

Diss. ETH Nr. 12400

**Räumliche Beziehungen der Karstsysteme zu den tektonisch-
geologischen Strukturen im Gebiet der Weissenstein- und
Farisbergantiklinale (Solothurner Jura)**

Tektonik - Karst - Hydrochemie - Isotope

ABHANDLUNG

zur Erlangung des Titels

DOKTOR DER NATURWISSENSCHAFTEN

der EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE ZÜRICH



vorgelegt von

Thilo Herold

Geologe dipl. Phil. II (Universität Basel)
geboren am 14. Januar 1965
aus Deutschland

Angenommen auf Antrag von:

PD Dr. W. Balderer, Referent
PD Dr. P. Jordan, Korreferent
Prof. Dr. F. Zwahlen, Korreferent
Prof. Dr. S. Löw, Korreferent

1997

INHALTSVERZEICHNIS

VORWORT DES AUTORS.....	1
ZUSAMMENFASSUNG	2
ABSTRACT.....	4
I. EINLEITUNG	6
1 PROBLEMSTELLUNG	6
1.1 ZIELSETZUNG.....	6
1.2 METHODIK.....	6
1.3 ABLAUF DER ARBEIT	7
2 LAGE UND ABGRENZUNG DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES	7
2.1 NOMENKLATUR	7
2.2 LAGE, TOPOGRAPHIE UND EINZUGSGEBIETE	8
2.3 UNTERSUCHUNGSPERIMETER.....	9
II. GEOLOGIE	11
1 EINLEITUNG	11
1.1 BESTEHENDE GEOLOGISCHE ARBEITEN	11
1.1.1 Geologische Kartengrundlagen.....	12
1.2 ENTWICKLUNG DES JURAS.....	14
1.2.1 Spät-Paläozoikum (Aktive Phase - Variskische Gebirgsbildung)	16
1.2.2 Mesoikum bis frühes Tertiär (Ruhephase - Hebungen und Senkungen))	16
1.2.3 Tertiär bis Gegenwart (Aktive Phase - Reaktivierung).....	17
1.3 RICHTUNGEN DER PRÄEXISTENTEN STRUKTUREN IM BETRACHTETEN GEBIET.....	18
2 STRATIGRAPHIE	19
2.1 TRIAS:.....	21
2.1.1 Muschelkalk.....	21
2.1.2 Keuper.....	21
2.2 JURA:	22
2.2.1 Lias.....	22
2.2.2 Dogger.....	22
2.2.2.1 Opalinuston (Unterer Dogger).....	22
2.2.2.2 Murchisonae-Schichten bis Blagdeni-Schichten (Unterer Dogger)	23
2.2.2.3 Hauptrogenstein (Mittlerer Dogger).....	23
2.2.2.4 Varians- bis Anceps-Athleta-Schichten (Oberer Dogger)	24
2.2.3 Malm.....	24
2.2.3.1 Unteres Oxfordien (Oxfordtone)	25
2.2.3.2 Wildegg-Formation	25
2.2.3.3 Balsthal-Formation (Sequankalke).....	25
2.2.3.4 Reuchenette-Formation, Twannbach-Formation (Kimmeridgien, Portlandien)	25
2.3 TERTIÄR:	25
2.4 QUARTÄR:	26
2.4.1 Sackungsmassen:.....	26
2.4.2 Gletscherablagerungen	26

3	TEKTONIK	27
3.1	ALLGEMEINER VERLAUF DER FALTENACHSEN, PRÄEXISTENTER STÖRUNGSZONEN	27
3.1.1	Streichrichtungen der Faltenachsen	27
3.1.2	Fallwinkel der Faltenachsen	29
3.2	FALTUNGSMODELLE UND PROFILKONSTRUKTIONEN	30
3.2.1	Faltungsmodelle	30
3.2.2	Profilkonstruktionen, eigene Kartierungen	31
3.3	UNTERTEILUNG DES ARBEITSGEBIETES IN TEKTONISCHE EINHEITEN	35
3.4	WEISSENSTEINKETTE	35
3.4.1	Geologischer Überblick	35
3.4.2	Westlicher Teil (Weissensteintunnel bis Halbklus des Balmberges Profil IV)	36
3.4.2.1	Phase I	36
3.4.2.2	Phase II	37
3.4.2.3	Phase III	37
3.4.3	Übergangzone zwischen westlichem und östlichem Teil	38
3.4.3.1	Störungszonen:	38
3.4.3.2	Südivergente Überschiebungen	39
3.4.4	Östlicher Teil (Profil I, II und III)	40
3.4.4.1	Phase I - Ausserberg - Schattenbergüberschiebung	40
3.4.4.2	Phase II - Günsberger Rücküberschiebung, Nordschenkel und Synklinale	42
3.5	FARISBERGANTIKLINALE	49
3.5.1	Geologische Übersicht	49
3.5.2	Westlicher Teil (Klus von Gänsbrunnen bis Welschenrohr)	50
3.5.2.1	Phase I	50
3.5.2.2	Phase II	50
3.5.3	Übergangsbereich (Welschenrohr bis Herbertswil, Brandbergantiklinale)	51
3.5.3.1	Phase I	52
3.5.3.2	Phase II	53
3.5.4	Östlicher Teil (Herbertswil bis zur Klus von Balsthal-Mümliswil)	54
3.5.4.1	Phase I	54
3.5.4.2	Phase II	55
3.6	SYNTHESE TEKTONIK	56

III. HYDROGEOLOGIE 58

1	EINLEITUNG	58
1.1	BISHERIGE UNTERSUCHUNGEN	58
1.2	UNTERSUCHUNGSPROGRAMM UND PROBENENTNAHME	58
1.3	HYDROGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGSMETHODEN	59
1.3.1	Felduntersuchungen	59
1.3.2	Laboruntersuchungen	60
1.3.2.1	Chemische Messungen	60
1.3.2.2	Isotopen-Analysen	61
1.4	HYDROLOGISCHE VERHÄLTNISSE	62
1.4.1	Niederschlagsmessstationen	62
1.4.2	Einzugsgebiet der Dünnern - Abflussmessstationen	64
1.5	KARSTPHÄNOMENE	65
2	MESSUNGEN UND ANALYSEN VON EINZELPROBEN	68
2.1	ÜBERSICHT	68
2.2	CHEMISCHE BESCHAFFENHEIT DER NIEDERSCHLÄGE	68
2.3	CHEMISCHE BESCHAFFENHEIT DER GRUNDWÄSSER	69
2.3.1	Leitfähigkeit	69
2.3.1.1	Leitfähigkeiten in Beziehung zur Lithologie	69
2.3.2	Abhängigkeit der chemischen Parameter von den Lithologien	70
2.3.2.1	Schöllerdiagramm	70
2.3.2.2	Chemische Klassifikation	73
2.4	ISOTOPENWERTE DES ¹⁸ O DER GRUNDWÄSSER	79

2.4.1	Höhenlage / ^{18}O -Werte	80
3	CHARAKTERISTIKEN DER WICHTIGSTEN QUELLEN IM UNTERSUCHUNGSGBE..	85
3.1	HAMMERQUELLE	86
3.2	CHALTBRUNNENQUELLE.....	89
3.2.1	Analyse einzelner Hochwasserereignisse der Chaltbrunnenquelle	93
3.2.1.1	Separation der Wasseranteile der verschiedenen Fließsysteme	95
3.2.2	Vergleich des Verlaufes des ^{18}O mit der Leitfähigkeit (Sommerniederschläge) ..	103
3.3	HUNQUELLE.....	105
3.4	GÄRBIWEIHER.....	108
4	AUSWERTUNG DER FÄRBVERSUCHE	112
4.1	GRUNDLAGEN.....	112
4.1.1	Allg. hydrodynamische Eigenschaften der Gesteine.....	112
4.1.1.1	Kontinuitätsgleichung (Massenerhaltungssatz)	112
4.1.1.2	Gesetz von Bernoulli (Energiegleichung der Hydrodynamik, gekoppelt mit dem Energie-Erhaltungssatz für ideale, inkompressible Flüssigkeiten)	112
4.1.1.3	Reynoldszahl	113
4.1.1.4	Darcy's Gesetz	113
4.1.2	Qualitative und quantitative Auswertungen von Tracerversuchen.....	114
4.1.2.1	Berechnung der Rückgewinnungsrate.....	115
4.1.2.2	Bestimmung der Geschwindigkeiten / Tracerkurvenformen	116
4.2	VERSUCHSDURCHFÜHRUNG.....	118
4.3	ALLGEMEINE ÜBERSICHT: INTERAKTION TEKTONIK - KARST / MULTITRACERVERSUCHE.....	121
4.4	DISTANZ VERSUS DOMINIERENDE GESCHWINDIGKEIT	124
4.5	VERHÄLTNIS DH/DL VERSUS GESCHWINDIGKEIT	128
4.6	INTERPRETATION DER WICHTIGSTEN TRACERDURCHGANGSKURVEN.....	132
4.6.1	Hunquelle.....	132
4.6.2	Chaltbrunnenquelle und Quelle Chalhofen.....	135
4.6.3	Hammerquelle und Quellgruppen Hinterer Hammer.....	138
4.6.4	Höhlensystem Nidlenloch - Weissensteintunnel.....	142
4.6.5	Südostflanke der Weissensteinkette - Bipperamt (BE) - Gäu (SO)	145
4.6.6	Gäربيweiher	148
4.6.7	Tiefensystem im Hauptrogenstein der Antiklinale	151
4.6.8	Typische Merkmale der Durchgangskurven.....	154
4.6.9	Abgrenzung der Einzugsgebiete	155
4.6.9.1	Einzugsgebiete in den Malmkalken (Figur 66) – Weissensteinantiklinale	155
4.6.9.2	Einzugsgebiete im Hauptrogenstein (Figur 67)	157
5	BILANZIERUNG EINZELNER EINZUGSGEBIETE	160
5.1	OBERIRDISCHES EINZUGSGEBIET DES DÜNNERTALES.....	160
5.2	EINZUGSGEBIETE EINZELNER QUELLEN.....	161
IV	SYNTHESE.....	166
	KONTINUIERLICHE MESSREIHEN	166
	ALLGEMEINE BEZIEHUNGEN DER INTERAKTION GEOLOGIE - KARST.....	166
	CHARAKTERISTISCHE QUELLTYPEN DES UNTERSUCHUNGSGBIETES.....	169
	KONZEPTUELLES KARSTWASSERMODELL DES UNTERSUCHUNGSGBIETES	174

V ANHANG.....	178
ANHANG 1 RESULTATE DER FÄRBVERSUCHE	178
ANHANG 2 WERTE DER PHYS. UND CHEM. PARAMETER. TROCKENWETTERABFL. 194	
ANHANG 3 WERTE DES ¹⁸ O DER MESSKAMPAGNEN 1994	197
ANHANG 4 JAHRESWERTE DES ¹⁸ O	200
ANHANG 5 HOCHWASSEREREIGNISSE CHALTBRUNNENQUELLE 1996	208
ANHANG 6 AUFLISTUNG DER QUELLEN MIT KOORDINATENBEZEICHNUNG	211
ANHANG 7 EINSPEISESTELLEN FÜR DIE FÄRBVERSUCHE	214
LITERATURVERZEICHNIS	215

VORWORT DES AUTORS

Diese Arbeit entstand im Rahmen der beiden NF-Projekte Nr. 21-3652.92 und 20-43372.95. Ziel war es die Zirkulationen von Karstaquiferen in Antiklinalstrukturen besser zu verstehen und in Zusammenhang mit den tektonischen Strukturen zu bringen.

PD Dr. W. Balderer war Initiator und Leiter dieses Projektes. Ihm möchte ich für seine liebenswerte und hilfsbereite Unterstützung bei Problemen danken. PD Dr. P. Jordan, als Leiter des Amtes für Wasserwirtschaft und guter Kenner des Juras, verdanke ich durch seine innovative Art manche Anregung und Idee, ohne die wichtige Aspekte dieser Forschung unbeachtet geblieben wären. Aber auch der Kontakt zur Universität Neuenburg brachte manch einen Lichtstrahl in noch ungeklärte Probleme hinein. Vor allem Prof. F. Zwahlen ermöglichte mir dankenswerterweise einen offenen Zugang zu seinem Institut, um den ich vor allem gegen Ende der Arbeit sehr froh war.

Für die Unterstützung meiner Dissertation möchte ich mich auch noch ganz herzlich bei Prof. C. Schindler und Prof. S. Löw bedanken.

Ohne die offene Hilfsbereitschaft anderer Institute wäre es zudem unmöglich gewesen, die vielen unterschiedlichen, aber notwendigen Untersuchungen durchzuführen. Deshalb möchte ich mich bei folgenden Personen und Instituten nochmals herzlichst bedanken:

EAWAG:	Prof. P. Baccini, G. Henseler und Mitarbeiter (Institut für Stoffhaushalt und Abfallensorgung).
ETH:	S. Bernasconi und Mitarbeiter, Isotopenlabor des Geol. Institutes.
GSF-Isotopenlabor, München:	Dr. W. Rauert und Dr. W. Stichler.
IBWK:	A. Gerdes und A. van der Zande.

Ganz besonders möchte ich dabei auch Dr. Heinz Otz danken, der dank seiner generösen Unterstützung erst die ganzen Tracerversuche ermöglichte.

Herzlich danke ich der gesamten Ingenieurgeologie-Gruppe für die Aufheiterung des Arbeitsalltages. Sie ermöglichte mir einen guten Einstieg in die breitgefächerte Thematik der Hydrogeologie.

Ein Dankeschön geht an meine Eltern, die durch ihre Unterstützung meine Ausbildung ermöglichten und förderten. Ein besonderer Dank gebührt auch meiner Frau Sabine, die während der Anspannung, vor allem in der Endphase, viel Geduld und Verständnis aufbrachte und mich jederzeit sehr unterstützte.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit untersucht die Zusammenhänge zwischen tektonischen Strukturen im Bereich von Antiklinalstrukturen und den darin ausgebildeten Karstsystemen. Dazu wurde das Gebiet der Weissenstein- und Farisbergkette ausgesucht.

Während der Faltung des WSW-ESE verlaufenden Antiklinal- und Synklinalkomplexes der Weissenstein- und Farisbergantiklinale im Gebiet des Faltenjuras führte der Einfluss präexistenter Störungszonen wie rheintalisch streichende (NNE-SSW) Abschiebungen, WE-verlaufende Flexuren und die damals herrschende Hauptspannungsrichtung zu den tektonisch komplizierten Baustilen der beiden Juraketten. Ihre Geometrie ist primär durch eine Rücküberschiebung geprägt, deren Entstehung dazu führte, dass ältere Strukturen wie nordvergente Überschiebungen oder rheintalisch streichende (NNE-SSW) Störungszonen mitverfaltet wurden. Vor allem die präexistenten NNE-SSW verlaufenden Störungszonen führten während der Faltung zu einem mehrfachen Umknicken der Weissensteinantiklinalen. Dadurch kam es zur Ausbildung von kompressiven Zonen in den einknickenden Bereichen der Flanken und zu extensiven Zonen in den sich öffnenden Bereichen. Während der Faltung, in einer relativ späten Phase, kam es auch zur Ausbildung von kleinen südvergenten und W-E verlaufenden Fault-propagation folds oder Fault-bend folds in der Weissensteinnordflanke.

Aufgrund der geologischen Situation befinden sich in der Weissenstein- und Farisbergantiklinale die grössten Karstaquifere in den Kalken des Kimmeridgien bzw. Sequan (Malmkalke, ca. 150 m) und denen des Haupttrogensteines (ca. 110 m). Kleinere lokale Karstsysteme treten in den bis zu 30 m mächtigen Birmensdorfer Kalken, in den mächtigen Kalkbänken innerhalb der Effinger - Schichten oder innerhalb des Keupers auf. Die beiden mächtigsten Aquifere der Weissensteinkette werden von vier grossen Quellen entwässert. Drei dieser Quellen liegen am Nordhang der Antiklinale (Malmkalke) und eine in der Klus von Oensingen-Balsthal (Haupttrogenstein). Sie werden vorwiegend aus tieferen Karstsystemen gespiesen.

Wie die Multitracerexperimente zeigten, wird die W-E verlaufende Hauptentwässerungsrichtung der Karstsysteme in den beiden Antiklinalen durch die NNE-SSW verlaufenden Bruchzonen massgebend beeinflusst:

- In den Karstsystemen der Malmkalke, an den Flanken der Antiklinalen, wird die allgemeine Entwässerungsrichtung von W nach E durch die Bruchzonen immer wieder unterbrochen. Diese wirken als laterale Drainagen dieser Karstsysteme.
- Die Karstsysteme im Haupttrogenstein der Antiklinale sind bis auf eine grosse Höhe in undurchlässige Schichten eingebettet. Dadurch ist der drainierende Einfluss der NNE-SWW verlaufenden Bruchzonen deutlich abgeschwächt. Es kann eine kontinuierliche Zunahme der Fliessgeschwindigkeit der Tracer mit zunehmender Distanz beobachtet werden. Die Geschwindigkeit strebt asymptotisch gegen einen bestimmten Wert (700 m/d).
- In den geöffneten Bereichen der Antiklinale mit dilatativen tektonischen Verhältnissen kommt es zu einer geringen Entwässerung der Karstsysteme aus dem Haupttrogenstein heraus in die Malmkalke hinein. Ebenso konnte nachgewiesen werden, dass ein Teil der in den Haupttrogenstein eingegebenen Tracer auch im Grundwasserkörper (Alluvialschottern) des Dünnerngäus (südlich der Weissensteinkette) wieder austreten.

- In den dilatativen Bereichen der Weissensteinsüdflanke wurde auch der Übergang eines Farbstoffes aus den Malmkalken in den Haupttrogenstein hinein beobachtet.
- Bei den Quellen, die in den Bereichen mit kompressiven tektonischen Verhältnissen austreten, konnte kein Farbstoffübergang aus dem Kern in die Flanke beobachtet werden.

Die Tracerversuche zeigten zudem, dass sich die Einzugsgebiete der jeweiligen Quellen in den Malmkalken wie auch im Haupttrogenstein teilweise überschneiden.

So konnte für die Karstsysteme des Haupttrogensteins nachgewiesen werden, dass entlang der Weissensteinkette (vom Kurhaus Weissenstein bis zur Klus) ein tieferes Karstsystem entwickelt ist. Es wird teilweise von darüberliegenden lokalen Einzugsgebieten versorgt. Diese dazwischengelegenen lokalen Einzugsgebiete entwässern hauptsächlich in südlicher Richtung bis in das Dünnergäu.

Mit Hilfe von hydrologischen Bilanzierungen konnte gezeigt werden, dass in den Malmkalken der Weissensteinnordflanke mehr Wasser infiltriert als durch die grossen Quellen ausgetragen wird. Bei der grössten Quelle (Gärbiweiher) aus dem Haupttrogenstein in der Klus von Oensingen-Balsthal wird dagegen mehr Wasser ausgetragen, als überhaupt durch den Regen infiltriert. Dies ist ein weiterer Hinweis dafür, dass ein Teil des Wassers durch die Bruchzonen zwischen den beiden Hauptaquiferen fliesst.

Anhand der Messungen des ^{18}O von insgesamt 68 Quellen konnte nachgewiesen werden, dass die Höhenabhängigkeit des ^{18}O von der Schüttungsmenge der Quellen abhängig ist. Bei den grössten Quellen des Untersuchungsgebietes ist keine Höhenabhängigkeit mehr zu erkennen. Die grössten Quellen konnten anhand der Färbversuche und langfristiger Messreihen in verschiedene Quelltypen aufgeteilt werden:

- Gärbi-Typ (Haupttrogenstein):
Er stellt den Typus eines lokal bedeckten Tiefenkarstsystems dar, das von oberflächennahen lokalen Subsystemen des Haupttrogensteins und Subsystemen aus den Malmkalken gespeisen wird.
- Hammer-Typ (Malmkalke):
Er stellt einen fast unbeeinflussten Grundabfluss des bedeckten Tiefenkarstes aus dem Malmkalk dar.
- Hun-Typ (Malmkalke):
Er stellt den Typus eines gemischten (intermediären) Karstsystems dar, mit Wasser aus tiefen Karstsystemen und oberflächennahen Anteilen.
- Chaltbrunnen-Typ (Malmkalke):
Er stellt ein gemischtes (intermediäres) Karstsystem dar, das zusätzlich aus Karstsystemen aus den Malmkalken gespeisen wird. Sein Grundabfluss wird von direkten lokalen und schnellen Fliesswegen immer wieder kurzfristig durchmischt.

Bei der Chaltbrunnenquelle konnten durch zusätzliche Messungen der ^{18}O Werte während Hochwasserereignissen beobachtet werden, dass kurz vor und während dem Durchgang des Niederschlagswassers hydraulisch ausgepresstes Wasser aus der oberflächennahen Verwitterungszone durch die Quelle austritt.

ABSTRACT

This study concentrates on a 22 km long and 8 km wide area within the Weissenstein and Farisberg anticline complex of the Jura fold belt in northern Switzerland. The area is confined by the Gännsbrunnen defile and the Weissenstein-tunnel in the West and the two defiles of Oensingen-Balsthal and Balsthal-Mümliwil in the East.

The Jura forms a great convex arc oriented NW-SE. This arc was formed during the late Tertiary as a part of the Alpine orogeny between the Molasse basin, the Rhône-Bresse system and the Rhine Graben system was influenced by various tectonic forces. The Jura area has been affected by pre-orogenic (Oligocene) normal faults, which have been reactivated by Miocene folding in a transtensive or transpressive manner. The strike of the Weissenstein-anticline, for instance, shows an s-shaped bend resulting from a broad dextral shear zone confined by two pre-orogenic normal faults. These faults are crossing the anticline diagonally.

The Weissenstein and Farisberg anticlines contain two main karst aquifers. The lower aquifer in the center of the anticline is composed of Dogger limestones, the upper of Malm limestones. They are separated by and interspersed with marked aquitards and aquicludes (Tertiary shales, Callovien and Effinger marls, Opalinus shales, Lower Dogger marls). Due to erosion the lower karst aquifer (Dogger limestones) outcrops at the crest and the upper aquifer (Malm limestones) is exposed in the limbs of the anticline.

Multi-tracer experiments showed that the reactivated normal faults significantly influence the local hydrogeological regime as they are open (extension) to the convex side of the respective bend of the fold axis:

1. The general W-E flow direction within the karst systems of the Malm limestones is interrupted by fault zones. These act as important lateral drains of the whole system resulting in reduced flow across and in a direction perpendicular to the fault zones. All major springs are related to such faults.
2. Although the karst systems in the core of the anticline (Dogger limestones) are also affected by these tectonic influences, the effects are not as drastic as in the Malm limestones. Also, the continuous increase in velocity with increasing distance as witnessed in the karst systems of the Dogger could not be found in the Malm limestone. This difference may be attributed to the fact that the Hauptrogenstein is sandwiched between aquicludes (Opalinus clay, Effinger member). Discharge does occur along the fault zones but is not sufficiently prominent to interrupt the entire karst system as is the case in the Malm limestones. Therefore, the karst water systems in the Dogger limestones are well developed over a long distance (15.5 km) between the Kurhaus Weissenstein and the Gärbi spring; the maximum flow velocity measured was 700 m/d.
3. The fold axis is bent along two lines. On the stretched part of the anticline these lead to an open pathway for the karst systems both on the surface (Malm limestones) and in the core of the anticline (Dogger limestones), thereby connecting the two systems normally separated by aquicludes. As a result, it is possible for the water to leave the core along flow paths perpendicular to the anticline through otherwise impermeable interlayers and to enter the alluvial deposits of the Dünner valley or Dünnerngäu before reaching the topographically deepest point in the gorge of Oensingen-Balsthal and to discharge in the Gärbi spring. The water of the karst systems

also passes from the flanks (Malm limestones) into the core of the anticline (Dogger limestones).

The tracer tests showed that the catchment areas of several springs in the Malm limestones and in the Hauptrogenstein partially overlap.

Therefore, it was possible to prove that the karst systems of the Hauptrogenstein have developed a lower lying system along the Weissensteinkette (from Kurhaus Weissenstein to the defile). This system is partially fed by overlying local catchment areas. These intervening local catchment areas drain mainly in a southerly direction to the Dünnergäu.

The analysis of the hydrological balance showed that more water infiltrates in the Malm limestones of the northern flank of the Weissenstein than is discharged through the major springs. In contrast, the amount of water discharged from the biggest springs (Gärbiweiher) in the Hauptrogenstein in the defile of Oensingen-Balsthal exceeds the amount of infiltrating precipitation. This is further evidence that part of the water flows through the fault zones between the two main aquifers.

Waters of 68 springs were analysed for ^{18}O . For the smaller springs the measurements plot along a local gradient which is clearly dependent on altitude. No such dependency is evident for the biggest springs in the study area.

Based on the results of the tracer experiments and measurements of different physical and chemical parameters (e.g., $d^{18}\text{O}$, temperature, conductivity and discharge) collected over long periods of time, the biggest springs may be divided into four main types of karst springs:

- Gärbi type:
This is a type of deep karst system which is partially covered by other formations. It is fed by local near-surface karst systems of the Dogger and also by subsystems of the Malm limestones.
- Hammer type:
This type represents a nearly independent base flow of a deep karst system in the Malm limestones.
- Hun type:
This type is characterised by a mixing of waters from a deep karst system with those of local near-surface karst systems, whereby the local systems are more influential.
- Chaltbrunnen type:
This type is also of the mixed type with additional influx from karst water of the Malm limestones. Waters from direct, fast and local flow paths sporadically add to the baseflow.

