMANN, E., NEUMANN, A., PLAN, L., POSCH, L. & J. (1997): Höhlen im Polsterkar am Hochschwab, Stmk. Das Ergebnis der Schulungswoche für praktische Höhlenforschung im August 1996. Höhlenkundliche Mitteilungen, 53 (5), S. 110-129, Wien.
- DECKER, K., DELL'MOUR, R., LINZER, H.G. & PERESSON, H. (1994): Exploration in polyphase orogens - brittle deformations of the Calcareous Alps deciphered. EAPG - 6th Conference and Technical Exhibition, Vienna 1994, Extended Abstracts of Papers, S 572.
- DECKER, K. (2000): Tektonik/Strukturgeologische Grundlagen. In: MANDL, et al., Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab – Geologische Karte. Folgeprojekt Hochschwab West & Süd WA4A / F 1998 & StA028n. – Unveröffentl. Endbericht, S. 49-74, Wien (Geol. B.-A.).
- DECKER, K. & REITER, F. (2001): Strukturgeologische Methoden zur Charakterisierung von Karstwasserwegen im Hochschwabmassiv. In: Mandl, G.W., Geologische Bundesanstalt Arbeitstagung 2001, S. 206-212, Wien (Geol. B.-A.).
- DRENNIG, A. (1988): 75 Jahre II. Wiener Hochquellen Leitung. 263 S, Wien (Magistrat der Stadt Wien, Abteilung 31 – Wasserwerke).
- FINK, M. H. (1973): Der Dürrenstein, ein Karstgebiet in den niederösterreichischen Alpen. Wiss. Beiheft z.Z. „Die Höhle“, 22, Wien.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., SZÉKELY, B., VENNEMANN, T., RETTENBACHER, A. (2002): Dachstein-Altflächen, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. Die Höhle, 53 (1), S. 1-36. Wien.
- FRUWIRTH, C. (1885): Mariazell, seine Umgebung und Zugangsrouten. Österreichischer Touristen Club, Wien.

- GAMS, I. (1981): Comparative research of limestone solution by means of standard tables. Proceedings of the 8th International Congress of Speleology, Bowling green. S. 273-275.
- HARTMANN, H. & HARTMANN, W. (2000): Die Höhlen Niederösterreichs, Band 5. Wiss. Beiheft z.Z. „Die Höhle“, 54, Wien.
- HASEKE-KNAPCZYK, H. (1989): Der Untersberg bei Salzburg. Die ober- und unterirdische Karstentwicklung und ihre Zusammenhänge. Ein Beitrag zur Trinkwasserforschung. – Veröff. d. Österr. MaB-Programms, 15, 223 S., Innsbruck.
- HELLER, M. (2001): Toporobot. <http://www.geo.unizh.ch/~heller/toporobot/> , abgerufen 5-2002.
- HERRMANN, E. (1995): Erste Beobachtungen zur Hydrologie und Genese der Canyons des Warwas-Glatzen-Höhlensystems. Höhlenkundliche Mitteilungen, 51 (4), S. 64-65, Wien.
- HERRMANN, E. & PLAN, L. (1998): Forschungsergebnisse 1998 im Polsterkar, westliches Hochschwabmassiv, Stmk. Höhlenkundliche Mitteilungen, 54 (12), S. 144-159, Wien.
- HERRMANN, E. & PLAN, L. (1998a): Höhlen im Lugauer, 2218 m, Gesäuse, Stmk. Mitt. d. Landesvereins f. Höhlenkunde i. d. Stmk., 27, S. 15-33, Graz.
- HERRMANN, E. & PLAN, L. (2001): Der Furtowischacht (Kat. Nr. 1744/310) – nunmehr tiefste Höhle des Hochschwabmassivs (Steiermark). Die Höhle, 52 (4), S. 102-103. Wien.
- HERRMANN, E. & JAGER, M. (2001): Forschungen des Jahres 2000 im Polsterkar, westliches Hochschwabmassiv, Stmk. Höhlenkundliche Mitteilungen, 57 (1), S. 6-11, Wien.