Additional ^{18}O measurements obtained for extreme precipitation events at the Chaltbrunnen spring showed that hydraulically pressured water from the zone of weathering is discharged shortly before and during the throughflow of the rain water.

I. EINLEITUNG

1 Problemstellung

1.1 Zielsetzung

Der Jura gilt mehr denn je als ein repräsentatives Gebiet für die Karstforschung. Wichtige Arbeiten sind auf die Erfassung der Zirkulationsverhältnisse in den Karstgebieten ausgerichtet (Mangin 1976, Müller et al. 1980, Kiraly & Morel 1976, Rossier & Kiraly 1992, Kiraly et al. 1995). Die bisherigen Arbeiten zur Hydrogeologie setzten jedoch den Schwerpunkt auf die Erforschung grosser Karstwasservorkommen innerhalb von Synklinalstrukturen des Jura (Burger 1956, Burger 1983, Tripet 1972, Mathey 1976, Muralt 1996) oder widmen sich dem Karst im Hochgebirge (Rieg 1994, Polting et al. 1994, Jeannin 1996, Wildberger 1983). Hingegen sind Karstprozesse innerhalb von eigentlichen Antiklinalstrukturen des Juras nur wenig untersucht worden, meist nur im Sinne von Infiltrationszonen oder von Schwellenzonen, mit Übertritt des Wassers aus dem gesättigten Bereich einer Synklinale zur nächsten Synklinalen (Muralt 1996, Tripet 1972, Kiraly 1978). Aus diesem Grund wurde das bisher wenig beachtete Gebiet der Karstaquifersysteme innerhalb von Antiklinalstrukturen vertiefend untersucht. Als geeignetes Arbeitsgebiet wurde dafür der Antiklinalkomplex der Weissenstein- und der Farisbergkette mit dem dazwischenliegenden Synklinaltal dem "Balsthalertal" ausgewählt. Im Verlauf der Arbeiten wurde das Gebiet jedoch für spezielle Fragestellungen auf die Weissensteinantiklinale begrenzt.

Im Rahmen dieser Arbeit soll die detaillierte Struktur der Karstsysteme in ihrer Abhängigkeit zu den tektonischen Randbedingungen innerhalb eigentlicher Antiklinalstrukturen mit Hilfe verschiedener Hilfsmittel besser erfasst werden. Besonderes Interesse gilt dabei vor allem der Frage, ob die Verkarstung tatsächlich über längere Distanzen innerhalb einer Kalkschicht im Sinne eines Aquifer-Fliesssystems existiert und vor allem, ob diese Fliesssysteme über mehrere tektonische Störungszonen mit Verwerfungen oder sogar über Überschiebungen hinweg möglich sind. Zudem besteht ein wichtiger Forschungsschwerpunkt in der Untersuchung des Einflusses, der in diesem Gebiet lokal wie auch regional anzutreffenden extensiven und kompressiven tektonischen Verhältnisse.

Als ergänzender Schritt dazu, sollen vertiefende Untersuchungen einzelner typischer Quellaustritte der verschiedenen Lithologien sowie auch der geologisch differenzierten Aquifertypen, Aussagen über die jeweilige Charakteristik ermöglichen.

1.2 Methodik

Da für dieses Gebiet bisher nur einige wenige, meist ältere hydrologische und tektonische Arbeiten existieren (vgl. Teil II), mussten für eine hydrogeologisch fundierte Arbeit zuerst Grundlagen geschaffen werden. Daher wurde zu Beginn

nungen wie auch noch nicht erfasste Quellaustritte untersucht und bei einzelnen Gebieten eine neue geologische Kartierung durchgeführt.

Im Anschluss an diese Untersuchungen wurde die Herkunft und Evolution der verschiedenen Wässer mit Hilfe einer vielfältigen Analytik angegangen. Diese umfasste die Bestimmung der chemischen und physikalischen Parameter im Feld wie auch im Labor. Zusätzliche Informationen ergaben sich auch aus den Isotopenbestimmungen der Wasserproben einzelner Quellen. Als wichtigste Untersuchung zur Bestimmung der Fliesswege wurden zwei grosse Multitracerversuche durchgeführt.

1.3 Ablauf der Arbeit

Während des ersten Jahres wurde das Arbeitsgebiet soweit als nötig geologisch und hydrogeologisch neu kartiert. Gleichzeitig kam es zu Kontaktaufnahmen mit den Gemeinden und den Eigentümern der jeweiligen Quellen und zur Einsichtnahme der Akten des Kantonschemikers von Solothurn, über die chemischen und bakteriologischen Untersuchungsberichte der privaten und öffentlichen Quellfassungen.

Ab Herbst 1993 erfolgten kontinuierliche (monatliche) Messungen von 97 Quellen im Gelände und weiteren 14 Quellen im Weissensteintunnel. Die erste Probenahme für die chemischen - und Isotopenanalysen (^3H , ^{18}O) erfolgte Anfang 1994. Die chemischen Analysen wurden im Laufe des Sommers durchgeführt. Von der ersten Probenahme konnten nach der Einarbeitung im Isotopenlabor (ETH-Zürich, stabile Isotopen) ein Teil der Proben auf ^{18}O untersucht werden. Die Tritiumbestimmungen wurden am Institut für Hydrologie in Neuherberg/München durchgeführt.

Im Frühjahr 1994 wurden zwei Limnigraphen an aufstossenden Quellen des Malmaquifers und ein Limnigraph an einer Quelle des Hauptrogensteinaquifers installiert. Besprechungen mit Dr. Otz dienten zur Abklärung der Einspeisestellen und Probenahmestellen von Tracern für die geplanten Grossfärbversuche im Frühjahr/Sommer 1994 und im Sommer 1995. In diesem Jahr erfolgte auch ein halbjähriger Unterbruch der Dissertation, so dass erst relativ spät, während des Jahres 1996, an einer Quelle während Hochwasserereignissen Proben entnommen und analysiert werden konnten.

2 Lage und Abgrenzung des Untersuchungsgebietes

2.1 Nomenklatur

Für die allgemeinen geographischen Bezeichnungen, wie Flurnamen, Bezeichnungen für Ortschaften, Täler, Hügel etc. werden die Bezeichnungen der Landeskarten der Schweiz (1:25'000) verwendet. Ebenso wird diese Nomenklatur für die Bezeichnung der Oberflächengewässer gebraucht.

Hingegen wird für die Bezeichnungen der Quellen, soweit vorhanden, auf das kantonale Quellkataster des Kantons Solothurn und des Kantons Bern zurückgegriffen. Falls dies nicht möglich ist, werden eigene Bezeichnungen eingesetzt.

Verwendet werden folgende topographische Landeskartenblätter (1:25'000):

- Blatt Moutier (1106)
- Blatt Balsthal (1107)
- Blatt Murgenthal (1108)
- Blatt Passwang (1087)
- Blatt Hauenstein (1088)

2.2 Lage, Topographie und Einzugsgebiete

Der Bezirk Thal des Kantons Solothurn befindet sich im Faltenjura. Er beginnt auf dem ersten Grat des Faltenjuras (Weissensteinkette) und erstreckt sich nach Norden über die zweite Jurakette (Graitery-Farisbergkette), teilweise bis zur dritten Jurakette (Passwangkette). Im nördlichsten Teil, zwischen der Passwang- und Graitery-Farisbergkette, liegt das Guldental. Parallel dazu, in der südlich davon gelegenen Synklinale, zwischen dem Brunnersberg- und der Weissensteinkette, liegt das Balsthalertal, welches die am schönsten ausgebildete Synklinale des gesamten Solothurner Jura ist (Figur 1).

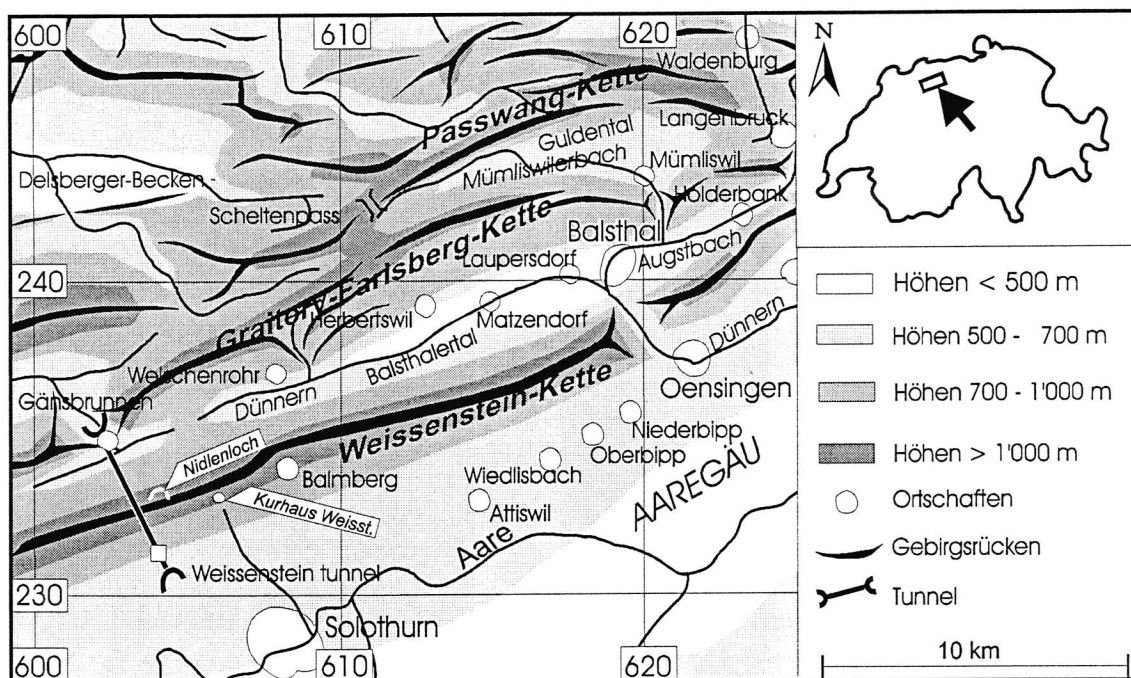


Fig. 1: Geographische Übersicht des Untersuchungsgebietes (nach Bitterli 1992).

Die höchsten Erhebungen erreichen etwas über 1200 m. Das teilweise bis zu 3 km breite Tal weist eine Höhenlage von 770 m im Westen und 480 m im Osten auf. Es wird durch den Brandberg zwischen *Welschenrohr* und *Herbertswil* in einen westlichen und östlichen Teil getrennt.

Der gesamte Bezirk Thal umfasst folgende Einzugsgebiete:

- Oberer Teil des Einzugsgebietes der Dünnern bis zur Einmündung der Dünnern in den Augstbach (*Welschenrohr* - *Matzendorf* - *Balsthal*)
- Einzugsgebiet des Mümliswiler-Baches (*Guldental* - *Mümliswil* - *Klus von Balsthal-Mümliswil*)
- Einzugsgebiet des Augstbaches (*Balsthal* - *Holderbank* - *Langenbruck*).

Nachdem die Dünnern bei *Balsthal* den Augstbach aufnimmt, fließt sie durch die *Klus* nach *Oensingen* und folgt dort längs des *Jurasüdfusses* nach *E* bis *Oiten*. Dabei durchfließt sie das Einzugsgebiet des sogenannten *Dünnergäus*. Dessen westliche Begrenzung bis auf die Höhe von *Oberbipp* am Südfuss des *Weissensteins* reicht.

Ganz im *W* wird ein kleiner Teil des *Balsthalertales* mit der *Raus* durch die *Klus* von *Gänsbrunnen* in Richtung *Birs* entwässert.

Das oberirdische Einzugsgebiet des oberen Teils der Dünnern ist unter dem Namen *Dünnerntal* oder "*Thal*" bekannt. Es kann sowohl von der Karte wie auch vom Gelände aus abgegrenzt werden. Darunter ist das gesamte Oberflächeneinzugsgebiet der Dünnern von der Quelle bis zur Einmündung in den Augstbach in der Inneren *Klus* zu verstehen (*Figur 1*). Es wird im Norden vom *Brunnersbergantiklinalkamm*, im Süden vom *Weissensteinantiklinalkamm*, im Westen von der Talwasserscheide beim *Wirtshof* (*Gänsbrunnen*) und im Osten entlang der Linie *Innere Klus-Hönger Chüweid-Bremgarten-Kamm* der *Wannenfluh* abgegrenzt. Es umschließt eine Gesamtfläche von 75.13 km^2 (*Lüscher 1977*). Als topographisch tiefstliegender Punkt stellt die Dünnern kurz vor der *Klus* von *Oensingen-Balsthal* den oberirdischen Grundabfluss des gesamten oberirdischen Einzugsgebietes dar.

2.3 Untersuchungsperimeter

Vor Beginn der Feldarbeiten wurde das Untersuchungsgebiet näher festgelegt. Unter Berücksichtigung der dargestellten Forschungsziele wurde ein 22 km langer und 8 km breiter Ausschnitt aus dem *WSW-ESE* verlaufenden *Synklijal- und Antiklijal-komplexes* der *Weissenstein- und Farisbergantiklijalen* innerhalb des *Faltenjuras* ausgewählt. Als westliche Begrenzungen wurden die *Klus* von *Gänsbrunnen* und der *Weissensteintunnel*, als östliche die *Klusen* von *Oensingen-Balsthal* und *Balsthal-Mümliswil* gewählt (*Fig.1*).

Wegen des ungleichen Verlaufes der unterirdischen und oberirdischen Einzugsgebiete bei *Verkarstungserscheinungen* des Untergrundes, musste das Unter-

suchungsgebiet im weiteren Verlauf der Arbeiten und der Auswertungen in zwei sich überschneidende Gebiete unterteilt werden.

1. Der erste grössere Teil wurde etwas grösser als das topographische Einzugsgebiet des Balsthalertales gewählt. Er beinhaltet zusätzlich einen Teil der Weissensteinsüdflanke sowie das lokale Einzugsgebiet der Raus bei der Klus von Gänsbrunnen.
2. Das zweite Gebiet ist auf den WSW-ESE verlaufenden Antiklinalkomplex der Weissensteinkette zwischen Hasenmatt (ca. 2 km westlich des Weissensteintunnels) und der Klus von Oensingen-Balsthal ausgerichtet und erstreckt sich bis ins Solothurnische und Bernische Mittelland.

II. GEOLOGIE

1 Einleitung

1.1 Bestehende geologische Arbeiten

Geologische Untersuchungen im Gebiet des Thales, wie auch der Südseite der Weissensteinkette und umliegender Gebiete wurden schon relativ früh geprägt durch die Suche nach Bodenschätzen. Vereinzelt reicht deren Abbau bis ins Mittelalter ev. noch weiter zurück (Wiesli U. 1969). So wurde der Gips z. B. auf der Südseite der Weissensteinantiklinalen in mehreren Gruben im Übertagebau abgebaut. Aber vor allem im letzten Jahrhundert wurden im Balsthalertal viele Gruben zur Ausbeutung von Huppererde mit Bohnerz angelegt. Die daraus resultierenden geologischen Kartierungen (Baumberger 1923) geben noch heute ein eindrückliches Bild des Auftretens und damit vereinzelt der Schichtlage des Malmkalkes an den Flanken der Antiklinalen.

Schon früh wurde anhand der imposanten Profile in der Klus von Oensingen-Balsthal versucht, Profilkonstruktionen für die Weissensteinantiklinale zu entwerfen (Mühlberg 1894, 1903). Seine Profilkonstruktionen berücksichtigten schon die beiden mitverfalteten Überschiebungen in der Weissenstein- und Farisbergkette.

Mit dem Bau des Weissensteintunnels zu Beginn des 20. Jahrhunderts entwickelte sich eine rege Kontroverse zwischen L. Rollier, der einen eher sinusförmigen Faltenbau der Juraketten entwickelte, und Buxtorf (1907) als erster Verfechter der Abscherhypothese, der einen knickartigen Bau konstruierte. Gerade die geologischen Informationen aus dem Bau des Weissensteintunnels konnten dann in einer umfangreichen Publikation (Buxtorf, Künzli & Rollier 1908) veröffentlicht werden, bei der die beiden unterschiedlichen Ansichten gegenübergestellt wurden. Neben diesen Kontroversen wurde später auch eine weitere Interpretation aller tektonischen Versätze als Einsackungen entlang rheintalisch streichender Bruchzonen (NNE-SSW) von Delhaes & Gerth (1936) aufgeworfen.

Weitere Informationen über den internen Bau der ersten und zweiten Jurakette durch den Grenchenbergtunnel bestätigten dann aber die Existenz verfalteter Überschiebungen (Buxtorf, 1916). Darauf folgende Arbeiten von Wiedenmayer (1923) und Stähelin (1924), die von Buxtorf initiiert wurden, erbrachten einen besseren Einblick in die geologischen Verhältnisse und damit den Nachweis der verfalteten Überschiebungen.

Neben diesen älteren Arbeiten wurden vor allem in den letzten zwanzig Jahren einige wertvolle, neuere lokale Arbeiten geschaffen. Initiiert wurden diese Arbeiten von der Universität Basel unter der damaligen Leitung von Prof. H. Laubacher sowie von der Universität Bern.

Die Arbeiten unter der Leitung von Prof. H. Laubscher konzentrierten sich vorwiegend auf die Klusen von Oensingen-Balsthal (Meier 1977), Klus von Balsthal-Mümliswil (Meyer 1977) und die Klus von Günsbrunnen (Krebs 1984). Vor allem die ersten beiden Arbeiten versuchten die Tiefe des Abscherhorizontes abzuschätzen, indem sie die Antiklinalen als Kofferfalten interpretierten. Weiter westlich gelegene Arbeiten von der Universität Bern und Basel (Allenbach 1994, Balmer 1989, Brianza 1977, Martin 1984, Mayer 1983, Tschumi 1983) zeigen jedoch eher eine Dominanz einer südvergenten Überschiebungstektonik. Alle diese westlich gelegenen Arbeiten sind allerdings sehr stark auf stratigraphische Untersuchungen ausgerichtet.

Laubscher & Hauber (1982) konstruierten das Profil in der Klus von Oensingen-Balsthal noch als Weiterentwicklung des Kofferfaltenmodells von Meier (1977). Kurz darauf wurde dieses Profil von Laubscher & Pfirter (1984) weiterentwickelt, indem die Ostfortsetzung der Günsberg-Rücküberschiebung im Profil mitberücksichtigt wurde.

Dabei werden drei Entwicklungsstadien postuliert: Günsberg-Rücküberschiebung - Ausserberg-Überschiebung - Verfaltung der beiden Überschiebungen.

Bitterli (1990, 1992) zeigt anhand einer dreidimensionalen Entwicklung der Antiklinalstrukturen, dass das Konzept einer Kofferfalte für das Klusenprofil möglich ist, es aber weiter westlich zu Kernstopfungsproblemen führt. Mit seiner ausführlichen Arbeit (Bitterli 1992) stellt er ein zweiphasiges Modell der Antiklinalen- und Synklinalen vor, bei dem die ältere Ausserberg-Überschiebung durch eine jüngere Hauptüberschiebung (Günsbergüberschiebung) verfaultet wird.

1.1.1 Geologische Kartengrundlagen

Für das gesamte Arbeitsgebiet lag keine detaillierte geologische Karte vor. Für eine Darstellung des ganzen Gebietes musste daher immer auf grössere Übersichtskarten mit Masstäben von 1:80'000 bis 1:500'000 zurückgegriffen werden. Das ergab jedoch eine für das Detail zu ungenaue Information. Deshalb war es notwendig, die qualitativ unterschiedlichen Kartierungen gesamtheitlich zusammenzufassen. In diesem Zusammenhang wurde vom Kanton Solothurn an das Büro Matousek, Baumann & Niggli der Auftrag einer flächendeckenden Kartierung im Masstab 1:10'000 vergeben. In Zusammenarbeit mit Th. Bitterli vom Büro Matousek, Baumann & Niggli konnte so der Bezirk Thal bearbeitet werden und steht nun im Geographischen Informations-System (GIS) des Kantons Solothurn zur Verfügung. Bis Ende 1997 wird auch der zweite Teil des Bezirks Lebern des Kantons digitalisiert vorliegen. Einzig die Weissensteinsüdflanke des berner Kantonsteiles fehlt noch.

Zur besseren Übersicht ist in Figur 2 das engere Arbeitsgebiet mit den vorhandenen geologischen Karten (geologische Atlasblätter, Dissertationen, Diplomarbeiten, unpublizierte geologische Aufnahmen etc.) dargestellt. Zusätzlich sind die im GIS vorhandenen und vorraussichtlich in naher Zukunft verfügbaren Bereiche ebenfalls aufgeführt.

Gesamthaft handelt es sich dabei um folgende Arbeiten:

Geologischer Atlas und Spezialkarten 1:25'000

- I Geologischer Atlas, Blatt 3, 1067 Passwang (1936).
- II Mühlberg, F. (1915): Geologische Karte des Hauensteingebietes; Geol. Spez. Karte No 73.
- III Geologischer Atlas, Blatt 96, 1106 Moutier (1996).
- IV Mühlberg, F. & Niggli, P. (1912): Geologische Karte des Gebietes Roggen-Born-Boowald; Geol. Spez. Karte No 67.

Publikationen, Dissertationen, GIS des Kantons Solothurn:

- 1 Staehelin, P. (1924): Geologie der Juraketten bei Welschenrohr, Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N.F. 55/1.
- 2 Wiedenmayer, C. (1923): Geologie der Juraketten bei Welschenrohr, Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F. 48/3.
- 3 Baumberger, E. (1923): Geologische Karte des Dünnerntales. In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz; Beitr. Geol. der Schweiz, 13/1.
- 4 Buxtorf, A. (1907): Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung, Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, N. F. XXI.
- 5 Bitterli, Th. (1995-1997): Geologische Neuaufnahme der Bezirke Thal und Lebern des Kantons Solothurn, 1:10'000, GIS - Arc Info des Kantons Solothurn.
- 6 Elber, D. (1962): Die Geologie des Gebietes von Langenbruck am Oberen Hauenstein; Diss. Univ. Basel.

Diplomarbeiten:

- a Krebs, D. (1984): Geologie der Graitery-Kette zwischen Gänsbrunnen und Welschenrohr, unvollständige Diplomarbeit Univ. Basel.
- b Balmer, W. (1989): Zur Geologie und Tektonik der Weissensteinkette zwischen Lommiswil und Gänsbrunnen (Kanton Solothurn); unveröffentlichte Liz. Univ. Bern..
- c Mayer, Ch. (1983): Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen am Weissenstein, unveröffentlichte Diplomarbeit Univ. Basel.
- d Brianza, M. (1977): Zur Geologie der Weissensteinkette in der Umgebung des Balmberges; unveröffentlichte Diplomarbeit Univ. Basel.
- e Allenbach, R. (1994): Geology of the Balmberg and surrounding area; unveröffentlichte Liz. Univ. Bern.
- f Martin, B. (1984): Zur Geologie der Weissensteinkette zwischen Matzendorf (SO) und Wiedlisbach (BE); unveröffentlichte Liz. Univ. Bern.
- g Tschumi, P. (1983): Geologische Untersuchungen in der Weissensteinkette westl. der Klus von Balsthal; unveröffentlichte Liz. Univ. Bern.
- h Meier, B. (1977): Zur Geologie der Klus von Balsthal-Oensingen (Ostseite); unveröffentlichte Diplomarbeit Univ. Basel.
- i Meyer, J. (1977): Zur Geologie der Klus von Mümliswil. Unveröffentlichte Diplomarbeit Univ. Basel.

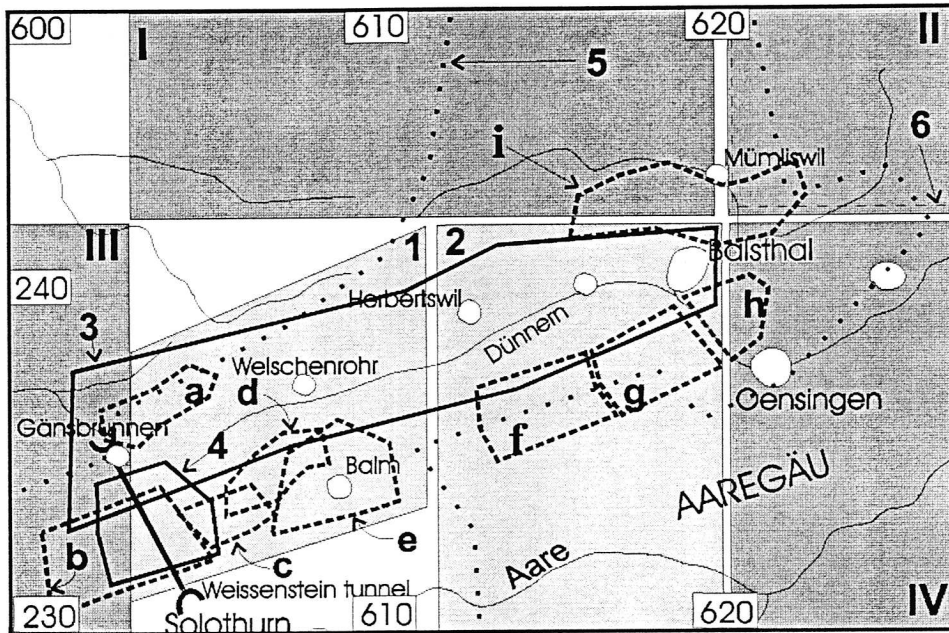


Fig. 2: Vorhandene Kartierungen des engeren Arbeitsgebietes und seiner Umgebung

1.2 Entwicklung des Juras

Obwohl die tektonische Bearbeitung dieses Gebietes kein Ziel dieser Arbeit ist, ist es trotzdem sehr wichtig, die verschiedenen tektonischen Einflüsse, die auf den Bau des Faltenjuras Einfluss nehmen, zu berücksichtigen. Im folgenden soll deshalb kurz auf die Stellung des Faltenjura innerhalb der umgebenden Strukturelemente, wie auch auf die zeitliche Abfolge der tektonischen Prozesse eingegangen werden.

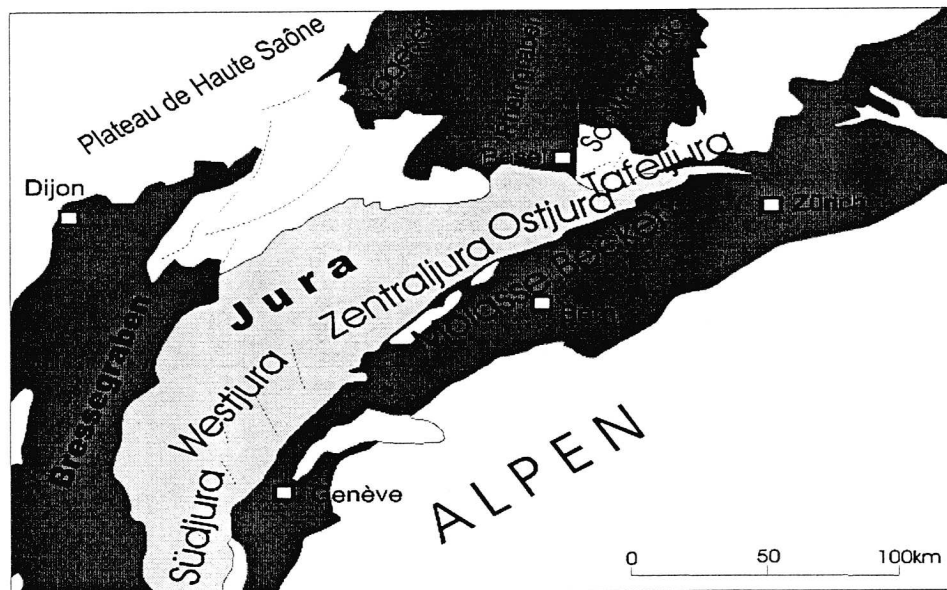


Fig. 3: Geographische Lage des Faltenjuras zwischen der Schweiz, Frankreich und Deutschland, eingeklemmt zwischen den Alpen, dem Bresse- und dem Rheingraben (aus Laubscher 1986).

Wie aus Figur 3 ersichtlich ist, bildet der Jura einen konvex nach NW gerichteten Bogen. Er wird im W vom Bresse-Rhône-Graben, im NW von den Vogesen, im N und NE vom Rheingraben und im S vom Molassebecken begrenzt. Das Juragebirge hat eine äussere Bogenlänge von 390 km und eine innere Spanne von 330 km. Parallel zu den Westalpen streicht der Jura zunächst nordwärts, wird aber auf seinem östlichen Verlauf immer mehr nach NE abgebogen und verengt, so dass er von W nach E stark an Bedeutung verliert, bis er schliesslich auf der Höhe von Baden (Läggern-Antiklinale) ganz verschwindet.

Über das Alter des Faltenjuras gab es schon relativ früh diverse Hypothesen. So schreibt z. B. A. Heim (1918):

“Die Aufstauung des Kettenjuras fand vor Diluvium, und zwar pontisch und pliocän statt. Der Kettenjura ist in dieser relativ kurzen Zeit in einem Guss einheitlich erzeugt worden. Er ist jünger als der Tafeljura, gleich jung wie die letzte Dislokationsphase seines Stammgebirges, der Alpen.”

Dagegen war L. Liniger (1953) anderer Auffassung :

“ ... dass die bisherigen Anschauungen über das Werden des Juras insofern revidiert werden müssen, dass die Auffaltung durch das ganze Tertiär hindurch anhielt; längere Perioden von Faltung und nachfolgender Erosion wurden abgelöst von kürzeren Akkumulationszeiten.”

Dank neuerer und besser abgestützter Untersuchungen, vor allem der NAGRA, kann heutzutage jedoch schon ein wesentlich differenziertes Bild sich überlagernder und beeinflussender geologischer Bewegungen seit dem Paläozoikum bis heute erreicht werden (Laubscher 1987). Dies erlaubt, eine tektonische Geschichte des Juras mit den umgebenden Einheiten mit ihren jeweiligen Ruhe- und Aktivphasen (Laubscher 1961, Diebold 1990, Laubscher 1986, 1987a, 1987b, Müller et al. 1991) zu entwerfen, die älter ist als der Jura selbst:

Die älteste Einheit bildet das Grundgebirge, das durch die darüberliegenden Sedimente des Mesozoikums beim Jura verdeckt wird. Direkte Informationen über das Grundgebirge sind nur spärlich durch einzelne Bohrungen im Ostjura oder randlich durch die offen zu Tage tretenden Gneismassen oder Granitkörper der Vogesen und des Schwarzwaldes vorhanden. Vor allem im Bereich der Nordschweiz kann das Grundgebirge grob in drei verschiedene Phasen gegliedert werden:

- Aktive Phase: Spät - Paläozoikum: variskische Gebirgsbildung
- Ruhephase: Mesozoikum bis frühes Tertiär: schwache Hebungen und Senkungen
- Aktive Phase: Tertiär: Reaktivierung wegen der Beeinflussung durch die alpine Gebirgsbildung

1.2.1 Spät-Paläozoikum (Aktive Phase - Variskische Gebirgsbildung)

Die variskische Orogenese umfasst einen Zeitraum von ca. 100 Mio. Jahren (Müller et al. 1984). Während dieser tektonisch aktiven Zeit können nach Milnes (1990) vereinfacht zwei Phasen unterschieden werden:

Während der ersten Phase wurde das Grundgebirge durch orogene und magmatische Prozesse gebildet (basement forming events). Am Ende dieser und zu Beginn der nächsten Phase kam es zur Intrusion postkinematischer Plutonite, deren Verteilung und Form wegen der mesozoischen Bedeckung nicht bekannt sind, wie z. B. der während des Namurien intrudierte Böttstein-Granit; ebenso erfolgte eine Aufdomung und Extension des zentralen Gebirgsgürtels.

In der späteren Phase (post consolidation events) im Oberkarbon und Perm reagierte die konsolidierte Kruste als mehr oder weniger starrer Körper auf die grossräumigen Spannungen (Diebold et al. 1990). Typisch für die Endphase war eine fortschreitende Streckung und Ausdünnung der Kruste mit entsprechender Bildung von Gräben und begleitender vulkanischer und hydrothermalen Aktivität (Lorenz & Nicholls 1984). Eine Transversaltektonik (Sylvester 1988) scheint zur Bildung einer breiten E-W gerichteten dextralen Transformzone geführt zu haben. In diesem Rahmen, wahrscheinlich als Pull-Apart-Becken dieser Zone kam es zur Ausbildung von langgestreckten, diskontinuierlichen Kohlebecken, wie die zahlreichen, kontinentalen Kohlebecken Zentraleuropas, denen auch der Nordschweizer Permokarbondrog zugerechnet werden muss (Diebold et al. 1992). Im späteren Verlauf der variskischen Orogenese gerieten diese Strukturen immer mehr in ein Feld, das durch eine Transpressionstektonik geprägt war. Dies bedingte Strukturen mit beträchtlichen Vertikalverstellungen, d. h. ursprünglich gleiche Trogabschnitte wurden einerseits herausgehoben und erodiert, andererseits kam es zu einer tiefen Einsenkung mit gleichzeitiger diskordanter Überdeckung (Basis Oberperm, Obere Trogfüllung) von grobklastischem Material (Diebold 1988, Diebold et al. 1992, Laubscher 1987a).

1.2.2 Mesoikum bis frühes Tertiär (Ruhephase - Hebungen und Senkungen)

Nachdem die variskischen Gebirge weitgehend abgetragen waren und ihr Schutt die Permokarbon-Tröge aufgefüllt hatten, hatte das Gebiet der Nordschweiz zu Beginn des Mesozoikums den Zustand einer Peneplain erreicht. Die fortschreitende Auskühlung des Gebirgskörpers führte zu einer langsam abklingenden Subsidenz in Zentraleuropa (Wildi et al. 1989). Unter diesen Umständen kam es während der Zeitspanne des Mesozoikums (vor allem zu Beginn des Juras) zu marinen Sedimentablagerungen. Der erste Einsatz ist durch den Muschelkalk (Wellengebirge) dokumentiert.

Während dieser Zeit machte sich die Tektonik vorwiegend durch weiträumige und langsame Hebungen und Senkungen bemerkbar, so dass es zur Ausbildung der heute beobachtbaren unterschiedlichen Sedimente in den verschiedenen Faziesräumen kam. Ein Teil der dabei beobachteten Mächtigkeitsschwan-

kungen könnte nach Müller et al. (1984) auf eine weiträumige Absenkung und Hebung während dieser tektonisch schwach geprägten Zeit zurückzuführen sein.

Wegen der domartigen Aufwölbung in der Achse des späteren Oberrheingrabens (Rheinischer Schild) bis zu den Alpen (Trümpy 1980) während der Kreide, kam es zu der grossen Schichtlücke zwischen Jura und Tertiär. Ob dies darauf zurückzuführen ist, dass die Kreidesedimente auf diesem Rücken nie, bzw. nur teilweise abgelagert wurden oder ob sie erodiert wurden, bleibt unklar (Müller et al. 1984).

1.2.3 Tertiär bis Gegenwart (Aktive Phase - Reaktivierung)

Als mehr oder weniger direkte Auswirkung der alpinen Orogenese kam es zu vier regionalen Ereignissen, die sich zeitlich als auch räumlich überlagerten (nach Diebold et al. 1992):

- Entstehung des Oberrheingrabens
- Hebung des Schwarzwaldes
- Absenkung des Molassebeckens
- Jurafaltung

Vor allem die Zeit vom Eozän bis ins Untere Miozän ist noch stark von einer extensiven Tektonik geprägt (Laubscher 1983). Als bedeutendstes Ereignis bei der tektonischen Reaktivierung dieses Gebietes ist die Entstehung des Oberrheingrabens mit vorwiegend NNW-SSW verlaufenden Abschiebungen, des Rhône-Bresse-Grabens und den zwischen den beiden vermittelnden Transformtektonik (Angelier & Bergerat 1983, Laubscher 1970) zu erwähnen. Dies führte auch zu Begleitbrüchen und Grabenstrukturen im Tafel- und Faltenjura (Ende Oligozän) (Laubscher 1971, 1982, Vögtli 1985). Daneben kam es noch zur Ausbildung von rheinisch streichenden Flexuren und Abschiebungen am Nordrand des Molassebeckens während zweier Phasen. Die erste lag in der Zeitspanne Ende Oligozän bis frühes Miozän, die letzte erfolgte während des mittleren Miozäns. Die Aktivität bewirkte, zumindest im östlichen Jura, eine Reaktivierung der paläozoischen Störungen, die dadurch einen Teil dieser Dehnungsstrukturen beeinflussten.

Etwa zur gleichen Zeit, während des Oligozäns, kam es zur langsamen weiteren Hebung des Schwarzwaldes, bzw. der Vogesen. Während dieser Phase glitt die Sedimentdecke gravitativ ab, was zu diversen Kompressionstrukturen mitten im Tafeljura führte (Bitterli & Matousek 1991, Wildi 1975, Laubscher 1971, 1973, 1982). Eine spätere grossräumige Hebung dieser Massive setzte nach der Wende Oligozän/ Miozän ein. Dadurch kam es zur Abtragung der darüberliegenden Sedimentschichten sowie zur Schüttung der Juranagelfluh über den Tafel- und Teile des heutigen Faltenjura (Braun 1917, Erb 1948, Fischer 1933, Schaad 1908, Vosseler 1918). Diese Hebung, im Betrag von etwa 2200 bis 2'500 m (Müller et al. 1984), führte zu einer Kippung des ganzen Gebietes der zentralen Nordschweiz um 4 - 5° nach SE bis S. Dadurch lag im späten Miozän eine nach SE bis SSE geneigte Schichttafel vor. Sie war durchsetzt von

reaktivierten herzynischen (WNW-ESE) und variskischen (WSW-ENE) Störungen, die wiederum von rheintalischen (NNE-SSW) Abschiebungen überlagert waren (Diebold et al. 1992).

Als letzte Phase der alpinen Orogenese setzte die Jurafaltung ein. Zur Erklärung dieser tektonischen Ereignisse wurden schon früh verschiedene Ansätze, wie z.B. Sokkelverkürzungen unter dem Jura selbst oder Thik-skinned-Modelle erarbeitet (Umbgrove 1948, Ziegler 1982). Aufgrund der Ergebnisse der NAGRA-Bohrungen (Schaffisheim, Matter et al. 1988, Jordan & Nüesch 1989) und der Reflexionsseismik ist die Fernschubhypothese jedoch weitgehend bestätigt (Sprecher und Müller 1986) und wird allgemein anerkannt.

Sie wurde erstmals von Buxtorf (1907) formuliert. Daraus ergab sich die Abscherung des relativ dünnen mesozoischen Schichtstapels mit dem aufgelagerten Schichtstapel der Molasse über dem Mittelland um ca. 10 bis 30 km ins Vorland hinein. Der Hauptabscherhorizont befindet sich in den Evaporitabfolgen der Anhydritgruppe. Daneben können aber auch untergeordnete Horizonte wie z. B. der unterste Keuper zur Abscherung benutzt werden, wobei es bei dem dazwischenliegenden Hauptmuschelkalk zu einer intensiven Verschuppung kommen kann. Während der Abscherung kam es wahrscheinlich zu einer Rotation des Jurabogens von ca. 8° im Uhrzeigersinn (Laubscher 1961). Damit wird der Unterschied für die Verkürzung der Überschiebungsbeträge von ca. 30 km im SW und einigen hundert m im E erklärbar.

1.3 Richtungen der präexistenten Strukturen im betrachteten Gebiet

Wie aus den oben aufgeführten Entwicklungen ersichtlich ist, führten vor der eigentlichen Jurafaltung im mittleren Miozän zwei unterschiedliche tektonische Ereignisse zu einer Vorprägung der mesozoischen Schichtreihen:

1. Zuerst führte die variskische Gebirgsbildung während des Paläozoikums zu einer Dehnungs- und dextralen Transpressionsbewegung. Daraus resultieren WSW-ENE, bzw. W-E verlaufende Abschiebungen. Sie wurden während der Dehnungstektonik im Paläogen teilweise wieder reaktiviert. Wie anhand der seismischen Daten der NAGRA (Diebold et al. 1992, Laubscher 1985, Sprecher et al. 1986) für den östlichen Jura gezeigt werden konnte, dienen diese Flexuren als Nukleationskeime von Überschiebungsrampen und führen so zu Faltenstrukturen (Laubscher 1985).
2. Neben den im Paläogen reaktivierten Zonen kam es auch zur Neubildung von NNE-SSW verlaufenden Abschiebungen, die wahrscheinlich auch im Faltenjura im Zusammenhang mit der Öffnung des Rheintalgrabens entstanden sind. Störzonen mit diesem Verlauf werden deshalb als rheintalische Störzonen bezeichnet.

Es kann daher anhand der Richtung grob zwischen den E-W verlaufenden paläozoischen (im Paläogen reaktivierten) und den NNE-SSW verlaufenden paläogenen (im Paläogen entstandenen) Systemen unterschieden werden.

Diese präexistenten Störzonen wurden während der neogenen Hauptjurafaltung entweder reaktiviert oder passiv mitverfaltet. Die Jurafaltung selbst verlief nicht als ein einziger Prozess, sondern stellt eine Abfolge von tektonischen Phasen dar (Laubscher 1962, Bitterli 1992). Dies ist z. B. gut ersichtlich anhand von mitverfalteten Überschiebungen, wie sie von Buxtorf (1916) für den Grenchenbergtunnel oder auch in den Klusen von Oensingen-Balsthal, bzw. Balsthal-Mümliswil dokumentiert sind.

2 Stratigraphie

Die für die Untersuchungen wichtigen mesozoischen Sedimentgesteine bilden Wechsellagerungen aus Kalk, Mergel, Ton oder Gips (Figur 4). Die wichtigsten wasserführenden Gesteinseinheiten stellen die Kalke des Mittleren Doggers (Hauptrogenstein) und die des Malmes (ob. Oxfordien, Kimmeridgien) dar. Von geringerer, höchstens lokaler Bedeutung sind einzelne dolomitische Schichten innerhab des Keupers, des Unteren Doggers oder die kalkig-mergeligen Effinger- und Birmensdorfer-Schichten des mittleren Oxfordien.

Da die Kenntnis der Schichtmächtigkeiten für die Profilkonstruktionen (siehe Kapitel 3) einen wichtigen Parameter darstellen, wurden die Ergebnisse älterer (z. B. Buxtorf 1907) und neuerer Arbeiten (vgl. Kapitel 1.1.1.) miteinander verglichen und korreliert. Wegen der teilweise unvollständigen Aufnahme einzelner Profile, den eventuell unbeachteten tektonischen Störzonen bei der Profilaufnahme und der schwerpunktmässigen Gewichtung auf die hydrogeologische Unterscheidung zwischen Aquiferen (Kalke) und Aquitarden (Tone etc.) sind bei der Profilkonstruktion die geringmächtigeren Formationen zu grösseren Schichtkomplexen zusammengefasst worden.

Eine Ausnahme davon bilden die relativ geringmächtigen Birmensdorfer Schichten, da sie einerseits immer wieder als markante Rippe gut zu beobachten sind, und andererseits lokal einen wichtigen Aquifer darstellen. Ebenso ist der Lias im Feld als morphologisch gut erkennbare Rippe zu beobachten. Aus diesem Grund wird er, wie auch die Birmensdorfer Schichten bei der Profilkonstruktion mitberücksichtigt.

Bei der geologischen Karte konnten sie jedoch nicht mehr dargestellt werden. Hier wurden zur besseren Übersicht nur die grösseren und für die Karstgrundwässer wichtige Schichtkomplexe eingezeichnet.

Zur detaillierteren Unterscheidung der einzelnen Schichtglieder wie auch der quartären Bedeckung sei auf die im Masstab 1:10'000 kartierten und digitalisierten Grundlagenkarten im GIS (Arc Info) des Kantons Solothurn hingewiesen.

Die Schichtreihe des Untersuchungsgebietes umfasst Sedimente folgender Einheiten:

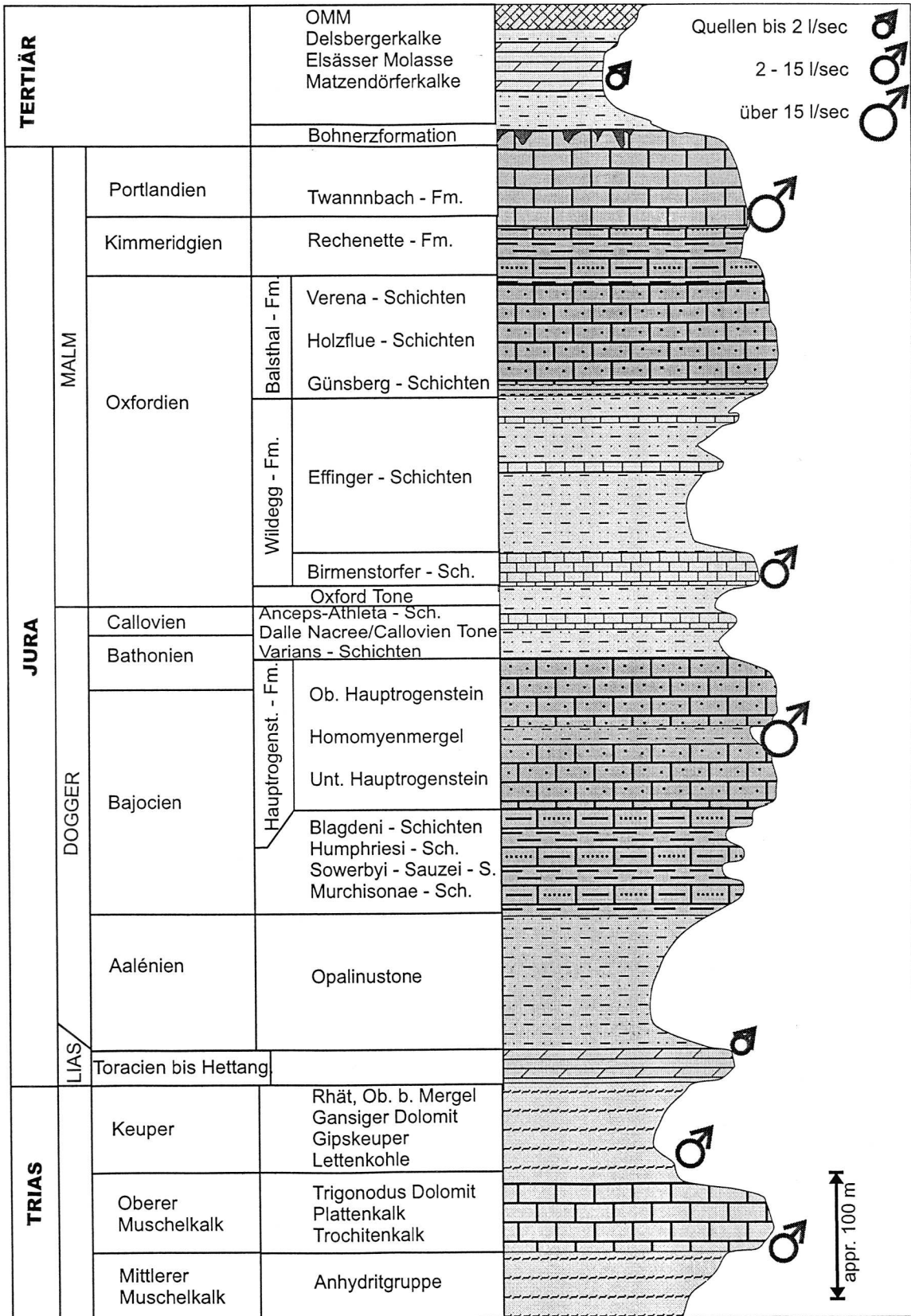


Fig. 4: Stratigraphisches Übersichtsprofil für das Untersuchungsgebiet (zusammengest. aus ält. Arbeiten, vgl. Fig. 2)

2.1 Trias:

Die Sedimente der Trias sind innerhalb des Arbeitsgebietes nur an der Weissensteinsüdflanke (Balmberg) und im Weissensteintunnel selbst aufgeschlossen.

2.1.1 Muschelkalk

Der Muschelkalk wird an seiner Basis durch die Anhydritgruppe gebildet. Die Mächtigkeit dieser Schicht ist innerhalb des Arbeitsgebietes nicht bestimmbar. Entweder ist dies durch die Funktion des Anhydrites als Abscherhorizont bedingt, was zu tektonischen Anhäufungen führen kann, oder es ist auf diagenetisch bedingte Mächtigkeitsänderungen zurückzuführen. Als grober Mächtigkeitwert wird bei den Profilkonstruktionen mit 100 m gerechnet.

Der Obere Muschelkalk ist an der Oberfläche nur in der Halbklaus beim Balmberg und fragmentarisch östlich davon entlang der Weissensteinkette dokumentiert (Merki 1961, Martin 1984, Allenbach 1994). Er besteht, abgesehen vom Trigonodusdolomit, aus gut gebankten bis zu m-mächtigen Kalkbänken, in denen dünne mergelige oder tonige Lagen dazwischen gelagert sind.

Für die Profilkonstruktionen wurde mit einer Mächtigkeit von ca. 60 m im Süden und von ca. 70 m im Norden für den Oberen Muschelkalk gerechnet.

Vor allem in den Kalkschichten des Muschelkalkes können sich Karstsysteme ausbilden. Da er aber nur lokal im Gebiet des Balmberges zu Tage tritt, mussten die Untersuchungen auf eine kleine Quelle aus dieser Lithologie beschränkt werden.

2.1.2 Keuper

Schon weniger deutlich tritt der Keuper hervor. Er besteht aus einer Wechsellaagerung von dolomitischen Mergeln und Anhydrit- bzw. Gipsgesteinen (Gipskeuper) sowie einer Abfolge von Sandsteinen, dolomitischen Mergeln und Dolomitbänken (Mergelkeuper). Vor allem der Gipskeuper neigt zu tektonischen Verdoppelungen bzw. Disharmonien und bildet häufig einen lokalen Abscherhorizont. Von den Keuperserien bildet vor allem der Gansiger Dolomit eine leichte morphologische Kante im Feld. Die inkompetenteren Schichten bilden meist Wiesenzonen mit grösseren und kleineren Rutschungen, wie auch beobachtbaren Solifluktionerscheinungen. Dass grössere Teile dieser Schichten auch heute noch hangabwärts in Bewegung sind, kann bei einem WNW-ESE verlaufenden, grabenförmigen Abriss im oberen Keuper bei Rügacher (N Rumisberg) beobachtet werden (Martin 1984). Erwähnenswert sind die verschiedenen Ausbeutungen des Gipskeupers auf Gips in verschiedenen offen gelassenen Gruben.

Leider existieren für den Keuper keine genaueren Mächtigkeitsangaben für das Arbeitsgebiet. Aufgrund der Angaben von Buxtorf (1907), Stähelin (1924) und Bitterli (1992) wird eine maximale Mächtigkeit von rund 130 m angenommen.

Am Südhang der Weissensteinkette konnten keine Dolinen im Keuper aufgefunden werden, obwohl vereinzelt auch zum Austritt grösserer Quellen kommen kann.