- JENNINGS, J.N. (1985): Karst Geomorphology. 193 S., Oxford (Basil Blackwell).
- KUFFNER, D. (1998): Höhlenniveaus und Altflächen im Westlichen Toten Gebirge. Wiss. Beiheft z. Z. „Die Höhle“, 53, 229 S., Wien.
- KUSCHNIG, G. (2001): Das Karstforschungsprogramm der Wiener Wasserwerke. In: Mandl, G.W., Geologische Bundesanstalt Arbeitstagung 2001, S. 213-219, Wien (Geol. B.-A.).
- KLIMCHOUK, A. & FORD, D.C. (2001): Lithologic and structural controls of dissolutional cave development. In: KLIMCHOUK, A., FORD, D.C., PALMER, A.N. & DREYBRODT, W. (Ed.): Speleogenesis – Evolution of Karst Aquifers, S. 54-64, Huntsvill (National Speleological Society).
- LAURITZEN, S.E. & LUNDBERG, J. (2001): Solutional and erosional Morphology. In: KLIMCHOUK, A., FORD, D.C., PALMER, A.N. & DREYBRODT, W. (Ed.): Speleogenesis – Evolution of Karst Aquifers, S. 408-426, Huntsvill (National Speleological Society).
- LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional Collision Structures in the upper Crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. Tectonophysics, 242, S. 41-61.
- LINZER, H.G., MOSER, F., NEMES, F., RATSCHBACHER, L. & SPERNER, B. (1997): Build-up and dismembering of the eastern Northern Calcareous Alps. Tectonophysics, 272, S. 97-124.

- MAIS, K. & PAVUZA, R. (2001): Hinweise zu Höhlenklima und Höhleneis in der Dachstein-Mammuthöhle (Oberösterreich). *Die Höhle*, 51 (4), S. 121-125, Wien.
- MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., DECKER, K., DRAXLER, I., KRYSTIN, L., PIROS, O. & REITER, F. (2000): Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab – Geologische Karte. Folgeprojekt Hochschwab West & Süd WA4A / F 1998 & StA028n. – Unveröffentl. Endbericht. 82 S., Wien (Geol. B.-A.).
- MRAZ, G. (2002): Gamma-Messstelle. http://www.ecology.at/wir/gamma_print.php, abgerufen 5-2002.
- NEUMANN, A. (2000): Beiträge zur Kartographie und Visualisierung von Karst- und Höhlensystemen. – unveröffentl. Diplomarbeit. Universität Wien, 181 S. Wien.
- PAVUZA, R. (1994): Das Karstwasser. Einfluss, Parameter und Bedeutung der Karsthydrogeologie bei speläologischen Fragestellungen. In: STUMMER, G. (Ed.): *Merkblätter zur Karst- und Höhlenkunde*, 4. Lieferung, S. 39-49. Wien (Verband Österreichischer Höhlenforscher).
- PAVUZA, R. (1997): Hydrologische Aspekte der Hermannshöhle bei Kirchberg am Wechsel. In: HARTMANN, H. & W., MRKOS, H. (Ed.): *Die Hermannshöhle in Niederösterreich*. *Wiss. Beiheft z. Z. „Die Höhle“*, 50, S. 147-166, Wien.
- PAVUZA, R. (1998): Verkarstung und Höhlenbildung. In: KECK E. (Ed.): *Höhlen und Karst im Burgenland*. *Wiss. Beiheft z. Z. „Die Höhle“*, 51, S. 17-19, Eisenstadt.
- PAVUZA, R. (2002): Radon in Höhlen und Stollen. <http://www.nhm-wien.ac.at/NHM/Hoehle/radon.htm>, abgerufen 5-2002.
- 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.
- PFARR, T. & STUMMER, G. (1988): Die längsten und tiefsten Höhlen Österreichs. *Wiss. Beiheft z.Z. „Die Höhle“*, 35, 248 S., Wien.