2.2 Jura:

Die Schichtglieder des Jura sind vollständig vorhanden. Insbesondere bei der Weissensteinsüdflanke reichen die Aufschlüsse vom Lias bis zum Kimmeridgien. Bei der Farisbergkette vom Opalinuston (Klus von Mümliswil) bis zum Kimmeridgien. Vor allem die mächtigen Kalkschichten widerspiegeln die wichtigsten prägnanten Faltungsstrukturen in den beiden Ketten.

2.2.1 Lias

Der Lias ist nur in der Südflanke des Weissensteins (und im Weissensteintunnel) aufgeschlossen. Er besteht aus einer Wechselfolge von spätigen, fossilreichen Kalken und Mergeln. Daher kann sein Verlauf im Feld meistens gut anhand einer im Gelände ausgeprägten Felsrippe oder entlang eines bewaldeten Steilhanges verfolgt werden.

Von Martin (1984) wurde im Gebiet von Rumisberg ein vollständiges und ungestörtes Profil des Lias aufgenommen. Die dabei bestimmte Schichtmächtigkeit betrug 35 m. Buxtorf 1907 gibt für den Weissensteintunnel eine Mächtigkeit von 32 m (N-Schenkel), bzw. 55.5 m (S-Schenkel) an. Nach Bitterli (1992) betragen sie für den S-W Teil des Arbeitsgebietes ca. 50 m, im N-E Teil ca. 25 m. Ob diese starken Schwankungen auf lokale Mächtigkeitsänderungen zurückzuführen sind oder auf tektonische Einflüsse, kann nicht abschliessend gesagt werden. Da die Profilaufnahmen von Martin 1984 zuverlässig sind, wird bei den Profilkonstruktionen eine mittlere Mächtigkeit von 35 m verwendet.

Im Untersuchungsgebiet konnte wie erwartet keine grössere aus dem Lias entspringende Quelle gefunden werden. Einzig eine sehr kleine Quelle im Weissensteintunnel wurde über einen längeren Zeitraum kontinuierlich untersucht.

2.2.2 Dogger

Der Dogger ist mit Ausnahme des Opalinustones, der Murchisonae- bis Blagdeni - Schichten und Callovientone gut aufgeschlossen. Die letzteren Serien bilden meist Wiesen- oder Ackergürtel während der kalkige und somit resistente mittlere Dogger (Unterer bis Oberer Haupttrogenstein) markante, mit Wald bestandene Kämmen und schroffe Flöhe bilden. In den bis zu 110 m mächtigen Kalken des Haupttrogensteins befinden sich dann auch, neben denen der Malmkalke, die grössten Karstsysteme.

2.2.2.1 Opalinuston (Unterer Dogger)

Der Opalinuston besteht hauptsächlich aus blaugrauen bis grauschwarzen, glimmerreichen Tonen. Dazwischen sind sandreiche Lagen und kalkige Horizonte eingelagert.

Da vollständige Aufschlüsse selten vorhanden sind (ausgenommen Weissensteintunnel), wird für die Profilkonstruktion mit einer mittleren Mächtigkeit von 100 m gerechnet.

Der Opalinuston bildet einen ausgeprägten Stauhorizont, über dem vereinzelt kleinere Quellen aus den darüberliegenden Schichten austreten können.

2.2.2.2 Murchisonae-Schichten bis Blagdeni-Schichten (Unterer Dogger)

Die Basis dieser Schichtabfolgen bilden die Murchisonae-Schichten. Sie bestehen aus einer oberen eisenoolithischen und einer unteren bioklastischen Schichtfolge. Darüber folgen die Sowerbyi-Sauzei-Schichten, die aus Wechselagerungen von sandigen bzw. eisenoolithischen Mergeln und Kalken und Kalkareniten bestehen. Weiter folgen die eisenoolithischen Mergelkalke der Humphriesi-Schichten. Dabei ist das von Martin (1984) aufgenommene Profil zu erwähnen, welches an gleicher Stelle von anderen Autoren übersehen und damit als atypische, bzw. fehlende Ausbildung interpretiert wurde.

Darüber folgen als oberstes Schichtglied des Unteren Doggers die Blagdeni-Schichten. Die im unteren Teil feinsandigen Mergel und knauringen Mergelkalke gehen nach oben in harte, feinkörnige und unregelmässige Mergelkalke mit Mergelzwischenlagen über.

Die gesamte Mächtigkeit ist nur sehr schwer genau zu bestimmen. Als Mittelwert aus den Literaturangaben wird eine Mächtigkeit von 80 m verwendet.

Insgesamt bilden die Schichten des Unteren Doggers undurchlässige Stauhorizonte, aus denen vereinzelt kleine Rinnsale austreten. Im gesamten Untersuchungsgebiet wurde nur eine kleine Quelle aus dieser Formation untersucht.

2.2.2.3 Hauptrogenstein (Mittlerer Dogger)

Neben den kalkigen Serien des Malmes, bildet die Einheit des Hauptrogensteins die mächtigste Kalkserie. Da diese Kalke gut herauswittern, liegt eine grössere Anzahl von dokumentierten Aufschlüssen vor. Eine gute Verteilung der gesamten Mächtigkeit des Oberen Hauptrogensteins ist in Bitterli (1992) aufgeführt. Dabei beträgt sie im östlichen Arbeitsgebiet 100 m. Sie verläuft relativ konstant bis auf die Höhe der Rötiflue. Ab diesem Bereich erfolgt eine deutliche Zunahme der Mächtigkeit nach Westen bis auf ca. 115 m beim Weissensteintunnel.

Der Hauptrogenstein kann in den Unteren Hauptrogenstein, den Homoyenmergel und den Oberen Hauptrogenstein gegliedert werden. Der Untere Hauptrogenstein besteht aus einer Folge von oolithischen und bioklastischen Kalkareniten und -ruditen. Nur in wenigen Proben konnten Spuren von Quarz nachgewiesen werden (Balmer 1989). Die Mächtigkeitsangaben schwanken zwischen 60 und 70 m.

Zwischen dem Dach des Unteren Haupttrogensteins und der Basis des Oberen Haupttrogensteins befindet sich ein kleiner Zwischenstauer, die Homoyenmergel-, oder Acuminata-Schichten. Wie der Name schon ausdrückt, besteht diese ca. 6 m mächtige Lage aus blaugrauen bis braunen Mergelbänken (10 - 40 cm) mit Einschaltungen von biodetritischen Wackestones und Mudstones.

Als Dach dieser Zwischenlage folgt der Obere Haupttrogenstein. Er besteht vorwiegend aus einer Abfolge von hellbeigen, braunen und feinen Biospariten und Oospariten, die oftmals kreuzgeschichtet sind. Gegen oben hin nimmt der Anteil an Mergeln und Mikriten zu. Der Abschluss wird durch einen Hartgrund gebildet. Die Mächtigkeit beträgt ca. 25 bis 35 m.

Wegen der grossen Mächtigkeit und ihrem durchgehenden Verlauf entlang der ganzen Antiklinalen, kommt es zur Ausbildung der grössten Karstsysteme innerhalb des Untersuchungsgebietes. Die wichtigste untersuchte Quelle befindet sich in der Klus von Oensingen-Balsthal (Gärbi-Weiher).

2.2.2.4 Varians- bis Anceps-Athleta-Schichten (Oberer Dogger)

Diese Schichtfolgen bilden Wechsellagerungen aus eisenoolithischen, knolligen Mergelkalken, Mergellagen, kalkigen Mergeln oder sandig-spätigen Kalken.

Die Mächtigkeit des Oberen Doggers beträgt ca. 45 m. Im südwestlichen Teil des Arbeitsgebietes ist eine lokale Abnahme auf ca. 35 m zu beobachten.

Zusammen mit den Effinger-Schichten des Mittleren Oxfordien bilden sie einen mächtigen Stauhorizont zwischen dem Haupttrogenstein und den Malmkalken.

2.2.3 Malm

Wie aus der geologischen Karte ersichtlich ist, nimmt der Malm die grösste Fläche des Gebietes ein. Vor allem bei der Weissensteinkette, wo die Kalke des Malms die gesamte Nordflanke aufbauen, wird dies deutlich. Der untere, mergelig-tonige Malm wird immer noch intensiv von der Landwirtschaft genutzt. Wegen seiner Bedeckung mit Alpweiden oder auch durch grössere Gehängeschuttmassen ist er nur sehr sporadisch aufgeschlossen. Die im Vergleich zum Haupttrogenstein mächtigeren Serien der Kalke des Malms (Balsthal-Formation bis Twannbach-Formation) bilden die höchsten Felskämme im Gebiet (ausgenommen Rötiflue). Sie werden fast ausschliesslich von ausgedehnten Waldflächen bedeckt.

In diesen Schichten sind vergleichbar grosse Karstsysteme ausgebildet wie im Haupttrogenstein. Die grössten dieser Quellen sowie auch diverse kleinere Quellaustritte wurden untersucht. In den mächtigen Kalkserien befindet sich ein begehrtes Paläokarstsystem (Nidlenloch, Hinterweissenstein), das heute nur noch kurzfristig während starker Niederschlagsperioden oder während der Schneeschmelze aktiv ist.

Neben diesen Schichten sind als lokale potentielle Karstaquifere nur noch die Kalke der Birmensdorfer-Schichten zu erwähnen.

2.2.3.1 Unteres Oxfordien (Oxfordtone)

Die geringmächtigen (5 - 7 m) Oxfordtone sind selten aufgeschlossen. Sie bilden meist kleine Comben. Im N-W Teil des Arbeitsgebietes werden von Krebs (1984) äquivalent dazu die Renggeri-Tone und die "Terrain à chailles" wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nur ungenügend beschrieben. Die Gesamtmächtigkeit wird dort mit 30 m angegeben.

2.2.3.2 Wildegg-Formation

Die gesamte Mächtigkeit der Wildegg-Formation beträgt im Mittel für das gesamte Gebiet ca. 150 m. Vorwiegend im westlichsten Teil des Untersuchungsgebietes treten Mächtigkeitsabnahmen bis auf 130 m auf. Die Wildegg-Formation besteht aus zwei faziell völlig unterschiedlichen Teilformationen:

1. Die Birmensdorfer Schichten (im N-W Pichoux-Kalke) bestehen aus einer Serie von 5 bis 15 m mächtigen mikritischen Kalken. Die Schwankungen der Mächtigkeiten können lokal, vor allem im N-W Teil, beträchtlich sein.

Sie können stellenweise stark verkarstet sein und so zu grösseren Quellen führen, die jedoch nur kurzfristig grosse Schüttungsmengen aufweisen (bis max. 100 Liter je Minute)

2. Die darüberfolgenden Effinger-Schichten sind wesentlich mächtiger (ca. 100 m). Sie bilden Wechsellagerungen aus graublauen Mergeln und helleren Kalkzwischenlagen. Ähnlich wie die Callovientone stellt diese Abfolge ebenfalls einen guten und mächtigen Stauhorizont dar.

2.2.3.3 Balsthal-Formation (Sequankalke)

Lokal kann diese Formation in Günsberg-Schichten, Steinibach-Schichten, Mumiensbank, Holzflue-Schichten und Verena-Schicht unterteilt werden. Auf die Beschreibung der einzelnen Teilformationen wird jedoch verzichtet, da sie innerhalb des Untersuchungsgebietes eine Vielzahl von Faziesräumen wieder spiegeln. Allgemein bestehen sie aus teilweise oolithischen Kalkbänken mit geringen Mergelzwischenlagen. Ihre Mächtigkeit liegt zwischen ca. 80 m im E und ca. 120 m im W.

2.2.3.4 Reuchenette-Formation, Twannbach-Formation (Kimmeridgien, Portlandien)

In ihrer faziellen Ausbildung sind diese Kalke oft nur sehr schwer von den Sequankalken zu unterscheiden. Dieser Schichtkomplex wurde im N noch vor der Ablagerung des Tertiärs vollständig erodiert. Die Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet schwankt sehr stark. Im östlichen Teil beträgt sie nur etwa 60 m, steigt dann nach W aber bis auf 150 m an.

2.3 Tertiär:

Die tertiären Sedimente sind auf den Antiklinalen bis auf kleinere Reste vollständig erodiert. Sie bedecken fast ausschliesslich die tieferen Lagen innerhalb des Dünnerntales oder auch die morphologisch flacheren Bereiche des Weis-

sensteinsüdfusses. In den Tälern bilden sie sanfte Hügelzonen auf denen meistens Wiesen- oder Ackerflächen vorhanden sind. Aufschlüsse sind nur punktuell oder temporär (Baugruben) vorhanden. Das Siderolithikum oder die Bohnerz-Formation kann vor allem beim Übergang der Molasse zum Malm nachgewiesen werden.

Die grösste Verbreitung weist die USM (untere Süsswassermolasse) auf, während die OMM (Obere Meeresmolasse) seltener nachgewiesen werden konnte. Die UMM (Untere Meeresmolasse) sowie jungtertiäre Sedimente sind nicht nachgewiesen.

2.4 Quartär:

2.4.1 Sackungsmassen:

Als wichtigste Sackungsmasse ist die Sackung von Wiedlisbach (Prä-Riss-Alter, Wiedenmayer 1923, Hildbrand 1990) zu erwähnen. Sie ist das markanteste morphologische Element am Südhang der Weissensteinkette. Auf der geologischen Karte ist sie jedoch nicht eingezeichnet, da die Übertragung der 1:10'000 Karte in das GIS des Kantons Solothurn noch nicht vollständig abgeschlossen ist. Zudem wurde dieses Gebiet nicht explizit geologisch kartiert.

Weitere grössere Sackungsmassen befinden sich ebenfalls an den Flanken der Farisbergkette, die hauptsächlich aus grösseren Malmpaketen bestehen.

2.4.2 Gletscherablagerungen

Vereinzelte Erratika, glaziale Geschiebe oder Relikte von Grundmoränen sind Zeugen der Riss-Glazial-Ablagerungen. Ebenso können an der Südflanke der Weissensteinkette Spuren der Würm-Eiszeit aufgefunden werden.

Als jungquartäre Ablagerungen (Alluvionen in Figur 7) sind im Untersuchungsgebiet vor allem die quartären Kiese des Dünnerntales zu erwähnen. Sie bilden bei Welschenrohr einen kleinen abgeschlossenen Aquifer. Ab Herbertswil entwickelt sich jedoch ein zusammenhängender und immer mächtiger werdender Aquifer, der seine Fortsetzung durch die Klus bis in den grossen Aquifer des Dünnerngäus besitzt.

Wichtige Informationen wurden von insgesamt 10 abgeteuften Bohrungen über den internen Aufbau dieses Grundwasserleiters erhalten. Zwei dieser Bohrungen erreichten den anstehenden Fels im Untergrund.

3 Tektonik

3.1 Allgemeiner Verlauf der Faltenachsen, präexistenter Störungszonen

3.1.1 Streichrichtungen der Faltenachsen

Die Antiklinalkette des Weissensteins und der nördlich davon gelegenen Farisbergkette verlaufen nicht parallel zueinander (Figur 5). Die Graiter-Farisberg-Antiklinale ist in ihrem W-E-Verlauf wesentlich stärker geknickt als die Weissensteinkette.

Die erste Verengung zwischen den beiden Ketten erfolgt westlich, ausserhalb des Arbeitsgebietes und ist bei der Klus von Gänsbrunnen noch deutlich zu erkennen. Ab dort knickt die Graiter-Farisbergantiklinale während ihres Verlaufes Richtung E stark nach N ein, um kurz darauf wieder bei der Brandbergschuppe nach S abzubiegen. Durch die gleichzeitige Wölbung der Weissensteinkette nach S bildet sich so ein kleineres abgeschlossenes Tal bei Welschenrohr.

Im östlichen Teil sind die Ketten auf ihren gegenüberliegenden Seiten beide wieder konvex nach aussen gebogen, was folglich zu einer Verbreiterung des Tales führt. Dieser Talabschnitt liegt im Mittel um ca. 150 m tiefer als der Talabschnitt bei Welschenrohr.

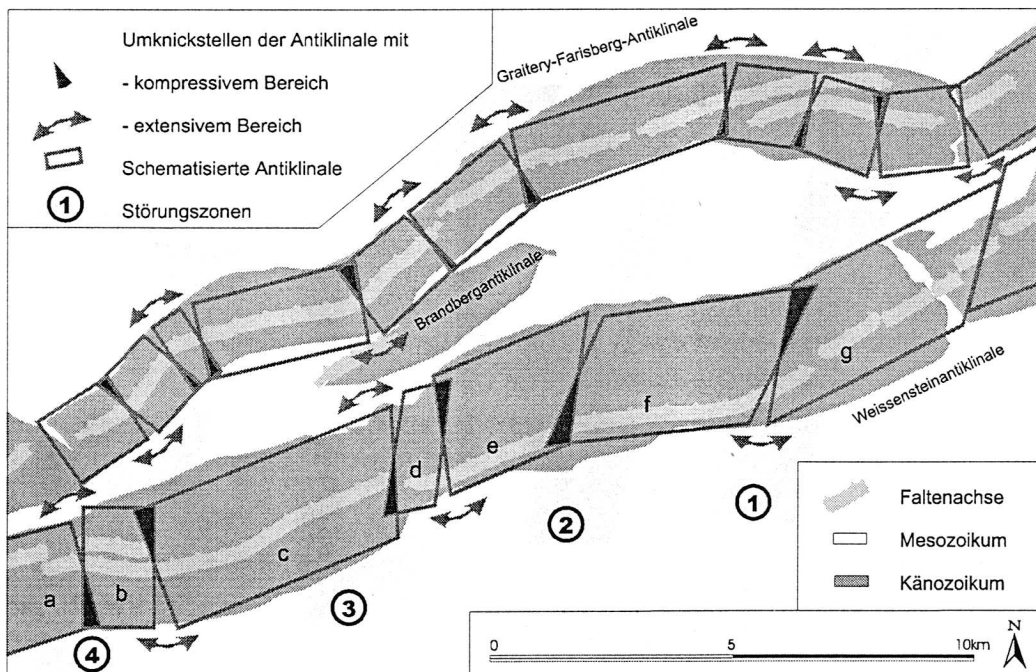


Fig. 5: Schematische Darstellung der Weissenstein- und Graiter-Farisbergantiklinale. Die Antiklinale wird zur anschaulicheren Darstellung als eine Abfolge von einzelnen Segmenten dargestellt, was in den entsprechenden Bereichen jeweils zu kompressiven oder extensiven Kontakten führt.

Am E-Rand des Untersuchungsgebietes bei den beiden Klusen von Oensingen und Balsthal stossen die beiden Ketten unvermittelt zusammen. Ausserhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes östlich Richtung Holderbank führt diese Verengung dann zu einer Verschmelzung der beiden Ketten.

Die Ursache für den unterschiedlichen Verlauf der Faltenachse der Weissenstein- und Farisberg-Graitery Kette ist darauf zurückzuführen, dass während der Faltungsphase des Juras präexistente rheintalisch verlaufende (NNE-SSW) Störungszonen teilweise reaktiviert wurden. Auf der seismischen Linie SO13, die entlang des Balsthaler Tales verläuft ist zu erkennen, dass diese Störzonen meistens Abschiebungen sind (Bruchzone Nr. 1, 2 und 4), die während der Jurafaltung mitverfaltet wurden (beobachtbar an der Weissensteinsüdflanke). Sie dienten als "Transversalschienen" zwischen denen es zu einer unterschiedlichen Rotation der einzelnen Segmente (Figur 5) kam. Dadurch war es möglich, dass es zur Ausbildung von kompressiven Bereichen mit transpressiver Tektonik und sich öffnenden Bereichen mit transtensiver Tektonik kam. Dass die extensiven Bereiche zu einer Öffnung tief in den Antiklinalflanken führen, konnte durch die Färbversuche (Teil II) und Beobachtungen (Figur 10) bestätigt werden.

In der Figur 5 wurde die Intersektion der rheintalisch streichenden Störungszonen mit den Weissenstein- und Graitery-Farisberg-Antiklinalen und dem damit verbundenen Abknicken der Faltenachsen schematisch mit sich berührenden Einzelsegmenten dargestellt. Die Unterteilung in einzelne starre Segmente stellt jedoch die Extremlösung einer reinen Rotation der Segmente dar. Dies soll nur zur besseren Veranschaulichung dienen. In Wirklichkeit können keine seitlichen Kompressionen oder Extensionen in dieser Grössenordnung angetroffen werden. Die konträre Extremlösung mit einer reinen Scherung entlang diffuser Bruchzonen ist aber ebenso unwahrscheinlich. Höchstwahrscheinlich liegt eine Mischung der beiden Extremlösungen vor, bei der die jeweilige Gewichtung variieren kann.

Vorwiegend bei der Weissensteinkette ist der dextrale Versatz von Segmenten gleicher Streichrichtung gut zu erkennen. So besitzen die Segmente a, c, e und g eine ähnliche Streichrichtung, sind aber gleichzeitig in ihrem W-E-Verlauf gegeneinander nach S versetzt.

Der erste deutliche Versatz ist zwischen den Segmenten a und c über dem Weissensteintunnel zu beobachten. Buxtorf (1907) begründete die Torsion der Antiklinalen in diesem Bereich mit dem unterschiedlichen Überliegen der Stallflue- und Rötifluefalte (vgl. Kap. 3.4). In der Figur 5 ist dies mit der Extremlösung einer reinen Rotation des Segmentes b schematisch dargestellt. Wie oben beschrieben dürfte hier der Faltenaustausch aber über ein diffuses Scherungsmuster mit gleichzeitiger Abnahme der einen, bzw. Zunahme der anderen Falte (vgl. Kap. 3.4.2) ablaufen.

Der nächste deutliche Versatz ist etwa in der Mitte der Antiklinalen bei der Halbklaus des Balmberges zu erkennen. Hier ist der Übergang zwischen den beiden

Segmenten c und e wieder durch eine rechtssinnige Rotation des Segmentes d dargestellt. Der NE kompressive Teil ist im Feld als kleine Überschiebung zu erkennen (vgl. Figur 7).

Allerdings sind in diesem Bereich die tektonischen Verhältnisse im Vergleich zum vorigen Versatz komplizierter. Unter anderem erfolgt hier ein Transfervorgang durch die diffuse Änderung des Faltenstiles beim Übergang des W-Teils zum E-Teil der Weissensteinkette (vgl. Kapitel 3.4.3).

Im östlichen Abschnitt, etwa auf der Höhe von Attiswil und Oberbipp, ist wieder ein Ab- und Einknicken der Faltenachse zu erkennen. Dies wird durch die Segmente e, f und g veranschaulicht. Die Rotation des Segmentes f führt auf der Nord- bzw. Südseite zu einer extensiven Öffnung der Antiklinalen und dementsprechend zu kompressiven Strukturen auf den gegenüberliegenden Seiten.

3.1.2 Fallwinkel der Faltenachsen

In der nachfolgenden Figur 6 sind die Fallrichtungen der beiden Antiklinalachsen eingezeichnet.

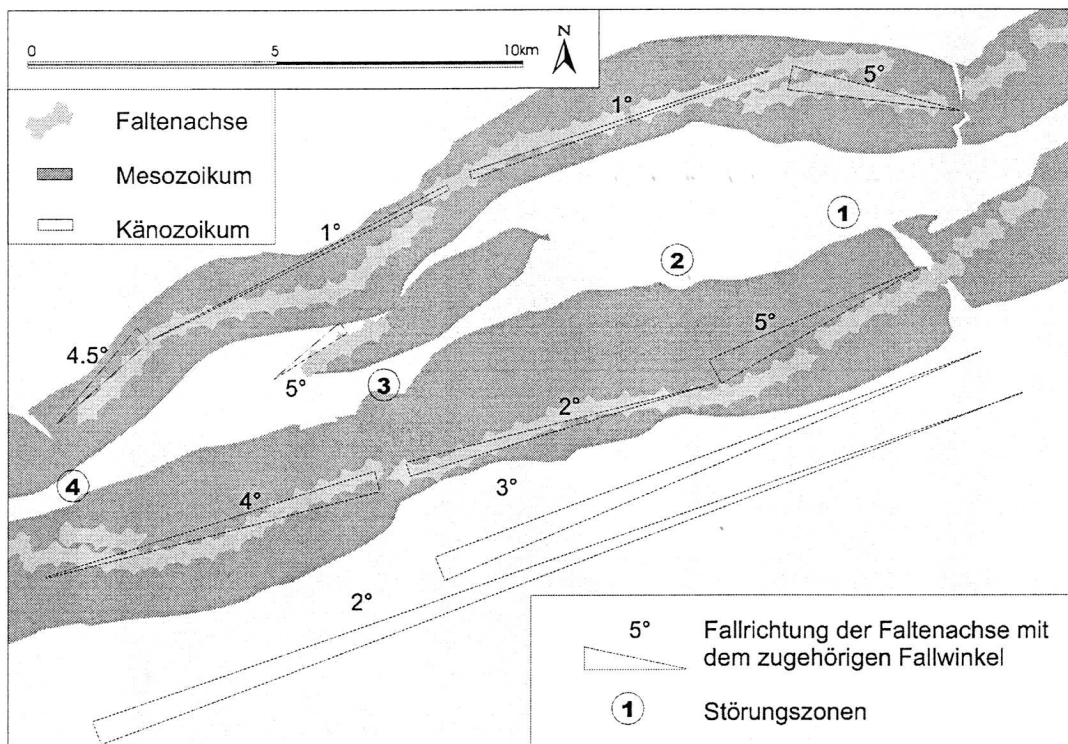


Fig. 6: Darstellung der Fallrichtung der Faltenachsen mit ihrem zugehörigen Fallwinkel der Graitery-Farisberg- und Weissensteinantiklinale (im 5 km-Bereich sowie der grossräumigen Mittelwerte). Nicht berücksichtigt wurden die Faltungsachsen der ersten nordvergenten Faltungsphase mit Ausnahme der Brandbergantiklinalen.

Bei der Weissensteinkette wurde zwischen lokalen Fallrichtungen (4° , 2° und 5°) und regionalen Fallrichtungen (3° bzw. 2°) unterschieden. Auffällig ist hier das starke Abfallen von ca. 5° am W- bzw. E-Ende der Ketten zu den Klusen oder dem Weissensteintunnel hin.

Vor allem das verstärkte Abtauchen der Antiklinalachsen am W-Rand des Arbeitsgebietes führt lokal zu einer Richtung, die der allgemeinen Tendenz des Faltenjuras entgegengesetzt ist. Dieser lokal umgekehrten Tendenz ist jedoch eine allgemeine Fallrichtung nach WNW übergeordnet und führt so zu einem gesamthaften Abtauchen der Antiklinalachse von ca. 2° von W nach E.

Auf den beiden Antiklinalen und bei der Brandbergantiklinalen kommt es zu einem lokalen Scheitelpunkt der Fallrichtungen. Der Verlauf der drei Scheitelpunkte ist mit dem der rheintalisch verlaufenden Bruchzone Nr. 3 identisch. Ebenso kann auch entlang der seismischen Linie SO13, die entlang der Talachse des Balsthalertales verläuft, ein Abfallen der Schichten nach W bzw. nach E beobachtet werden. Auf der Seismik ist zu beobachten, wie der oberste deutliche Reflektor der Malmkalke von der Klus von Oensingen-Balsthal um ca. 150 m und von der Klus von Gänsbrunnen um ca. 300 m stetig ansteigen, bis sie zwischen Herbetswil und Welschenrohr den Kulminationspunkt bei der Brandbergschuppe erreichen.

3.2 Faltungsmodelle und Profilkonstruktionen

3.2.1 Faltungsmodelle

Um den Bau der grossen Antiklinalen erklären zu können, stehen verschiedene Konstruktionsmodelle zur Verfügung. Die wichtigsten sollen im folgenden kurz besprochen werden:

- **Kofferfalten:**

Die Kofferfalte besitzt einen flachen Scheitel und mehr oder weniger senkrechte Schenkel (Gerth 1911). Bei diesem Modell wird davon ausgegangen, dass das Volumen des zu füllenden Antiklinalkerns vom Abstand der beiden senkrecht stehenden Schenkel abhängig ist. Je näher diese aneinander rücken, desto weniger Füllmaterial wird benötigt.

In der Arbeit von Buxtorf, Künzli & Rollier (1908) hat Buxtorf versucht, die geometrischen Verhältnisse der Weissensteinkette anhand der Daten aus dem Weissensteintunnel mit einer Kofferfalte zu erklären. Er deutete den engen, hochgelegenen Faltenkern mit den beidseitig überkippten Schenkeln als grosse Falte, die ausgehend vom Abscherhorizont schlauchförmig in die Höhe gepresst wurde. Dies führt jedoch zu sehr unwahrscheinlichen Verhältnissen. So muss der obere Teil des Faltungskerns mit mobiler Anhydritgruppe gefüllt sein, wohingegen im unteren und verengten Teil der Anhydrit und Muschelkalk ausgequetscht werden. Dies bedeutet ein duktilen Verhalten der gesamten Trias und eine Rotation der Kalkschichten durch die rechtwinkligen Knickpunkte, was eher unwahrscheinlich ist.

Diese Konstruktion wurde auch für die Faltengeometrie in der Klus von Oensingen-Balsthal verwendet (Meier 1977). Wie Bitterli (1992) jedoch aufzeigte, führt diese Konstruktion im westlichen Teil der Weissensteinkette zu schwer lösbaren Kernstopfungsproblemen. Vor allem das seismische Profil SO14 (Figur 9) durch die Klus von Oensingen-Balsthal, zeigt ein relativ flaches Abfallen der Sedimentschichten im Untergrund nach Süden wie auch nach Norden. Dies passt nicht in das Bild einer Kofferfalte sondern bestätigt die Annahme einer südvergenten Überschiebung, deren Rampenfalte für die Geometrie des heute sichtbaren Gewölbekernes in der Klus von Oensingen-Balsthal verantwortlich ist.

- **Rampenfalten (Stopfung durch Verschuppung oder duktilen Material):**
Durch die Anhäufung von Schuppen oder von duktilem Material kommt es zur Ausbildung einer Rampe im Untergrund, wodurch die aufliegenden Schichten gewölbeartig aufgebogen werden. Dadurch erhält der eine Falten-schenkel eine geneigte, der andere eine steilstehende Stellung. Beispiele für eine Rampenfalte mit Stopfung durch Schuppen werden von verschiedenen Autoren beschrieben (Boyer & Elliot 1982, Suppe 1983, Platt 1988). Bitterli (1987, 1988) zeigt Beispiele für die Muschelkalk-Schuppenzone bei Reigoldswil (Ostjura). Überträgt man diese auf die Weissensteinkette, dann müssen dort bedeutende Abscherungen im Keuper vorausgesetzt werden.

Ähnliche Voraussetzungen gelten bei einer Stopfung nur durch die Anhydritgruppe. In der Konstruktion von Laubscher & Hauber (1982) für die Klus von Oensingen-Balsthal wird der Kern der Antiklinalen aus einer Kombination von Anhydritanhäufung, intensiver Muschelkalkverfaltung und einer blind endenden, südvergenten Überschiebung gefüllt.

- **Rampenfalten über Blindüberschiebungen:**
Die Strukturen der Weissensteinkette können aber auch vereinfacht durch blind endende Überschiebungen (Fault-propagation folds) erklärt werden. Im Modell von Laubscher & Pfirter (1984) für das Profil in der Klus von Oensingen-Balsthal findet sich ein erster Ansatz dafür. Bitterli (1990) schlägt anhand seiner dreidimensionalen Entwicklung eine dominante Rücküberschiebung innerhalb der Weissensteinkette als reine Fault-propagation fold vor.

Welches dieser Modelle der Wahrheit entspricht, kann anhand der heute vorliegenden Daten nicht abschliessend beurteilt werden. Wahrscheinlich kommt es in der Natur eher zur Ausbildung von Mischformen. Bei den eigenen Profilkonstruktionen wurde, analog zu Bitterli (1992), vom Grundmodell einer Fault-propagation fold ausgegangen (siehe Kapitel 3.2).

3.2.2 Profilkonstruktionen, eigene Kartierungen

Um die Karstsysteme in Zusammenhang mit den geologischen Strukturen zu bringen, wurden für das gesamte Arbeitsgebiet insgesamt 3 Profile konstruiert, die beide Antiklinalketten (Graitery-Farisberg- und Weissensteinkette) durchqueren (Profile II bis IV in Figur 8). Ein weiteres Profil (Profil I), das nur durch die Weissensteinkette verläuft, wurde zusätzlich für das Ostende des Arbeitsgebietes bei der Klus von Oensingen-Balsthal konstruiert.

Der östliche Teil des Untersuchungsgebietes wurde weitgehend von Bitterli (1992) in seiner Dissertation bearbeitet. In der vorliegenden Arbeit wurde seine starke Betonung der Rücküberschiebungen beibehalten. Die Profile I bis II orientieren sich nach den Konstruktionen von Bitterli (1992).

Aufgrund der zusätzlichen Information durch zwei seismische Profile der Swissspetrol (SO13 und SO14, vgl. Figur 9 und 7) waren jedoch zusätzliche Abänderungen der Profile I und II gegenüber denen von Bitterli (1992), vor allem in der Synklinale, nötig. So ist es aufgrund der Interpretation der beiden seismischen Profile SO13 und SO14 der ehemaligen Swissspetrol notwendig, Überschiebungen, rheintalisch streichende Störzonen oder auch Abschiebungen in der Synklinale wie auch in den beiden Antiklinalen mitzuberücksichtigen. Bitterli (1992) dagegen ging bei seinen Konstruktionen davon aus, dass in der Synklinalen und in der Nordflanke der Weissensteinkette diesen Störungen keine Bedeutung zufällt. Sie wurden deshalb in seinen Profilkonstruktionen auch nicht mitberücksichtigt.

Mit Hilfe eigener Detailkartierungen bei der Halbklus beim Balmberg (zwischen Welschenrohr und Günsberg), in der Nordflanke bei Matzendorf, im Antiklinalen nördlich von Wiedlisbach, auf der Brandbergantiklinalen und nördlich davon, wurde versucht, den Verlauf dieser Störungen genauer zu erfassen.

Der Arbeitsmasstab bei der Profilkonstruktion betrug 1:25'000. Die Profile wurden von Hand konstruiert. Es wurde jedoch keine eigentliche Balancierung der Profile durchgeführt, da dies bei bis zu drei Bewegungsphasen mit wechselnden Vergenzen und ihren zugehörigen komplizierten Strukturen von Hand unmöglich ist. Ein entscheidendes Kriterium für die Konstruktion bestand darin, von möglichst einfachen aber auch plausiblen Lösungsansätzen bei den Profilkonstruktionen auszugehen.

Die Konstruktionen selbst wurden nach den grundlegenden Modellen (Fault-bend fold und Fault-propagation fold) von Suppe (1983) durchgeführt. Es handelt sich dabei um rein geometrische Modelle. Diese beiden Modelle haben den Vorteil, dass sie aufgrund der vereinfachten Bedingungen (z.B. schichtparallele Scherung, konstante Schichtmächtigkeiten, starre Unterlage etc.) die Forderungen der zweidimensionalen Materialbilanz erfüllen. Im Verlaufe der Profilkonstruktion mussten diese Modelle an die Feldbeobachtungen jedoch angepasst werden. Dadurch war es nicht mehr möglich, die tektonischen Strukturen nur mit diesen beiden Grundmodellen kinematisch zu erklären. Daher wurde, soweit möglich, auf die erweiterten Modelle von Suppe (1990), die Kombinationen dieser beiden Grundmodelle darstellen, zurückgegriffen. Ebenso musste bei der Konstruktion eine teilweise Stopfung der Antiklinalkerne durch Anhäufungen von Anhydrit mitberücksichtigt werden.

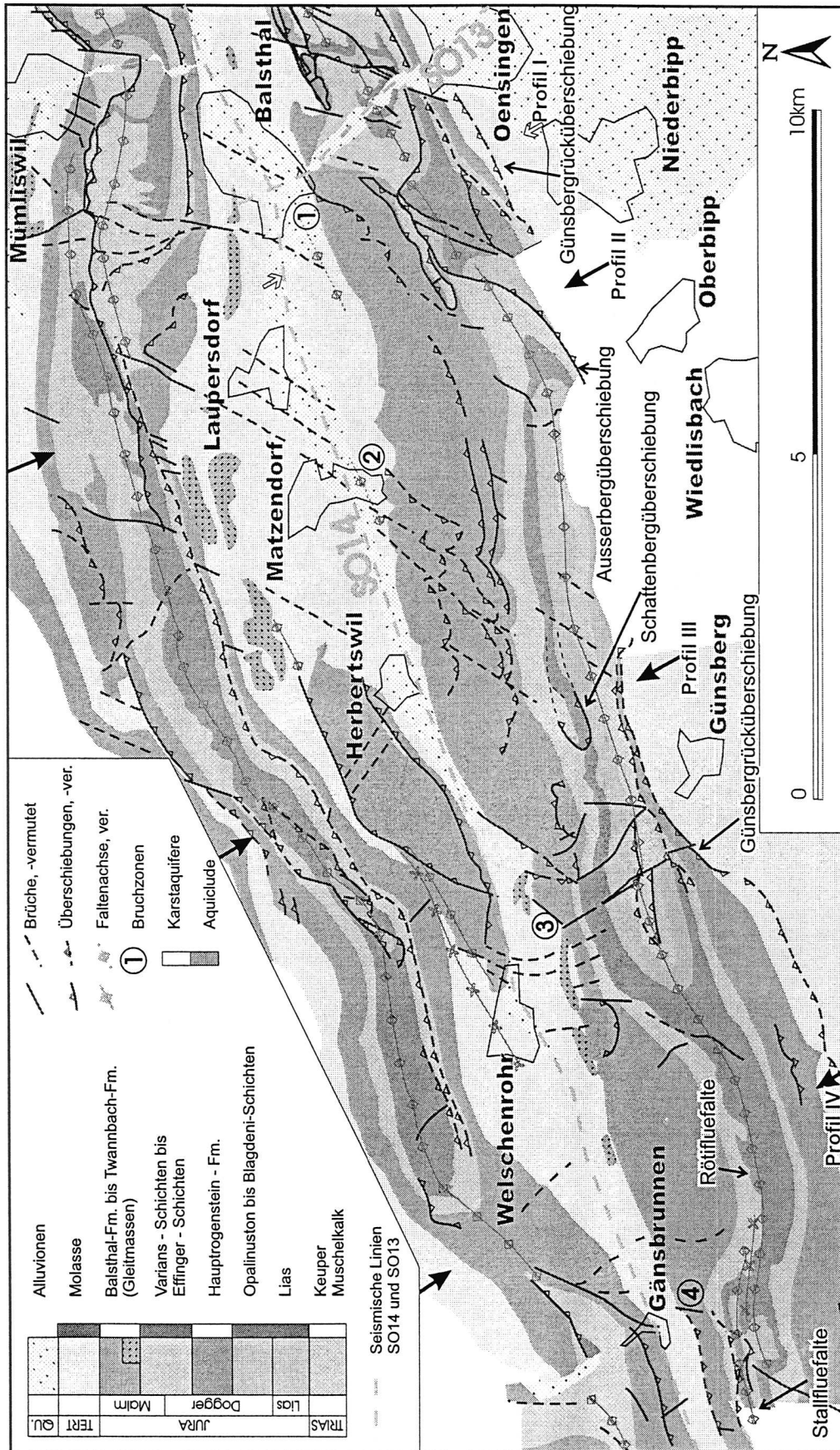


Fig. 7: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes, zusammengestellt nach Daten von älteren Autoren (vgl. Kapitel 1.1.1) und eigenen Kartierungen (vgl. Kapitel 3.2.2)

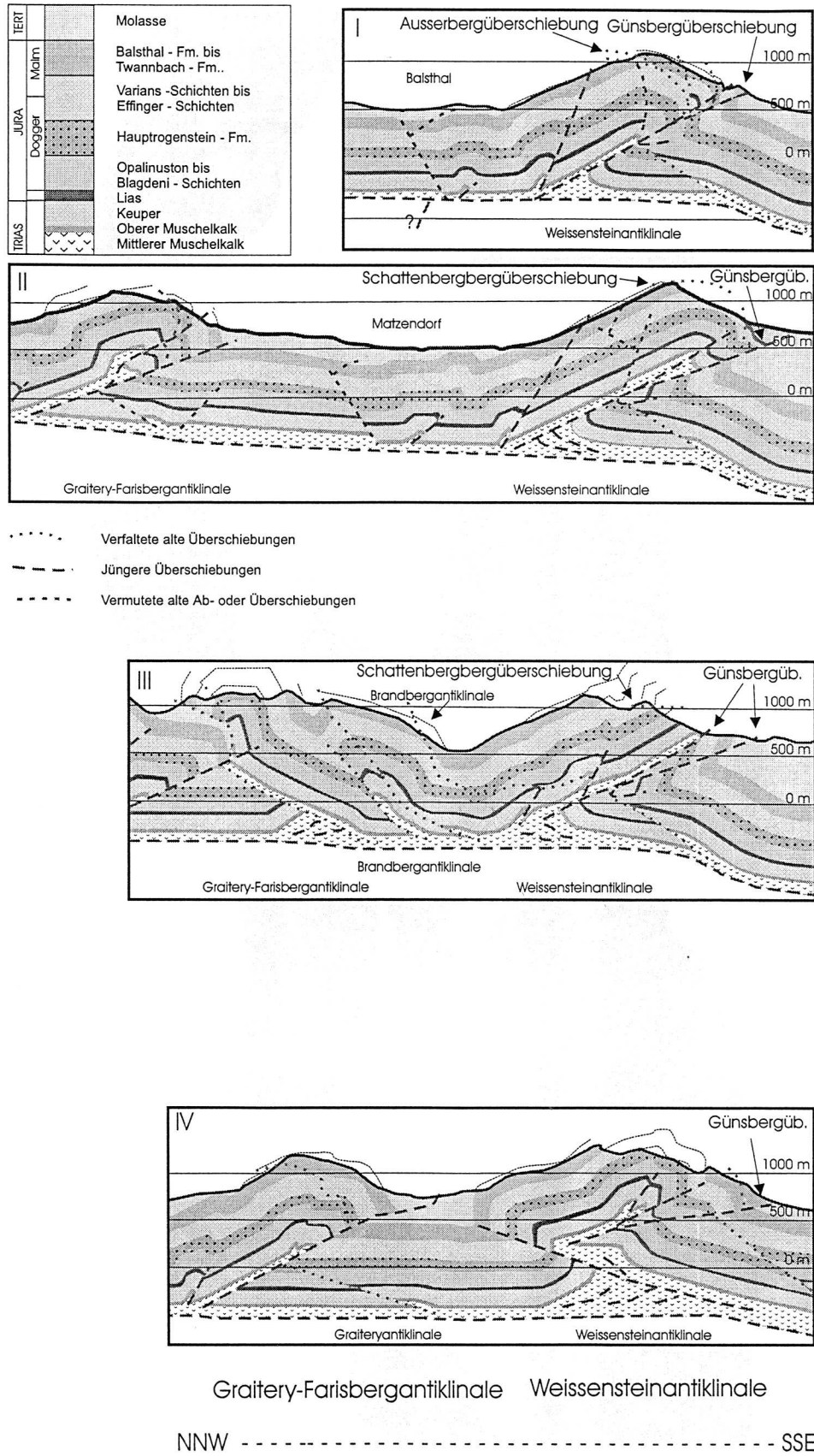


Fig. 8: Profile Nr. I bis IV durch das Arbeitsgebiet (Profil I und II modifiziert nach Bitterli 1992, Profile III und IV nach eigener Konstruktion).

3.3 Unterteilung des Arbeitsgebietes in tektonische Einheiten

Das gesamte Arbeitsgebiet kann von der Morphologie her in drei verschiedene Strukturen unterteilt werden.

- Weissensteinkette
- Balsthaler Synklinale
- Graiter-Farisberg-Kette

Aus tektonischen Gründen wird in der folgenden Beschreibung die Synklinale des Balsthalertales noch zur Weissensteinkette dazugezählt, da die Sedimentschichten der Synklinale nach S in die Weissensteinkette hineinziehen, nach N jedoch durch die Rücküberschiebung der Graiter-Farisberg-Antiklinale abgeschnitten werden.

Diese W-E verlaufenden Strukturen lassen sich durch die zusätzlich nordvergent aufgeschobene Schuppe des Brandberges nochmals in einen westlichen-, einen Übergangs- und einen östlichen Bereich gliedern.

3.4 Weissensteinkette

3.4.1 Geologischer Überblick

Die Weissensteinkette, von ihrem westlichen Teil mit dem Weissensteintunnel bis zur östlich davon gelegenen Klus von Oensingen-Balsthal, bildet das Hauptuntersuchungsgebiet dieser Arbeit. Sie stellt die südlichste Kette des Arbeitsgebietes dar.

Weiter im Westen ist diese Kette noch in drei weitere Ketten aufgefächert; die See- Chasseral- und Montozkette. Gegen das Arbeitsgebiet hin verschmelzen diese Ketten, so dass beim Grenchenbergtunnel die Ketten nur noch durch eine verfaltete Überschiebung getrennt werden (Buxtorf 1916). Am Westrand des Untersuchungsgebietes beim Weissensteintunnel sind noch zwei Falten zu beobachten (Buxtorf 1907), von denen die nördliche (Stallfluefalte) relativ rasch nach Osten ausläuft, dafür aber die südlichere Falte (Rötifluefalte) bis zur Halbkus des Balmberges eine deutliche Dominanz aufbaut. Ab der Halbkus des Balmberges ändert sich der interne Aufbau der Weissensteinkette. Herrschte bisher noch ein sich abwechselndes Regime von nord- und südvergenten Überschiebungen (Profil IV in Figur 8), so ist ab der grossen Störungszone beim Balmberg eine dominante südvergente Überschiebung zu beobachten, die zwei alte nordvergente verfaltet (Schattenberg- und Ausserbergüberschiebung, Profil I, II und III in Figur 8). Gegen das östliche Ende des Untersuchungsgebietes nimmt der Überschiebungsbetrag der verfalteten Überschiebung der Ausserberg-Überschiebung zu. Von hier aus streicht sie in einem spitzen Winkel immer mehr vom Südschenkel in den Scheitel der Weissensteinkette und bildet so in der Klus von Oensingen-Balsthal einen Deckel aus Dogger auf der Antiklinale (Profil I in Figur 8). Ab der Klus wird dann die Weissensteinkette nach E hin entlang mehrerer Störzonen immer mehr abgebaut, bis sie letztendlich bei Hägendorf völlig verschwindet.

Um die Beschreibung der Weissensteinkette übersichtlicher zu gestalten, wird zwischen drei verschiedenen Bereichen unterschieden:

1. Westlicher Teil (Weissensteintunnel bis Halbklus des Balmberges)
2. Übergangszone zwischen westlichem und östlichem Teil (Halbklus des Balmberges)
3. Östlicher Teil (Halbklus des Balmberges bis Klus von Oensingen-Balsthal)

3.4.2 Westlicher Teil (Weissensteintunnel bis Halbklus des Balmberges Profil IV)

In diesem Teil der Weissensteinkette ist der Südschenkel noch erhalten, so dass die Antiklinale eine ganze Falte bildet, deren Kern zwar teilweise erodiert ist, die Faltenstruktur als solche aber noch zu erkennen ist. Betrachtet man den Gewölbekern westlich des Weissensteintunnels, so zeigt die ganze Falte eine deutliche Vergenz nach Norden. Eine Lagerung der Schichten des Nordschenkels ist ebenfalls in dem von Buxtorf (1907) aufgenommenen Profil des Weissensteintunnels sichtbar. In dieser Profilaufnahme sind auch noch zwei Faltungen des Doggers zu erkennen. Die als Stallfluegewölbe bezeichnete Falte liegt im nördlichen Teil; die als Rötifluegewölbe bezeichnete im südlichen. Gegen Westen verflacht die Rötifluefalte sehr schnell und ist im Gebiet der Hasenmatt nur noch als Flexur in den kompetenten Schichten des Malmes zu beobachten (Balmer 1989). Östlich des Weissensteintunnels wird diese Falte jedoch zur bestimmenden Grösse der Antiklinalform, wohingegen die Stallfluefalte sehr stark an Bedeutung verliert. Verbunden mit dem gegenseitigen Ablösen der beiden Falten ist ein Wechsel der Vergenz. Konnte man von Westen her bis zum Weissensteintunnel einen deutlichen "regard français" beobachten, erfolgt östlich davon eine deutliche Änderung zu einem "regard suisse". Ob allerdings die nach N gerichtete Vergenz des Nordschenkels in seinem östlichen Verlauf ganz verloren geht oder nur nicht aufgeschlossen ist, ist nicht klar. Ganz im Osten beim Balmberg ist beides, ein "regard français" bei der Illmatt bei Welschenrohr und ein "regard suisse" nördlich von Balm, anzutreffen.

Das Profil I der Figur 8 zeigt eine plausible Profilkonstruktion. Im Gegensatz zu den Profilkonstruktionen von Bitterli (1992) im westlichen Teil musste zwischen drei Faltungsphasen unterschieden werden. Zu beachten ist, dass die hier unterschiedenen Phasen nicht mit zeitlichen Lücken zueinander abgelaufen sein müssen, sondern es könnte auch zu einer gegenseitigen Überlagerung gekommen sein.

Im folgenden sollen die drei verschiedenen Faltungsphasen anhand des Profiles I der Figur 8 beschrieben werden:

3.4.2.1 Phase I

Wie auf der Profilkonstruktion zu erkennen ist, kommt es während dieser Phase zu einer kleineren nordvergenten Überschiebung, die in den Malmkalken des Südschenkels zu einer Vergrösserung der Mächtigkeit führt. Aufgrund ihrer Mitverfaltung durch eine dominante Rücküberschiebung, wird sie ebenso wie die Ausserbergüberschiebung im Ostteil der Weissensteinkette (vgl. Kap. 3.4.4) ei-

ner frühen Überschiebungsphase zugeordnet. Buxtorf zeichnet im Profil des Weissensteintunnels mehrere kleinere Überschiebungen innerhalb der Bohnerz-Formation im Südschenkel des Tunnels. Ob diese Überschiebungen mit der im Profil identisch sind, ist unklar.

Denkbar wäre auch eine relativ späte Verschuppung in diesem Bereich. Vermutlich ist aber die deutlich grössere Mächtigkeit der Malmkalke im Südschenkel auf eine von Buxtorf nicht erkannte Überschiebung bzw. Stauchung innerhalb der Kimmeridge-Kalke zurückzuführen. Für solch eine Überschiebung spricht ebenfalls eine von Allenbach (1994) kartierte Aufschiebung in den Malmkalken bei der Pechflue (NW von Oberdorf).

Werden alle nordvergenten Überschiebungen grundsätzlich als zur Phase I gehörig betrachtet, dann sollte die S des Weissensteins gelegene Falte zwischen Rüttenen und St. Niklaus (Martinsflue) erwähnt werden. Sie liegt ausserhalb des Profiles und ist deshalb nicht mehr mitberücksichtigt. Aufgrund ihres Auftauchens aus den Molasseschichten des Mittellandes kann bei ihr von einem grösseren Überschiebungsbetrag ausgegangen werden.