- PLAN, L. (2001): Grenzen des Höhlenkatasters digitalisiert und überarbeitet. *Verbandsnachrichten*, 52 (2/3), S. 27-28, Wien (Verband Österreichischer Höhlenforscher).
- PLAN, L. (2001): Speläologisch-tektonische Untersuchungen zur Charakterisierung unterirdischer Karstwasserwege im Hochschwabmassiv. Unveröffentl. Machbarkeitsstudie. 28 S., Wien (Universität Wien).
- PIROS, O., PAVLIK, W., MOSER, M., BRYDA, G. (2001): Vorläufige Ergebnisse zur Kalkalgen-Stratigraphie der Mitteltrias aus dem Hochschwabmassiv. In: Mandl, G.W., *Geologische Bundesanstalt Arbeitstagung 2001*, S. 95-103, Wien (Geol. B.-A.).
- RATSCHBACHER, L., Frisch, W., Linzer, H., Merle, O. (1991): Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. *Tectonics*, 10, S. 257-271.

- SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.D.R. (1984): Transpression. *J. Structural Geology*, 6, S. 449-458.
- SAUTER, M. & LIEDL, R. (2000): Modeling Karst Aquifer Genesis Using a Coupled Continuum-Pipe Flow Model. In: KLIMCHOUK, A., FORD, D.C., PALMER, A.N. & DREYBRODT, W. (Ed.): *Speleogenesis – Evolution of Karst Aquifers*, S. 212-219, Huntsvill (National Speleological Society).
- SEEBACHER, R. (2001): Wassermannloch. <http://members.surfeu.at/hautzi/deutsch/aquarWASSER.htm>, abgerufen 5-2002.
- SENIOR, K.J. (1987): Geology and speleogenesis of the M2 Cave-System, Western Massiv, Picos de Europa, northern Spain. *Journal of Cave and Karst Science*, 14, S. 91-103, London (British Cave Research Association).
- SPENGLER, E., & STINY, J. (1926): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz. – Nr. 4954, Wien (Geol. B.-A.).
- SPENGLER, E., & STINY, J. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz. Wien (Geol. B.-A.).
- STADLER, H. & STROBL, E. (1997): Karstwasserdynamik Zeller Staritzen. – Unveröffentl. Endbericht. 171 S., Graz (Joanneum Research).
- STADLER, H., STROBL, E., BENISCHKE, R. (2001): Karstwasserdynamik und Karstwasserschutz Hochschwab – Unveröffentl. Arbeitsbericht 4. Projektjahr. 52 S., Graz (Joanneum Research).
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit (Würm). Karte 1:500 000, Wien (Geol. B. A.).
- WEISSENSTEINER, V. (1980): Karstmorphologische Untersuchungen im südlichen Hochschwabgebiet. In FABIANI, E., WAKKONIGG, H. & WEISSENSTEINER, V.: *Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet. – Teil 1: Naturräumliche Grundlagen – Geologie, Morphologie, Klimatologie. Bericht der Wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung*, 44, S. 52-94, Graz.
- WHITE, W.B. (2000): Dissolution of Limestone from Field Observations. In: KLIMCHOUK, A., FORD, D.C., PALMER, A.N. & DREYBRODT, W. (Ed.): *Speleogenesis – Evolution of Karst Aquifers*, S. 149-155, Huntsvill (National Speleological Society).
- WOODCOCK, N.H. & FISCHER, M. (1986): Strike-slip duplexes. *J. Structural Geology*, 8, (7), S. 725-735.
- ZHANG, D. (1995): Karst Geomorphology and Hydrology in Mt. Kräuterin of the Northeastern Alps, Austria. Unveröffentl. Dissertation, Wien (Universität Wien).
- ZHANG, D., FISCHER, H., BAUER, B., PAVUZA, R. & MAIS, K. (1995): Field Tests of Limestone Dissolution Rates in Karstic Mt. Kräuterin, Austria. *Journal of Cave and Karst Science*, 21, S. 101 – 104, London (British Cave Research Association).