3.4.2.2 Phase II

Erst in einer darauffolgenden Phase erfolgt ein Wechsel der Überschiebungsrichtungen. Dabei kommt es zur Ausbildung der dominanten südvergenten fault-propagation-fault der Rötifluefalte. Dies führt zu einer steilstehenden bis überkippten Schichtlagerung in den höchstgelegenen Schichten des Nordschenkels, die nach unten kurzfristig wieder flacher werden. Diese doppelte Knickung wurde schon von Buxtorf (1907) für das Gebiet der Hasenmatt und Geissflue (westlich, ausserhalb des Untersuchungsgebietes) beschrieben. Er bringt sie ebenfalls mit dem Auftauchen der Rötifluefalte in Zusammenhang und lässt die Knickung weiter nach E in eine mehr gleichförmige Wölbung des Südschenkels übergehen. In der Profilkonstruktion wurde versucht, dies mit einem Low-Angle Breakthrough der Fault-propagation fold zu konstruieren. Die Überschiebung wird in den Figuren 7 und 8 als Günsbergüberschiebung bezeichnet.

In diesem Abschnitt der Weissensteinantiklinale bildet die Rötifluefalte den dominanten Gewölbekern, der am Scheitel der Kette bis auf den Haupttrogenstein erodiert ist. In ihrem nördlichen Schenkel ist die auslaufende Stallfluefalte als Parasitärfaute ausgebildet. Wegen ihrer relativ hohen Lage und dem geringen Überschiebungsbetrag reicht ihre Überschiebungsbahn nicht bis auf den Abscherhorizont der Anhydritgruppe herunter.

Nach E erfolgt eine kontinuierliche Abnahme des Überschiebungsbetrages der Stallfluefalte zugunsten der kontinuierlichen Zunahme der Rötifluefalte. Möglicherweise ist die in der Halbklaus des Balmberges zu beobachtende südvergente Überschiebung im Hauptmuschelkalk noch mit der Rötifluefalte identisch, die damit erst beim Balmberg ihr Ende findet.

3.4.2.3 Phase III

Im letzten Stadium kommt es nochmals zu einer nordvergenten Überschiebung. Sie führt zu einem überkippten Schichteinfallen des Nordschenkels in seinem

unteren Teil und zu einer verhältnismässig flachen Lagerung der Malmkalke im Bereich des offen liegenden Nordabhanges der Weissensteinkette. Weiter östlich kann in den fast steilstehenden Schichten der Nordflanke eine eventuell mitverfaltete ältere südvergente Überschiebung beobachtet werden. Wahrscheinlich kommt es bei dieser Überschiebung, äquivalent zu den anderen tektonischen Elementen ebenfalls zu einem Anstieg parallel zum Axialanstieg der Antiklinalen von W nach E.

Ob sich diese nordvergente Überschiebung der letzten Phase noch weiter nach E weiterführen lässt, ob sie mit der grossen Störungszone bei der Halbklus des Balmberges wirklich beendet wird oder ob sie ihren Überschiebungsbetrag stetig abbaut, ist von den Aufschlussverhältnissen her nicht ersichtlich. Möglicherweise ist sie unter der Antiklinale des E-Teils aufgrund eines geringeren Überschiebungsbetrages an der Oberfläche nicht mehr deutlich abgepaust, oder ein Teil des Überschiebungsbetrages wird mit Hilfe einer diffusen Transferzone im Bereich der Brandbergantiklinale nach N transferiert. Im Profil II der Figur 8 wurde dies durch eine kleine nordvergente Überschiebung innerhalb der Brandbergschuppe mitberücksichtigt.

Durch die zwei entgegengesetzten Überschiebungsrichtungen während der zweiten und dritten Phase erfolgt eine Abkoppelung der Antiklinalen von ihrem Untergrund, so dass sie wie ein Keil zwischen den mehr oder weniger flach liegenden Schichten im Untergrund emporgepresst wird.

3.4.3 Übergangzone zwischen westlichem und östlichem Teil

Die Übergangzone zwischen diesen beiden Teilen ist einerseits gekennzeichnet durch grössere tektonische Versätze im Innern der Antiklinalen. Sie lassen sich bis in die Malmkalke auf der Nord- und Südseite verfolgen. Dort sind ihre Beträge aber jeweils sehr gering, so dass die Malmkalke an der Nord- und Südflanke eine mehr oder weniger durchgehende Einheit bilden. Andererseits sind durch den tiefen erosiven Anschnitt erstmals südvergente Überschiebungen zu beobachten.

3.4.3.1 Störungszonen:

In der Halbklus des Balmberges können zwei deutliche Versätze beobachtet werden (Figur 7). So kommt es z. B. südlich der Brönntiflue (Fig. 11) zu einem Versatz von ca. 200 m, wodurch die Kalke des Hauptrogensteines neben denen des Sequan zu liegen kommen. Ein betragsmässig ähnlich grosser Versatz ist wieder ca. 500 m weiter SW zu beobachten. Hier führt der Versatz zu einem Kontakt zwischen Lias und Hauptmuschelkalk. Höchstwahrscheinlich sind diese Versätze auf den Einfluss präexistenter rheintalisch streichender Störungszonen zurückzuführen. Während der Jurafaltung kam es dann eventuell zu einer Reaktivierung dieser Bruchzonen. Diese Interpretation der Versätze in der Halbklus des Balmberges wird durch drei weitere Beobachtungen gestützt:

1. Betrachtet man auf einer grösseren Karte die Strukturelemente, so ist die auffällige Lage der Halbklus des Balmberges in der Verlängerung des von Bitterli (1992) weiter NE nachgewiesenen und NNE-verlaufenden Schatten-

bergtroges als rheintalischer Trog sogleich zu erkennen. Dieser von NE her kommende Graben ist bei der Farisbergkette wahrscheinlich von der Vorderbrandbergschuppe überdeckt und streicht von dort aus in die Halbklaus des Balmberges.

2. Ähnliche Versätze in dieser Grössenordnung, die sich nur auf die tieferen Schichten (vergleichbar zum Antiklinalern) beschränken und spätestens in den Malmkalken kaum noch nachzuweisen sind, können auch beim seismischen Profil SO13 erkannt werden. Auf diesem Profil entlang der Synklinalachse des Balsthalertales können E der Brandbergantiklinalen Abschiebungen beobachtet werden, die zu betragsmässig grossen Absenkungen innerhalb der tieferen Gesteinsschichten führen. Gleichzeitig kommt es aber nicht zum Durchbruch dieser Störungszonen bei den darüber liegenden Schichten der Malmkalke, sondern es bilden sich als Kompensation dazu ausgleichende Überschiebungen.
3. Ca. 100 m nördlich der Brönntiflue (Fig. 11) kommt es zu einer auffälligen Vergrösserung der Schichtmächtigkeit innerhalb der Malmkalke. Dies kann mit einer SE-vergente Überschiebung erklärt werden. Allerdings könnte diese Überschiebung auch als Ausgleichsbewegung auf die transpressiven Verhältnisse gedeutet werden. Am naheliegendsten scheint jedoch die Interpretation als eine transpressiv reaktivierte alte Ausgleichsüberschiebung, die vorwiegend auf die Malmkalke beschränkt ist.

Leider können auf der seismischen Linie SO13 die direkt nördlich der Halbklaus des Balmberges zwischen der Weissensteinkette und der Brandbergschuppe verläuft, keine Strukturen mehr erkannt werden, so dass auch der direkte Nachweis eines rheintalisch streichenden Troges weiterhin nicht erbracht werden kann.

3.4.3.2 Südvergente Überschiebungen

Wegen der tiefgreifenden Erosion in diesem Bereich des Südschenkels der Antiklinalen sind hier die tiefsten Schichten bis zur Anhydritgruppe aufgeschlossen. Dadurch ist die Möglichkeit zur Beobachtung der tiefer liegenden südvergenten Überschiebungsbahnen gegeben.

Die erste Überschiebungsbahn ist direkt südlich vom Balmberg aufgeschlossen. Sie verursacht eine Überlagerung des Keupers durch den Hauptmuschelkalk. Wie in Kap. 3.4.2 bereits erwähnt wurde, könnte diese Überschiebung mit der ausklingenden Stallfluefalte aus dem W-Teil identisch sein.

Weitere Überschiebungen sind schon relativ früh von Buxtorf (1907) und Stähelin (1924) in der Literatur als Günsberg-Rücküberschiebung bzw. Rückfaltung beschrieben worden. Sie erbrachten damals eindeutig den Beweis, dass es an mehreren Stellen des fragmentarisch vorhandenen Südschenkels zu einer Überlagerung der Molasse durch die Kimmeridge-Kalke kommt.

3.4.4 Östlicher Teil (Profil I, II und III)

Dieser Teil der Weissensteinkette reicht von der Halbklaus Balmberg bis zur Klus von Oensingen-Balsthal. In diesem Abschnitt ist beim Faltungsstil der Antiklinalen die Rücküberschiebung am stärksten betont.

Die Antiklinale selbst zeigt gesamthaft einen nahezu WSW-ENE Verlauf, wobei ihre Amplitude von W nach E stetig abnimmt. Ihre Faltenachse verläuft ab Balmberg in ENE-Richtung, knickt einmal auf der Höhe des Rüttelhorns leicht nach S, um dann aber auf der Höhe des Höllchöpfli wieder deutlich nach N umzubiegen. Bis hierher fällt sie leicht mit ca. 2° nach WNW bzw. W ein (Figur 6). Ab dem Höllchöpfli taucht sie dann sehr stark mit 5° gegen die Klus von Oensingen-Balsthal ab.

Der Nordschenkel bildet eine flach einfallende (25 -30°) Flanke, die völlig aus den resistenten Sequankalken gebildet wird. Einzig markante Elemente sind die schräg zur Hangrichtung verlaufenden Gräben, die im Balsthalertal gegen Matzendorf hin auslaufen. Dagegen ist der Südschenkel stärker erodiert, weshalb östlich des Balmberges die tieferen Schichten zu beobachten sind. Doch gerade wegen der aufgeschlossenen Schichten des Keupers kommt es auch zu grossen Rutschungen, so dass ein Teil des Südschenkels im Bereich von Farnern durch ausgeprägte Sak-kungsmassen verdeckt und damit der Beobachtung entzogen ist.

Der einzige Einblick in die Achitektur der Antiklinale ist, abgesehen von der Halbklaus beim Balmberg, in der Klus von Oensingen-Balsthal möglich. Obwohl hier die Schichten nur bis in den Dogger aufgeschlossen sind, sind neben der verfalteten Ausserbergüberschiebung auch ältere Abschiebungen zu beobachten.

Im folgenden sollen die einzelnen, auftretenden Störzonen, bzw. Strukturelemente beschrieben und, soweit möglich, in einen zeitlichen Zusammenhang gebracht werden.

3.4.4.1 Phase I - Ausserberg - Schattenbergüberschiebung

Ganz im Osten wird die Südflanke von einem markanten geologischen Element gebildet: der Ausserbergüberschiebung (Figur 8, Profil I).

Sie ist eine verfaltete nordvergente Überschiebung, welche den eigentlichen Haupttrogensteinantiklinalkern des Hesselberggewölbes von dem überschobenen Haupttrogenstein-Gewölbe trennt (Wiedenmayer 1923, Meier 1977, Bitterli 1992). Der Überschiebungsbetrag macht ca. 1 km aus (Meier 1977, Tschumi 1983). Diese Überschiebung teilt sich nach N in ein kompliziertes Kleinmuster von Malmschuppen auf (Tschumi 1983, Martin 1984, Bitterli 1992). Aufgrund der Mitverfaltung während der jüngeren Rücküberschiebung taucht die Ausserbergüberschiebung im Südteil steil bis leicht überkippt ab. N und SW des höchsten Punktes (Pt. 1096) wird der hangende Haupttrogenstein von zwei rheinisch streichenden Überschiebungen im spitzen Winkel durchquert. Ungefähr 500 m bzw. 800 m NW tauchen die beiden Abschiebungen nochmals auf. Sie

sind dann weiter NW wegen der Erosion bzw. der grossen Rutschmassen nicht mehr erkennbar. Diese beiden rheintalisch streichenden Brüche werden von Bitterli (1992) wieder mit zwei ebenfalls parallelen Brüchen im Liegenden der Ausserbergüberschiebung in Verbindung gebracht. Beide durchqueren die Klus in spitzem Winkel. Die nördliche der beiden zieht von den Effinger-Schichten der Westseite der Klus direkt südlich zu der Ruine "Alt Falkenstein" in die Malmkalke hinein. Die südlicher gelegene Störzone ist deutlich im Gewölbekern des Hesselberggewölbes (Hauptrogenstein) aufgeschlossen und zieht von dort aus ebenfalls nach NNE in die Schichten der Ostseite der Klus.

Wie sich aus dem Kartenbild herauslesen lässt, verläuft die Ausserbergüberschiebung leicht schief zur Achse der Weissensteinantiklinalen. Gleichzeitig mit dem axialen Abtauchen gegen W erfolgt ein Wechsel der Überschiebung vom Scheitel der Antiklinalen in die Südflanke. Als einziges markantes Element besteht noch das Randfluegewölbe aus Hauptrogenstein N von Wolfisberg. Dieses Gewölbe befindet sich jedoch im Liegenden der Überschiebung und gehört zu einer vergleichbaren Falte die das in Kap. 3.4.4 beschriebene Hesselberggewölbe in der Klus von Oensingen-Balsthal formt. Die eigentliche Ausserbergüberschiebung ist gegen W dann nur noch indirekt nördlich von Wolfisberg zu beobachten. Hier wurde sie von Wiedenmayer (1923) direkt südlich des Randfluegewölbes durch die nahe Lage von Keuper bzw. Lias zum Hauptrogenstein des Gewölbes nachgewiesen. Noch weiter im W verschwindet sie dann ganz unter den grossen Rutschungsmassen von Wiedlisbach.

Eine vergleichbare nordvergente Überschiebung, die sogenannte Schattenbergüberschiebung, ist weiter im W relikthaft in den ausstechenden Kalken des Hauptrogensteines zu beobachten (vgl. Figur 8, Profile II und III). Diese Kalke haben von der Randfluefalte bis etwa auf die Höhe von Farnern normales Nord-einfallen zwischen 20° und 40° . Nach W erfolgt ein leichter Axialanstieg. Ab Farnern macht sich dann ein zunehmend steileres N-Fallen dieser Schichten bemerkbar. Das Schichteinfallen erreicht relativ rasch einen Wert von 90° . Bei der Durchfahrtsstrasse zu den Höfen Schmidmatt direkt E des Pt. 1074 sind die steilstehenden Schichten aufgrund des Strassendurchbruches gut zu beobachten. Ab dieser Höhe bis ungefähr auf die Höhe des Vord. Hofbergli ist die steile bis teilweise sogar überkippte Lage gut verfolgbar. Die von E nach W zunehmende steilere Lage der Schichten vollzieht sich allerdings nicht gleichmässig sondern entlang kleiner NNE verlaufender Versätze. Ziemlich genau beim Pt. 1050 beim Vord. Hofbergli kommt es infolge einer Nordverschiebung (Wiedenmayer 1923) zu einer Verdoppelung des Hauptrogensteines. Im Liegenden besitzen die Schichten ein normales N-Einfallen, wohingegen die Schichten des Hauptrogensteines steil bis senkrecht einfallen. Entweder taucht diese Überschiebung nach E in den Antiklinalkern hinein, oder es erfolgt eine Zunahme des Überschiebungsbetrages nach W. Dies würde einer Rotation im Uhrzeigersinn entsprechen, also genau derjenigen der Ausserbergüberschiebung entgegengesetzt. Wiedenmayer (1923) bringt die Schattenbergüberschiebung einerseits mit einer Überschiebung im Malm der Nordflanke direkt E des Riedgrabens in Verbindung. Aber wie schon Martin (1984) bemerkte, dürfte die von Wiedenmayer beobachtete Überschiebung in der Nordflanke wohl eher mit der südvergenten Überschiebung im Horngraben zu korrelieren sein. Andererseits

sieht er auch eine Verbindung zur Ausserbergüberschiebung. Ob diese beiden Überschiebungen direkt miteinander korrelierbar sind, ist unsicher, eine zeitlich gemeinsame Entstehungsphase könnte aber gut bestehen. Auffällig bei dieser Überschiebung sind die steilstehenden Schichten, die über den mit 20 bis 30° nach N einfallenden Schichten aufgeschoben sind. Dies deutet eher auf eine alte nordvergente Fault-propagation fold hin. Die Ausserbergüberschiebung ist jedoch eindeutig auf eine Fault-bend fold zurückzuführen. Eine Verbindung zwischen den beiden ist daher nur durch ein Vorspringen der Fault-propagation fold (Schattenbergüberschiebung) im W zu der Fault-bend fold (Ausserbergüberschiebung) im E zu erklären. Wegen des unterschiedlichen Faltungsstiles und der gegenläufigen Abnahme des Überschiebungsbetrages werden die beiden Überschiebungen in der Profilkonstruktion nicht miteinander korreliert und die Schattenbergüberschiebung als Fault-propagation fold betrachtet.

Ein weiteres Relikt einer Überschiebung, die mit der Schattenbergüberschiebung identisch sein könnte, ist auf der Spitze des Chamben erkennbar (sie ist im Profil II der Figur 8 jedoch nicht mehr mitberücksichtigt). Deutlich äussert sich dies durch eine leicht nach Süden geneigte Überschiebung mit geringem Betrag, die um den Felskopf bei Pt. 1227 herumstreicht und nach W weiterführt. Bei Pt. 1214 zieht sie wieder nach S, kann dann aber nicht mehr weiterverfolgt werden. Obwohl sie von der Lage her östlich des Pt. 1227 noch vorhanden sein müsste, kann sie dort entweder wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht beobachtet werden, oder der Überschiebungsbetrag nimmt auf diese kurze Distanz deutlich ab, so dass es nur noch zu einem Versatz in den westlichen Schichten kommt. Ob beim weiter im E gelegenen Rüttelhorn ebenfalls eine äquivalente Überschiebung zu beobachten ist, konnte nicht nachgeprüft werden.

3.4.4.2 Phase II - Günsberger Rücküberschiebung, Nordschenkel und Synklinale

Günsberger Rücküberschiebung

Die Südflanke der Antiklinale ist ab der Halbklus beim Balmberg bis auf den Muschelkalk, bzw. weiter östlich bei Farnern bis auf den Keuper erodiert. Aus diesem Grund ist der Südschenkel der Antiklinale nur noch bruchstückhaft nördlich von Günsberg bis direkt NW von Farnern zu erkennen. Oberhalb Farnern bis zum Randfluegewölbe (Hauptrogenstein) fehlt er fast vollständig und ist fragmentarisch in den Sackungsmassen von Wiedlisbach zu beobachten.

Durch den tiefen Erosionsanschnitt in der Halbklus des Balmberges kann teilweise die Überlagerung der Molasse durch die Malmkalke beobachtet werden. Buxtorf (1907) definierte diese von ihm bei Günsberg beobachtete Überschiebung als Rück- oder Unterschiebung. Wiedenmayer (1923) bevorzugte letztere Definition, weil sich die hangenden Schichten bei einem nordvergenten Schub unterschieben. Neuere Autoren verwenden jedoch den Begriff der Rücküberschiebung, weshalb im folgenden auch dieser Begriff verwendet werden soll.

Die Rücküberschiebung umfasst den S-Schenkel der Weissensteinantiklinale zwischen Balm bei Günsberg und der Klus von Oensingen-Balsthal. Im Unter-

suchungsgebiet ist die Rücküberschiebung und ihr Liegendes nur, wie der Name schon sagt, deutlich bei Günsberg aufgeschlossen. Sie bildet hier das einzige Relikt des Südschenkels zwischen Balm und Oensingen, mit einer vollständigen, wenn auch reduzierten Schichtreihe. Ansonsten können diverse, sekundäre komplizierte Überschiebungen im überkippten Südschenkel angetroffen werden. Weitere Hinweise weiter östlich werden von Tschumi (1983) westlich der Walderalp bei der Ausserbergüberschiebung gegeben.

Die bei NE von Günsberg beobachtbaren sekundären Überschiebungen werden im Profil II der Figur 8 als ein High-Angle-Breakthrough der Rücküberschiebung interpretiert. Wahrscheinlich kam es dabei noch zu diversen kleineren untergeordneten Durchbrüchen. Weiter im E beim Profil III kommt es über dem High-Angle Breakthrough zur Ausbildung einer Sekundärüberschiebung, die im Hauptrogenstein endet.

Nordschenkel und Synklinale

Der Nordschenkel bildet auf den ersten Blick hin eine ungestörte flach nach N einfallende Platte. Sie wird jedoch von verschiedenen Elementen unterbrochen. So führt z. B. die Erosion zur Bildung der quer zur Fallrichtung streichenden Gräben, oder es kann zweimal ein Abknicken der Antiklinalachse durch das Umbiegen der Nordflanke beobachtet werden.

Im folgenden werden diese und weitere tektonische Elemente beschrieben:

- Im westlichen Bereich der Antiklinalen, beim Chamben, ist der untere Teil des Nordschenkels noch relativ ungestört. Einzig das an der Oberfläche beobachtbare zur Dünnern hin leicht steiler werdende Schichteinfallen deutet auf eine nicht kontinuierlich abfallende Platte. Im Profil II der Figur 8 ist dies mit zwei Fault-propagation folds im Nordschenkel dargestellt. Die nördlichere der beiden führt zu einem steileren Einfallen der Schichten beim Übergang des Nordhanges in das Dünnerntal, die südlichere führt zu einer scheinbaren Vergrößerung der Schichtmächtigkeit in den Effinger-Schichten auf dem Scheitel der Antiklinalen mit gleichzeitiger starker tektonischer Beanspruchung der Kalke im Bereich des Gipfels des Chamben, die dort auch beobachtet werden kann.
- Mit dem Einsatz des östlich davon gelegenen Riedgrabens beginnt eine ca. 2 km breite Zone innerhalb der Nordflanke, die von kleineren südvergenten Überschiebungen und rheintalisch streichenden Bruchzonen geprägt ist. Wie aus dem Kartenbild ersichtlich ist, bilden diese sich kreuzenden und überlagernden tektonischen Zonen ein vielfältig strukturiertes Bild. Da die meisten der Überschiebungen nur anhand morphologischer und konstruktionstechnischer Kriterien eingezeichnet werden konnten, soll kurz auf die Überschiebungen des Riedgrabens und vor allem auf die im Horngraben belegten Überschiebungen eingegangen werden (vgl. Martin 1984).

Durch den Riedgraben ist die Möglichkeit gegeben, etwas tiefer in die Sequanplatte der Nordflanke Einsicht zu erhalten. Hier sind im Bachbett kleine

SSW-vergente diffuse Versätze oder Stauchungen zu beobachten. Dass sie zu einer tiefergelegenen und grösseren Struktur gehören, äussert sich schon morphologisch durch die deutlich erkennbare W-E streichende Aufwölbung (bis auf 800 m) der Sequanplatte im unteren Teil des Nordschenkels. Sie passt gut zu der nördlicheren der beiden Fault-propagation fold von Profil II. Ihr Betrag ist jedoch schwer abschätzbar, da nur diffuse Störungen ausgebildet sind und ihre weitere Fortsetzung in den Horngraben unklar ist.

Martin (1984) beschreibt im östlich folgenden und am tiefsten eingeschnittenen Graben (Horngraben) zwei Überschiebungen. Die untere befindet sich knapp 200 m südlich der St.-Antonius-Kapelle. Hier ist gut zu beobachten, wie die mit ca. 20° einfallenden Sequankalke unvermittelt in ein flacheres Einfallen wechseln und erst rund 150 m weiter bergwärts wieder normale Lagerung annehmen. Dies kann auf beiden Seiten des Horngrabens beobachtet werden. Morphologisch ist diese blinde Überschiebung, bzw. Stauchung gut nach W wie auch nach E hin zu verfolgen. Sie könnte mit einer zusätzlichen Überschiebung, die weiter oben, oberhalb des Chrüzlibodens, heraussticht und morphologisch zu erkennen ist, korreliert werden. Martin (1984) erwähnt zudem, dass die daraus resultierenden Verkeilungen im ganzen Horngraben beobachtbar sind. Dabei kommt es vereinzelt zu einer lokalen Mächtigkeitzunahme verschiedener Schichtglieder. Häufiger kann jedoch durch die starke Zerscherung eine Ausdünnung des Leithorizontes (Mikrithorizont) beobachtet werden (von 0.5 m auf 0.1 m). Diese tiefliegenden südvergenten Überschiebungen des Horngrabens ziehen nach E relativ rasch zum Talboden hinab, wo sie oberflächlich nicht mehr weiter erkennbar sind.

Wandert man den Horngraben aufwärts, so lassen sich noch viele kleinere Überschiebungen und Stauchungen beobachten. Da keine deutliche, grosse Überschiebung in diesem Teil beobachtbar ist, wurden die vielen kleinen Überschiebungen in den seitlich davon gelegenen Profilen II und III nicht mehr weiter berücksichtigt.

Ganz im oberen Teil des Horngrabens kommt es zur Ausbildung einer grösseren südvergenten Überschiebung. Sie beginnt innerhalb des Grabens im Bereich von Schilt und ist nach oben westlich bis in das Gebiet von Eggli beobachtbar. Die Schichten fallen in diesem Gebiet mit 30 bis 40° S ein. Die Überschiebungsfläche mit rund 68° S. Daraus lässt sich ableiten, dass die Überschiebung relativ steil mit rund 35° die Schichtung schneidet. Martin (1984) beobachtete anhand des Leithorizontes, dass diese Überschiebung teilweise schichtparallel in den Malmkalken verläuft. Der auf der Westseite geschätzte Versatz beträgt rund 15 m, der ermittelte Überschiebungsbetrag liegt bei ca. 150 m. In den Profilkonstruktionen III und IV werden diese Überschiebungen jünger als die dominante Rücküberschiebung und als ein Durchbruch einer Fault-propagation fold etwa in der Mitte des Nordhanges konstruiert. Dabei nimmt der Überschiebungsbetrag des Durchbruches von W nach E ab; gleichzeitig erfolgt eine Zunahme des Überschiebungsbetrages innerhalb der Fault-propagation fold von W nach E.

Martin (1984) setzt diese im Horngraben auf noch 800 m Höhe beobachtbare Überschiebung mit einer auf der gegenüberliegenden E-Seite des Grabens kartierten Überschiebung auf rund 920 m Höhe in Verbindung. Dies würde aber bedeuten, dass die Überschiebung im Westteil zwar relativ steil mit rund 70° einfällt, aber auf der gegenüberliegenden Ostseite fast senkrecht verlaufen müsste. Eine plausible Lösung liegt darin, dass der östliche Verlauf durch Hangschutt verdeckt und so der direkten Beobachtung entzogen ist. Die beobachtete Überschiebung im E-Teil gehört vermutlich zu einer etwas nördlich gelegenen Überschiebung. Eine Verbindung dieser Überschiebung mit der verfalteten Schattenbergüberschiebung im südlich davon gelegenen Dogger ist unwahrscheinlich. Geht man davon aus, dass die im Horngraben beobachteten eine deutliche Südvergenz aufweisen, so ist dies nicht mit der nordvergenten Tendenz der Schattenbergüberschiebung korrelierbar.

Die höher gelegenen Überschiebungen können dafür nach E mit einer südvergenten Überschiebung am Westrand der Klus von Oensingen-Balsthal korreliert werden. Diese führt kurz vor der Klus zu einem kleinen, steil nach NNE abfallenden Graben bei der Hun-Quelle, der sich danach in der quartären Talfüllung nach Balsthal hin verliert. Sie kann im seismischen Profil (SO14), das durch die Klus führt, als blinde Überschiebung wiedererkannt werden (Figur 9, Überschiebung No. 4 im Profil SO 14).

- Auf der seismischen Linie SO13 (in Figur 9 nicht mehr dargestellt) ist zu beobachten, dass es NNE des Horngrabens innerhalb der Synklinale zu einer starken Aufwölbung der Malmkalke direkt unter der Oberfläche kommt. Der nächste daruntergelegene Reflektor verläuft dagegen schon wieder relativ geradlinig. Diese Struktur und weitere beobachtbare Strukturen der seismischen Linien lassen vermuten, dass es in diesem Bereich zu einer Überlagerung von Überschiebungen und rheintalischen Abschiebungen kam.

Möglicherweise kommt die von ihrem Liegenden entkoppelte Aufwölbung der Malmkalke durch eine Überlagerung zweier verschiedener kompressiver Richtungen zustande.

1. Einerseits verursacht das regionale Spannungsfeld einen übergeordneten Schub mit nordvergender Richtung, der zur Ausbildung der Fault-propagation folds in der Nordflanke der Antiklinalen führte.
2. Diesem untergeordnet kam es lokal zu einem westvergenten Schub mit einer leichten linksgerichteten Rotation. Diese W-Vergenz wiederum wird verursacht durch das starke Abknicken der Antiklinale im Bereich des Höllchöpfli. Die Knickachse verläuft dabei, ausgehend vom Höllchöpfli, nach NNW in Richtung Balsthal.

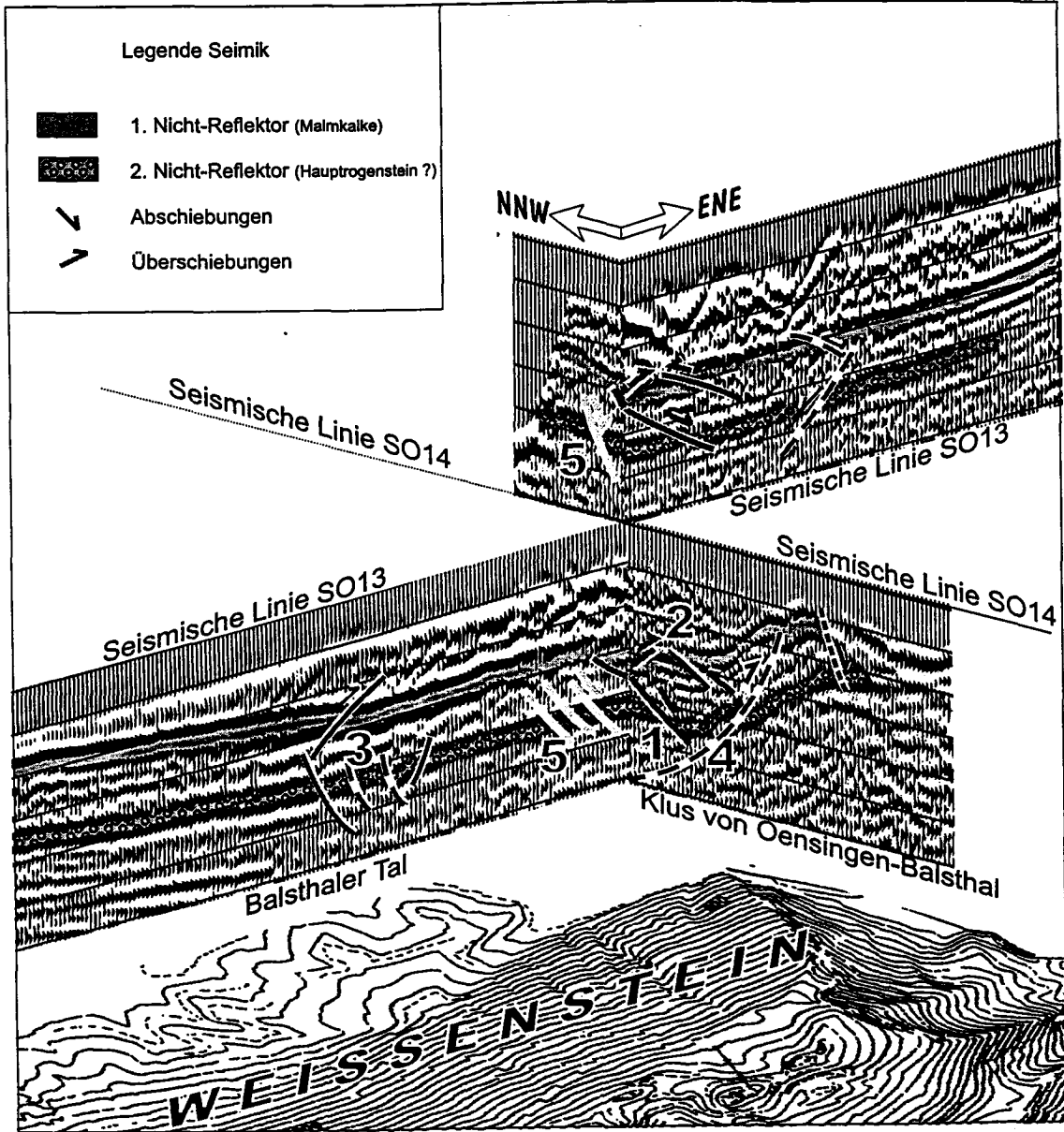


Fig. 9: Schnittpunkt der beiden sich kreuzenden Linien SO13 und SO14 bei Balsthal. Eingefärbt sind die zwei deutlich eingegrenzten Nicht-Reflektoren. Der obere ist mit dem Malm identifizierbar, der untere könnte mit dem Hauptrogenstein identisch sein. Beim Schnittpunkt der beiden Linien ist eine rheintalisch streichende Abschiebung (1) zu erkennen. Beim unteren Nicht-Reflektor führt sie zu einem Versatz von ca. 100 m. Bei den Malmkalken kommt es als Ausgleich zu Überschiebungen (2). Bei dieser Abschiebung ist nochmals eine trogartige Struktur (3) zu erkennen. Vor allem in den Malmkalken ist eine ausgleichende Überschiebung gut erkennbar. Dieser Trog ist durch eine, in den wesentlich tiefer liegenden Schichten (Paläozoikum?) erkennbare Absenkung generiert (hier aber nicht mehr abgebildet).

Punkt 2 könnte folgendermassen erklärt werden:

Setzt man voraus, dass die erste und zweite Jurakette des Arbeitsgebietes primär südvergente Überschiebungen aufweisen, dann ist die Synklinale des Balsthalertales direkt an die Weissensteinkette gekoppelt, d.h. die Schichten ziehen direkt von der Nordflanke in die Synklinale nach N hinein.

Kommt es dabei zu einem Einknicken der Antiklinalen (Höllchöpfli) mit den daraus resultierenden Einengungsproblemen, wie sie N der Weissensteinkette bei Balsthal beobachtet werden können, dann wäre ein partieller Transfer dieser Verengung mit Hilfe einer Überschiebung in den westlich davon gelegenen Teil der Synklinale möglich. Dies bedeutet aber, dass diese Überschiebung tiefliiegend in der Anhydritgruppe iniiert wird und sich, eventuell mit schwacher linkssinniger Rotation, nach WSW fortpflanzt. Dabei steigt die Überschiebung nicht homogen entlang einer einzigen Bahn auf, sondern es kommt zur teilweisen Aufsplitterung, vor allem im Bereich der präexistenren rheintalisch streichenden Abschiebungen. Ab einer gewissen Höhe endet diese Überschiebung blind. Die nördliche Begrenzung erfolgt dabei entlang diffuser W-E-verlaufender Scherzonen.

Ein Hinweis für solche westvergenten Schubkomponenten werden von Martin (1984) aufgeführt. Er beschreibt im Gebiet des Horngrabens Wellungen, bzw. schwache Aufwölbungen, die in E-W- und in N-S-Richtung verlaufen. Ihm war nicht klar, wie diese Phänomene zu erklären sind, er vermutete aber auch schon einen Zusammenhang zur Änderung der Streichrichtung der Weissensteinantiklinalen. Allerdings könnten diese Aufwölbungen auch auf die Ausgleichsüberschiebungen in den Malmkalken über den rheintalisch streichenden Abschiebungen zurückzuführen sein.

Bei den Profilkonstruktionen II bis IV wurde dieser seitliche Transfer nicht mitberücksichtigt, da einerseits die nördliche Begrenzung der WSW-vergenten Überschiebungen nur sehr ungenau zu ermitteln ist, und andererseits der Überschiebungsbetrag im Vergleich zur dominanten südvergenten Überschiebung relativ gering ist.

- Weiter gegen E können entlang der Nordflanke des Weissensteins keine Überschiebungen und auch keine rheintalisch streichenden Störungszonen mehr von der Oberfläche her beobachtet werden.

Ebenso zeigt das seismische Profil (SO14) für die oberflächennahen Schichten von Laupersdorf bis kurz vor Balsthal auf eine Distanz von knapp 2 km einen relativ ungestörten Verlauf (vgl. Figur 9, westlicher Teil von SO14). Die Mächtigkeit der Malmkalke ist etwas überhöht, was eventuell auf kleinere südvergente Überschiebungen zurückzuführen ist.

Kurz vor Balsthal bis zum Schnittpunkt der beiden seismischen Linien scheinen die tiefsten Reflektoren, sofern dies nicht auf eine künstliche Reflektion zurückzuführen ist, auf einen tieferen Trog (ev. Permokarbondrog?) hinzuweisen. Als Folge dieses tiefen Troges könnte es zu den darüberliegenden Ab-

schiebungen mit entsprechenden Ausgleichüberschiebungen in den Malmkalcken gekommen sein (vgl. westlichste Auf-Abschiebungen Nr. 3 von SO14 in Figur 9).

- Ungefähr 1 km weiter östlich ist es dann durch das Schneiden der beiden Linien möglich, die Lage rheintalisch streichender Abschiebungsscharen im Raum zu lokalisieren.

Die erste nach ESE gerichtete Abschiebung (Nr. 5) verursacht bei SO13 als einzelne Abschiebung einen Versatz (50 - 80 m?) des zweiten Reflektors. Dagegen kann ein Versatz dieser Grössenordnung bei SO14 nicht mehr beobachtet werden. Es liegt jedoch nahe, diese Abschiebung nach SSW in diverse kleinere Abschiebungen aufteilen zu lassen.

Ungefähr 200 m weiter E, direkt beim Schnittpunkt der beiden Linien, kann eine deutlich ausgebildete ESE-gerichtete Abschiebung lokalisiert werden. Der geschätzte Versatz dürfte hier mindestens 100 m betragen. Die Abschiebungen verursachen die direkt ostwärts darüber liegenden und ESE- bzw. NNW-vergerten Überschiebungen (Nr. 2) als Ausgleichsbewegung.

Der genaue Betrag dieser Abschiebungen, wie auch der Überschiebungen, ist schwer zu ermitteln; ebenso der weitere Verlauf nach ESE.

Obwohl die Malmkalke in der Seismik einen deutlichen Versatz zeigen, ist es unmöglich, einen Versatz dieser Grössenordnung an der Oberfläche aufzufinden. In NE-Richtung tauchen allerdings in der Farisbergantiklinale Versätze mit diesen Grössenordnungen auf. Geht man jedoch von einem NNE-Streichen aus, dann sind sie gegenüber den Versätzen in der Seismik rund 1 km nach E versetzt. Erklärbar wäre dies durch ein Abknicken oder Versetzen dieser Grabenstruktur nach E. Um dies zur Zufriedenheit abklären zu können, müsste eine ausführlichere tektonische Bearbeitung dieses Gebietes mit einer seismischen Bohrung durchgeführt werden.

In SSW-Richtung verschwinden diese Abschiebungen zuerst unter der mächtigen Sequanflanke der Weissensteinnordflanke. Dort verlaufen sie unterhalb der Umknicklinie der Antiklinalen. Auffällig ist das gleichzeitige Abbiegen der Faltenachse beim Randfluegewölbe um rund 20° nach N und einem Axialabfall von rund 480 m zur Klus. Der analoge Verlauf, der durch das Umbiegen entstandener Knickfalten mit rheintalischen Streichen im Nordschenkel und dem Austritt dieser Störungszone im Bereich der Randfluefalte (s.u.) lässt vermuten, dass hier eine gegenseitige Beziehung vorliegt.

Beim zu erwartenden Austritt unterhalb des Höllchöpfli können ESE-vergente Abschiebungen in einem kleineren Ausmass im Hauptrogenstein und dem Lias der Südflanke beobachtet werden. Im Feld ist diese Abschiebung jedoch nicht an eine einzige Bahn gebunden, sondern vollzieht sich sukzessiv entlang diffuser kleiner Abscherungen (ähnlich wie die gestrichelten Linien bei Nr. 5 in der Seismik). Zudem kommt es durch die jüngere Überschiebung zur Überlagerung tektonisch unterschiedlicher Beeinflussungen. Dadurch ist es

wiederum sehr schwierig, den gesamten Betrag der Abschiebung zu beobachten und zu bestimmen. Anhand der Feldmessungen liegt er beim Höllchöpfli ungefähr in der Grössenordnung von mindestens 70 m. Dabei ist vorausgesetzt, dass das starke Abtauchen der Antiklinalen erst östlich ab dem Randfluegewölbe beginnt.

Da diese Abschiebung hier lange nicht so deutlich ausgebildet ist wie auf den seismischen Profilen in der Synklinale, ist es wahrscheinlich, dass es zu einer Abnahme, bzw. zu einer Aufsplitterung des Abschiebungsbetrages von N nach S kam, und zumindest ein Teil der Abschiebungen noch unter der Ausserbergüberschiebung verborgen liegen.

3.5 Farisbergantiklinale

Obwohl die Farisbergkette tektonisch ebenfalls ein sehr interessantes Untersuchungsgebiet darstellt, mussten im Verlauf der Arbeiten, aufgrund der detaillierteren Resultate, die Untersuchungen auf die Weissensteinkette konzentriert werden.

Die Farisbergkette bildet die nördliche Kette des Untersuchungsgebietes. Sie zeigt, im Vergleich zur Weissensteinkette, einen wesentlich unregelmässigeren Verlauf. Die Unterteilung erfolgt wieder in drei verschiedene Zonen: einem Westteil, einer Übergangszone und einem Ostteil.

3.5.1 Geologische Übersicht

Die zweite Jurakette innerhalb des Untersuchungsgebietes kann aufgrund tektonischer Evidenzen in das Graiterly- und in ein Farisberggewölbe unterteilt werden (Bitterli 1992). Die gegenseitige Ablösung dieser beiden Gewölbe erfolgt sukzessiv im östlichsten Teil des Untersuchungsgebietes. Von dort aus entwickelt sich nach W das Graiterly-Gewölbe, nach E das Farisberggewölbe. Mit dem Abtausch dieser beiden Antiklinalen erfolgt ein deutliches südgerichtetes Einknicken der gesamten Antiklinalen, so dass es bei Balsthal zu einer Einengung der Synklinale kommt (Figur 5). Beide Gewölbe beeinhalteten Elemente einer jüngeren und einer älteren, verfalteten Überschiebung.

In der Klus von Gänsbrunnen wie auch in der Klus von Balsthal-Mümliswil können die älteren und verfalteten, nordvergenten Überschiebungen beobachtet werden. Ihr jeweiliger Überschiebungsbetrag nimmt von E nach W (Mümliswiler-Überschiebung), bzw. von W nach E (Gänsbrunner-Überschiebung) ab. Dadurch kommt es zwischen den beiden älteren Strukturen zu Einengungsproblemen, die zu einer entsprechenden Ausgleichsfalte führen. Sie befindet sich im Abschnitt zwischen Hornegg und Guggel der Graiterlyantiklinale und wurde später, während der Rücküberschiebung, partiell mitverfaltet oder auch wieder als Ausgleichselement zwischen W- und E-Teil der jüngeren Überschiebung genutzt. Dieses Ausgleichselement innerhalb der Graiterlyantiklinale bildet einerseits durch das starke südliche Abknicken an seinem E-Ende und andererseits durch das entgegengesetzte Abknicken an seinem W-Ende den Übergang zum westlichen Teil dieser Kette.

Der westliche Teil der Kette ist in der Mitte wiederum stark abgknickt, was bei der Klus von Gänsbrunnen ebenfalls zu starken Einengungen der Synklinalen führt (Figur 5).

3.5.2 Westlicher Teil (Klus von Gänsbrunnen bis Welschenrohr)

Für diesen Teil des Untersuchungsgebietes der zweiten Jurakette wurde analog zur Weissensteinkette ebenfalls nur ein Profil konstruiert (Profil IV in Figur 8). Bei diesem Profil wurden in der Konstruktion nur die wichtigsten tektonischen Elemente mitberücksichtigt. Da für diesen Bereich der Graiter-Farisbergkette, ebenso wie beim östlichen Bereich, mit einer dominanten Rücküberschiebung gerechnet wird, können ähnlich zum E-Teil der Weissensteinkette wiederum zwei Hauptfaltungsphasen unterschieden werden.

3.5.2.1 Phase I

Im Anschnitt der Klus von Gänsbrunnen ist im östlichen Teil der Klus eine nordvergente verfaltete Überschiebung zu erkennen, die im untersten Teil senkrecht steht. Ab diesem Punkt kommt es zu einem starken Axialanstieg der Faltenachse nach E. Es erfolgt auf 4 km ein Anstieg von rund 350 m und gleichzeitig eine Abnahme des Überschiebungsbetrages, so dass der Kern der Antiklinale (Hauptrogenstein) von der Klus aus steil ansteigt, und dadurch ab der Höhe des Malsenberges zu Tage tritt. Ob die im Nordschenkel bei Pt. 1014 zu beobachtende nordvergente Überschiebung noch mit der verfalteteten der Klus identisch ist, ist von der Lage her eher unwahrscheinlich. Von ihr werden die Birmensdorferkalke ca. 150 bis 200 m gegeneinander versetzt. Eventuell handelt es sich dabei um eine untergeordnete kleinere, nordvergente Überschiebung.

3.5.2.2 Phase II

Mit dem Auftauchen des Hauptrogensteins beim Malsenberg ist ein deutliches Abknicken der Antiklinalen nach Süden verbunden. Auffällig dabei ist die unterschiedliche Ausbildung der Graiter-Farisberg-Antiklinalen in diesem Bereich, die wesentlich durch die Rücküberschiebung während der Phase II geprägt ist.

Die Schichtflächen des Südschenkels zeigen bei der Klus ein relativ homogenes Einfallen von 40° gegen S. Weiter ostwärts, spätestens auf der Höhe von Welschenrohr ist der Südschenkel steilstehend oder sogar überkippt. Ob es hier zu einer linkssinnigen Rotation der gesamten Antiklinalen kam, was automatisch eine nordvergente Überschiebung im NE-Bereich bedingt hätte, oder ob das Abknicken durch einen zunehmenden südvergenten Überschiebungsbetrag gegen die Klus hin gegeben ist, kann nicht eindeutig gesagt werden.

In der Profilkonstruktion IV der Figur 8 wird in einem ersten Schritt als einfachste Lösung eine Fault-bend fold konstruiert. Weiter nach E, Richtung Welschenrohr, erfolgt dann ein sukzessiver Wechsel entlang diverser kleiner Störungszonen zu einer Fault-propagation fold. Ob es dabei zur teilweisen Ausbildung einer zusätzlichen W- oder E-vergenten Ausgleichsfalte W von Welschenrohr kam oder ein gleichzeitiges Abbiegen der Überschiebungsbahnen dieses Einknicken der Antiklinalen primär verursachten, ist schwierig abzuschätzen.

Wahrscheinlich kommen hierfür auch wieder präexistente Störungszonen, vergleichbar zum Umknicken der Weissensteinantiklinalen zwischen Höllchöpfli und Balsthal (Kap. 3.4.4), in Frage. Ein Vergleich drängt sich auch auf, da auf der seismischen Linie SO14, die S der Graitery-Farisberg-Antiklinalen im Tal verläuft, ca. 100 bis 200 m E der Klus von Gänsbrunnen eine ESE-vergente Abschiebung zu beobachten ist.

Geht man von einem rheintalischen Streichen aus, dann würde sie vom Tal aus in Richtung der eingeknickten Antiklinalkette und von dort aus weiter nach NNE in die Klus von Envelier ziehen.

Mit dem Umknicken der Antiklinalen ist auch das steile Einfallen der Antiklinalachse von 5° zwischen der Klus und dem Malsenberg beendet. Von hier bis zum Übergangsbereich können innerhalb der Antiklinalen keine grossen tektonischen Störungen mehr an der Oberfläche beobachtet werden. Der Anstieg des Axialgefälles in diesem Bereich ist mit 1° äusserst gering (Figur 6).

Direkt in der Klus von Gänsbrunnen ergeben sich weitere Unstimmigkeiten hinsichtlich der übermässigen Mächtigkeit der Effinger-Schichten in der Nordflanke der Antiklinalen. Eine duktile Anhäufung in dieser Grössenordnung ist für Jura-verhältnisse sehr unwahrscheinlich. Aus diesem Grund wird eine tektonische Verdoppelung mit Hilfe einer Sekundärfalte angenommen. Im Profil ist diese Falte nur noch mit einem kleinen Überschiebungsbetrag berücksichtigt, der jedoch gegen W zu, und gegen E abnehmen dürfte. Mit dieser Sekundärfalte wird auch das lokal steile Einfallen der Schichten innerhalb des Nordschenkels erklärt.

Die tiefliegende nördlichere Fault-propagation fold im Nordschenkel der Antiklinalen wird in die Profilkonstruktion mithineingenommen, da es analog zur Weissensteinkette wahrscheinlich ist, dass es bei einer dominanten Rücküberschiebung zusätzlich zur Ausbildung von Parasitärfalten im Rücken der Hauptüberschiebung kam. Eventuell sind die zwischen der Graitery-Farisberg-Antiklinalen und der Synklinale bei Corcelles innerhalb der Molasse aufgeschlossenen Malmschichten keine Rutschungsmassen, sondern auftauchende Parasitärfalten.

3.5.3 Übergangsbereich (Welschenrohr bis Herbertswil, Brandbergantiklinale)

Wie schon in der geologischen Übersicht erwähnt wurde, beginnt mit der Übergangszone ein tektonisch komplizierter Teil des Arbeitsgebietes. Einerseits wird der interne Aufbau der Antiklinalen komplizierter, andererseits erscheint mit der fast unvermittelt auftauchenden Brandbergantiklinalen ein zusätzliches tektonisches Element, welches sich nur schlecht zwischen die beiden Ketten einpassen lässt. Als iniziiierende ältere Struktur für diese Anhäufung tektonischer Komplikationen scheint eine Fortsetzung des von NNE her hereinziehenden Schattenberggrabens (Lage ausserhalb des Untersuchungsgebietes, siehe Bitterli, 1992) gut zu passen.

3.5.3.1 Phase I

Die Phase I mit den nordvergenten Überschiebungen wird in diesem Bereich von zwei gut zu unterscheidenden Strukturen aufgebaut. Einerseits ist dies die Brandbergantiklinale, andererseits die stark nach N abgedrehte Graiter-Farisberg-Antiklinale. Im folgenden sollen beide für sich kurz diskutiert werden.

Brandberg-Antiklinale

Die Brandbergantiklinale bildet eine breite Antiklinale, die bei beiden Seiten aus dem Tertiär auftaucht. Kommt man von E her in das Tal, so bildet sie einen markanten Abschluss der östlichen Talhälfte. Sie taucht von dort aus mit 10° Axialgefälle gegen W auf. Deutlich ist dabei schon die nordvergente Struktur mit einer fast steilstehenden Überschiebung als Nordbegrenzung erkennbar. An ihrem südlichen Ende kommt es zu einem morphologisch erkennbaren Steilerwerden der Schichten zur Dünnern hin. Dabei ist auch eine kleine verfaltete nordvergente Überschiebung zu beobachten. Am Westende der Brandbergantiklinale erfolgt ein ähnlich unvermitteltes Abtauchen nach W wie es für den E-Teil der Fall ist.

Die Antiklinale selbst wird durch die Wolfsschlucht in zwei Teile gepalten. Folgt man dieser Schlucht aufwärts, so kommt es beim Übergang zur Graiter-Antiklinalen zu einem direkten Kontakt der Malmkalke der beiden Antiklinalen. Im Profil wird diesem Umstand mit einer Synklinalen Rechnung getragen, die nach W steil abfällt und von der Graiter-Antiklinalen weg in die Talmulde nach Welchenrohr verläuft. Nach E kommt es entweder zu einem starken Abfallen dieser Synklinalen, oder sie läuft im Südschenkel des Graiter-Gewölbes aus. Die darüberliegende eigentliche Brandbergantiklinale fällt ebenfalls stark nach W ab, wird dann aber nach E von einer späteren Überschiebung verdeckt. Ob diese Überschiebung zu einem relativ frühen Zeitpunkt oder erst in einer letzten Phase angelegt wurde, kann anhand der vorhandenen Daten nicht bestimmt werden. In der Profilkonstruktion wurde sie als relativ junge Überschiebung interpretiert, die möglicherweise einen Teil des jungen nordvergenten Versatzes aus dem westlichen Teil bzw. aus dem Übergangsbereich der Weissensteinkette erhält. Sie müsste aus diesem Grund der Phase II zugeordnet werden.

Graiter-Farisberg-Antiklinale

Auf dem Kartenbild fällt beim Übergang der Nordflanke in die Synklinale eine nordvergente Überschiebung auf. Sie beginnt im W nördlich von Mieschegg und endet im E beim hinteren Guldental. Sie ist im Feld zwar nicht direkt zu beobachten, kann jedoch aus der Lage der Schichten ermittelt werden. Eine wahrscheinliche Erklärung für diese beobachtete Nordvergenz ist, dass dieser Teil der Graiter-Antiklinalen als Ausgleichsfalte diente, die zwischen den frühen nordvergenten Überschiebungen, wie sie in der Klus von Balsthal-Oensingen bzw. Gänsbrunnen zu beobachten sind, lag. In dieses Bild einer vermittelnden Struktur passt auch ihr SW-NE-Streichen, das im Vergleich zur allgemeinen Streichrichtung von WNW deutlich stärker nach N abgedreht ist. Im Gegensatz zu den beiden Überschiebungen in den Klusen muss von der Profilkonstruktion her eine Fault-propagation fold verwendet werden, da der Antiklinalkopf, der von der nordvergenten Überschiebung gebildet wird, einerseits sehr eng ist und andererseits auf der N-Seite ein verhältnismässig steiles Einfallen aufweist.

3.5.3.2 Phase II

Während der letzten Überschiebungsphase, bei der es zur Ausbildung der eigentlichen Graiter-Farisberg-Antiklinalen kam, wurden die präexistierenden Falten mitverfaltet. In diesem Zusammenhang können in der Halbklaus direkt W von Hornegg anhand der Kartierung relativ steile südvergente Überschiebungen beobachtet werden. Ihr Verlauf kann bis in den Bereich bei Mieschegg verfolgt werden. Eindeutige Hinweise auf eine Reaktivierung der älteren nordvergenten Überschiebung während der Phase II können jedoch nicht aufgefunden werden.

Die Profilkonstruktion (III) ergibt, dass der Überschiebungsbetrag der Rücküberschiebung kleiner sein muss als die in den westlich (Profil IV) und östlich (Profil II) davon gelegenen Profilen. Daher muss davon ausgegangen werden, dass ein Teil des Überschiebungsbetrages transferiert worden ist. Eine Möglichkeit besteht in einem Transfer entlang der NNE-streichenden Bruchzonen im Nordschenkel nach N in die nächste Antiklinale oder in einer teilweisen Reaktivierung der älteren Brandbergüberschiebung. Eine andere Möglichkeit wäre die Nukleation einer Überschiebung während der Phase II mitten in einem Rampen- und sekundären Abschersegment. Dadurch käme es zu einem "Einspiesen" der Rücküberschiebung unter die alte, eventuell sogar unter die Brandbergantiklinale. Dieser Fall wurde bei der Profilkonstruktion jedoch nicht berücksichtigt.

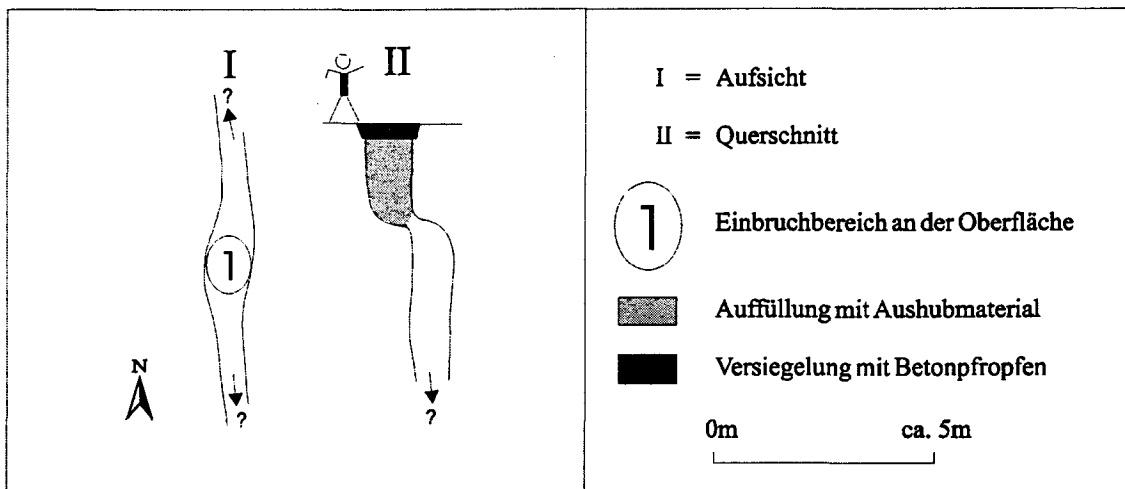


Fig. 10: Darstellung einer Kluft im Dehnungsbereich der Brandbergantiklinalen, wie sie während Aushubarbeiten angetroffen wurde. Ihre Länge ist unbestimmt, die Breite beträgt 1 bis 2 m und die geschätzte Tiefe lag bei 25 bis 30 m.

Wahrscheinlich kam es schon während der Phase I zu einem Abknicken der Graiter-Farisberg-Antiklinalen N der Brandbergantiklinalen von ENE nach NNE. Später, während der Phase II wurde dieser Trend unter Umständen noch verstärkt. Dadurch wurde die teilweise aufliegende Brandbergantiklinale nach S gewölbt. Diese Aufwölbung verursachte stärkere Dehnungserscheinungen an ihrem Rücken, so dass es als Folge davon zur Ausbildung von grösseren Klüften kam, deren Öffnungsweite im m-Bereich lag. Dies diente als erster Angriffspunkt der Erosion.

Aus diesem Grund kann der Wolfsgraben in der Südflanke der Brandbergantiklinalen als Relikt einer solchen Dehnungskluft interpretiert werden. Für diesen Umstand spricht weiterhin eine bis zu 2.5 m breite Kluft am E-Rand von Welschenrohr (Koordinaten 607 100 / 236 800). Hier stiess die Firma Germann AG 1988 bei der Erstellung eines Vorplatzes auf ein Loch im Untergurnd. Bei der näheren Besichtigung stellte sich heraus, dass es sich um eine Kluft handelt (Figur 10). Der obere Teil liegt in der Bohnerz - Formation des Südhanges der Brandbergantiklinalen. Die Kluft wurde leider nicht von Speleologen vermessen, sondern nur durch den betroffenen Bauunternehmer rasch skizziert. Nach seinen Angaben betrug die Breite 1 bis 2.5 m, die Tiefe konnte auf ca. 25 bis 30 m abgeschätzt werden. Der weitere Verlauf nach N bzw. nach S konnte auf ca. 15 m erkannt und in seiner Richtung bestimmt werden. Ihre gesamte Länge war aber unbestimmbar. Das dabei entstandene Loch wurde kurz darauf wieder mit Aushubmaterial gefüllt und mit Beton versiegelt, so dass es heute nicht mehr zugänglich ist. Erwähnenswert ist, dass schon bei der Erstellung der auf der Liegenschaft befindlichen Gebäude im Jahre 1982 kleinere Klüfte beobachtet werden konnten.

3.5.4 Östlicher Teil (Herbetswil bis zur Klus von Balsthal-Mümliswil)

Dieser Teil der Graiter-Farisberg-Antiklinalen reicht vom E-Ende des Übergangsbereiches auf der Höhe von Herbetswil bis zur Klus von Balsthal-Mümliswil. In diesem Abschnitt wird die Antiklinale wieder hauptsächlich von einer späteren dominanten Rücküberschiebung bestimmt.

Bitterli (1992) unterteilte die Antiklinale ab dem Übergangsbereich bis zur Klus von W nach E in folgende Elemente ein:

- Graiter-Antiklinale (Streichrichtung WSW-ENE)
- Farisberg-Gewölbe s.s. westlich der Klus (Streichrichtung WNW-ESE, entwickelt sich aus dem Südschenkel der Graiter-Antiklinalen)
- Farisberg-Gewölbe s.s. östlich der Klus (Streichrichtung SSW-NNE)

Zur Beschreibung des Farisberg-Gewölbes, das ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegt, sei auf die Dissertation von Bitterli (1992) hingewiesen.

3.5.4.1 Phase I

Im Feld, vor allem in der Klus von Balsthal-Mümliswil kann eine ältere mitverfaltete nordvergente Überschiebung erkannt werden. Sie ist fast identisch zu der in der Klus von Oensingen-Balsthal. Folgt man ihr nach W entlang der Antiklinalen, dann ist sie schon nach rund 4 km nur noch sehr schlecht kartierbar. Zudem streicht sie von E nach W in den S-Schenkel ab. Nach den Profilkonstruktionen von Bitterli (1992) kommt es dabei zu einer Abnahme des Überschiebungsbetrages von E nach W. In der Klus selbst beträgt er 750 m, auf der Höhe von Laupersdorf-Matzendorf nur noch 200 m. Weitere nordvergente Überschiebungen sind dann erst wieder ab der Höhe von Herbetswil durch das Auftauchen der Brandbergantiklinalen oder beim Nordschenkel der Graiter-Farisberg-Antiklinalen nachweisbar. Wie in Kapitel 3.5.3 beschrieben ist, führt diese Ab-

nahme zur Geburt einer Ausgleichsfalte als Übergang zur nordvergenten Überschiebung in der Klus von Gänsbrunnen.

3.5.4.2 Phase II

In der Klus von Balsthal-Mümliswil ist gut zu erkennen, wie die Überschiebung der Phase I wiederum von einer Rücküberschiebung verfaltet wird und damit die Struktur der Falte bestimmt. Folgt man der Antiklinalen nach W, so tauchen gleichzeitig drei Änderungen der Struktur auf. Es erfolgt ein sehr starkes Einknicken der Kette nach S, das mit dem gleichzeitigem Auftauchen einer Sekundärfalte im N-Schenkel verbunden ist. Zudem ist der starke Axialanstieg von ca. 5° der Faltenachse auf der Höhe von Laupersdorf beendet, und es erfolgt ein Wechsel zu einem zwar stetigen, dafür aber sehr schwachen Anstieg von ca. 1° nach W bis zum Übergangsbereich.

Die erste und wohl auch die wichtigste Änderung ist der stattfindende Faltenabtausch vom eigentlichen Farisberggewölbe zum Graiterygewölbe. Dabei taucht die Graitery-Antiklinale steil als Sekundärfalte im Nordschenkel der Farisbergantiklinalen auf. Grössere Störzonen können dabei nicht beobachtet werden. Einzig im Nordschenkel treten kleine NE-SW verlaufende Querfalten auf. Sie werden als bescheidene Transpressionsstrukturen entlang von Horizontalverschiebungen interpretiert (Bitterli 1992). Als zweite morphologisch markante Struktur ist das Abknicken der Kette zu erkennen. Ob dieses Abknicken diffus entlang kleiner Störzonen erfolgt, ist anhand der Felddaten nicht genau zu bestimmen. Auffällig ist bei Bremgarten das Ineinanderkeilen der beiden Strukturen. Genau südlich dieses Bereiches kommt es zu einer sehr starken Mächtigkeitzunahme der Malmkalke. In diesem Gebiet ist es sehr schwierig, zwischen anstehenden Malmkalcken und Sackungsmassen zu unterscheiden. Eventuell kam es hier in diesem stark kompressiven Bereich zu diversen kleinen Stauungen in der Südflanke die sicherlich auch in W-E-Richtung verliefen. Diese Kompression bedingte somit einerseits eine starke diffuse tektonische Beanspruchung des Gebietes, andererseits führte es auch zu einer grösseren Schwächung des Gesteinsverbandes, wodurch es für grössere Sackungsmassen anfällig wurde und zu der heute immer noch gut zu beobachtenden, diffusen Störzone am W-Rand des Schwangs führte.

Im weiteren Verlauf der Antiklinalen nach W ist der Gegensatz zwischen der geradlinig verlaufenden und vertikalen Südfront im Vergleich zum Nordschenkel auffällig. Er fällt zwar auch relativ steil ein, ist aber viel deutlicher nach N gewölbt. Dieser Teil der Antiklinalen zeigt keine grossen tektonischen Versätze. Sie können im Nordschenkel bei Oberebnet nur vermutet werden, da hier eine grosse Rutschmasse der Malmkalke jegliche Beobachtungen unmöglich macht. Interpoliert man die Streichrichtungen der anstehenden Malmkalke des Nordschenkels beider Seiten in diese Rutschmasse hinein, so ergibt sich entweder ein enges Umbiegen um ca. 20° der Nordflanke in diesem Sektor oder ein gegenseitiger sinistraler Versatz von ca. 100 m, der im S nicht mehr vorhanden ist.

Im östlich davon gelegenen Profil III der Figur 8 wurde mit der Konstruktion einer zusätzlich im Nordschenkel auftauchenden Fault-propagation fold eine

Möglichkeit gegeben, diese nicht eindeutige Rutschmasse tektonisch zu interpretieren. Dabei käme es von E nach W zu einem Aufsteigen einer zweiten Sekundärfalte im Rücken der Graiteryantiklinalen. Der Überschiebungsbetrag dieser zusätzlichen Falte nimmt dabei von E nach W zu, und es kommt im westlichen Teil von Oberebnet zu einem Durchbruch der Überschiebungsbahn, was zu der dort beobachteten Verdoppelung der Malmkalke führt. Am W-Ende des Guldentales käme es eventuell zu einem sehr steilen Abfallen der Sekundärfalte oder zu einem Ende an einer NNE-streichenden Störzone.

3.6 Synthese Tektonik

Der Einfluss präexistenter Störzonen wie rheintalisch streichende Abschiebungen und WE-streichende Flexuren sowie die damals herrschende Hauptspannungsrichtung führten während der Jurafaltung zu den tektonisch komplizierten Baustilen der drei Hauptstrukturen der Weissenstein-, Graitery-Farisberg- und Brandbergantiklinalen sowie der Balsthalersynklinale. Die Geometrie der Antiklinalen ist hauptsächlich durch Rücküberschiebungen geprägt. Durch sie kommt es zur Verfaltung älterer nordvergenger Überschiebungen und alter rheintalisch streichender Störungszonen.

Das Zusammentreffen dieser Störzonen und der Antiklinalen ist immer mit dem Abknicken der Faltenachsen, vereinzelt auch mit einem Faltenabtausch innerhalb der Rücküberschiebungen in den Antiklinalen verbunden. Im Untersuchungsgebiet sind vier solche Störungszonen zu beobachten (Figur 7 und 5).

Die erste Störungszone verläuft direkt westlich der Klus von Oensingen-Balsthal. Auf den beiden seismischen Linien sind in diesem Bereich grössere NE-verlaufende Abschiebungen zu erkennen. In der Weissensteinkette verursachen sie ein nach N gerichtetes Einknicken der Faltenachse. Dadurch kommt es zu einer kompressiven Tektonik auf deren N-Flanke und einer extensiven auf deren Südseite (Figur 5).

Eine direkte Fortsetzung in der Graitery-Farisberg-Antiklinalen ist nicht zu beobachten. Erst ca. 1 km weiter E sind entsprechende Störungen wieder erkennbar.

Die zweite Störungszone ist ca. 3 km weiter westlich gelegen. Auch hier können NNE-streichende Störungen an der Oberfläche wie auch auf der seismischen Linie SO14 beobachtet werden. Diese Störungszone verursacht ein entgegengesetztes Einknicken der Weissensteinkette nach N. Damit kommen die kompressiven Bereiche in deren S-Schenkel und die extensiven in den N-Schenkel zu liegen (Figur 5).

Bei der Graitery-Farisbergkette streichen sie direkt in ein sehr starkes Umknicken der Antiklinalen von 20° ein. Aufgrund der starken tektonischen Beanspruchung können sie dort aber nicht mehr direkt beobachtet werden.

Die dritte Störungszone folgt rasch nach der zweiten, ca. 2 km westlich. Sie führt in der Weissensteinkette zu einem Bereich mit starker tektonischer Bean-

spruchung. In der Klus des Balmberges können grosse Versätze innerhalb der stratigraphisch tieferen Schichten beobachtet werden. Dabei handelt es sich um teilweise reaktivierte präexistente Abschiebungen. Nach N, noch bevor diese Zone die Graiter-Farisberg-Antiklinale erreicht, taucht die nordvergente Brandbergantiklinale auf. Bei ihr können keine markanten rheintalisch streichenden Störungszonen beobachtet werden. Erst bei der Graiter-Farisberg-Antiklinalen erfolgt wieder ein Einknicken der Faltenachse in Verbindung mit NNE-SSW gerichteten Störungszonen.

Die vierte und letzte Störungszone befindet sich am W-Rand des Arbeitsgebietes beim Weissensteintunnel und der Klus von Gänsbrunnen, ca. 4 km westlich der dritten Zone. In der Weissensteinkette kann ein dextraler Versatz der Kette mit einem gleichzeitig erfolgenden Faltenaustausch beobachtet werden. Bei der Graiter-Farisberg-Antiklinalen ist lediglich ein starkes Einknicken der ganzen Antiklinalen nach N erkennbar.

Die Graiter-Farisberg-Kette ist in ihrem Verlauf entlang dieser Störungszonen stärker eingeknickt als die Weissensteinkette. Dadurch kann sich die Balsthaler Synklinale an ihrer breitesten Stelle bis auf 4 km ausweiten.

Vor allem bei der Weissensteinkette ist gut zu erkennen, dass die Intersektion der Antiklinalen mit den präexistenten älteren Störungszonen zu einem Abknicken der Faltenachse führt und die Kette damit in einzelne Segmente aufgeteilt wird.

Neben den Antiklinalstrukturen und den vier Störungszonen macht sich morphologisch die Brandbergantiklinale bemerkbar. Sie teilt das Balsthalertal in einen W- und E-Teil. Ebenso wie sie von W her steil auftaucht, zieht sie nach E wieder unter die Molasse - Schichten. Auf der seismischen Linie SO13 kann parallel dazu ein Ansteigen der Malmkalke der Synklinale von der W- und E-Grenze des Arbeitsgebietes beobachtet werden. Auf der Höhe der Brandbergantiklinalen sind sie oberflächlich aufgeschlossen. Diese Antiklinale ist eine relativ früh aufgeschobene, nordvergente Überschiebung. Durch ihr passives Mitgehen während des Umknickens der Graiter-Farisberg-Antiklinalen kam es in ihrer Südflanke zu NNE-SSW streichenden Dehnungsklüften im m-Bereich, die heute noch gut beobachtet werden können (Figur 10).

Ebenso erfolgt lokal an den Seiten des Untersuchungsgebietes zu allen drei Klusen, bzw. zum Weissensteintunnel hin ein sehr steiles Abtauchen der Faltenachsen. Dadurch kommt es am W-Ende des Untersuchungsgebietes lokal zu einer dem Jura entgegengesetzten Tendenz von E nach W (Figur 6).

III. HYDROGEOLOGIE

1 Einleitung

1.1 Bisherige Untersuchungen

Obwohl die Weissensteinkette, wie auch die Farisbergkette und das dazwischenliegende Balsthalertal eine Vielzahl (geschätzt ca. 800 - 1200) kleinerer Quellen wie auch grosse Karstquellen besitzen, wurde bisher noch keine hydrogeologische Untersuchung in diesem Gebiet durchgeführt. Es existieren lediglich diverse kleinere Untersuchungen zur Beurteilung vereinzelter öffentlicher und privater Quellen. Diese Untersuchungen beschränken sich meist auf eine einfache chemische Analyse oder Schutzonenbestimmung, selten wurde ein Färbversuch durchgeführt.

Das Fehlen grösserer zusammenhängender Untersuchungen ist wohl durch die unspektakuläre Erscheinung der grösseren Quellen gegeben. Sie treten ausnahmslos in allen Alluvionen des Tales aus und sind deshalb meist nur als gefasste Aufstossquellen zu beobachten, die vorwiegend für öffentliche oder industrielle Zwecke genutzt werden.

Einzig beim Bau des Weissensteintunnels 1904 wurde eine grössere Untersuchung des Quellwassers des Tunnels durchgeführt und in einem abschliessenden Bericht zusammengefasst (Buxtorf, Künzli & Rollier 1908). Eine sehr gute hydrologische Untersuchung des von der Oberfläche her bestimmten Einzugsgebietes des Dünnerntales wurde 1975 von Lüscher in seiner Dissertation erarbeitet.

Erst ausserhalb des Untersuchungsgebietes trifft man wieder auf ausführlichere Untersuchungen. Am nächsten gelegen sind die Untersuchungen von Schmassmann (1947, 1970 a+b, 1972) oder Matousek (1985) über das Waldenburgertal oder veröffentlichte und unveröffentlichte Berichte des Wasser- und Energiewirtschaftsamtes des Kantons Bern (z.B. Hydrogeologie Bippertamt).

1.2 Untersuchungsprogramm und Probenentnahme

Für die Vorgehensweise zur Klassifizierung und zur Beobachtung der Karstwässer wurde ein stufenweises Vorgehen gewählt.

1. Für einen ersten Einblick in die hydrogeologischen Verhältnisse ist es notwendig, die verschiedenen Quellen auf Leitfähigkeit (Lfk), Temperatur (Temp.) und Schüttung (Q) zu untersuchen. Bereits im Feld erlaubt dies eine erste Qualifizierung und Quantifizierung der Quellvorkommen.

In den Jahren 1993 und 1994 wurden ca. 100 Quellen kontinuierlich bezüglich Schüttung (Q), Temperatur (T) und Leitfähigkeit (Lfk) gemessen. Das Messintervall betrug vor allem 1994 zwei Wochen. Im selben Zeitraum wurden an den gemessenen Quellen Wasserproben für die chemischen Analysen entnommen. Dies geschah alle drei bis vier Monate.

Während der vierteljährlichen Entnahme von Wasserproben (Punkt 1) konnte zusätzlich zu den physikalischen Parametern (Q, T, Lfk) die Alkalinität, Acidität und der Sauerstoffgehalt im Feld bestimmt werden. Die Wasserproben wurden separat in verschiedene HDPE-Behälter abgefüllt. Ein Teil davon wurde mit HNO_3 angesäuert und für die Bestimmung des dO^{18} in Glasbehälter gefüllt.

1. Anhand dieser Grundlage konnten zwei grosse Multitracerversuche realisiert werden. 1994 wurde der erste auf den beiden Antiklinalen (Weissenstein- und Farisbergkette) durchgeführt. Der zweite, im darauffolgenden Jahr 1995, konzentrierte sich dann ausschliesslich auf die Weissensteinkette.
2. Aufgrund der Ergebnisse der vorangegangenen Untersuchungen wurden einzelne grosse Quellen ausgewählt. Bei ihnen wurden während Hochwasserereignissen eine kontinuierliche Entnahme von Wasserproben durchgeführt, so dass neben der kontinuierlichen Aufzeichnung der physikalischen Parameter (Q, T, Lfk) die wichtigsten chemischen Elemente bestimmt werden konnten.

Bei der Entnahme von Wasserproben während Hochwasserereignissen wurde ein Autosampler der Firma ISCO, Modell 6700 verwendet. Auch diese Proben wurden wieder in HDPE-Flaschen (angesäuert) und in Glasflaschen abgefüllt.

1.3 Hydrogeologische Untersuchungsmethoden

1.3.1 Felduntersuchungen

Physikalische Messungen:

- Schüttung (Q): Die Bestimmung der Schüttung bei den Quellen ohne kontinuierliche Abflussmessung erfolgte mit Messgefässen (1, 5, 12, 120 und 250 l) und mit Stoppuhr. Für spezielle Bestimmungen wie z. B. Abflussbestimmungen an den Dünnern oder bei der Eichung der kontinuierlichen Abflussmessungen bei den grössten Quellen erfolgte die Messung mit Hilfe der Salzverdünnungsmethode.
- Spezifische elektrische Leitfähigkeit (Lfk): Die Messung der Lfk erfolgte mit einem Messgerät der Firma WTW (Modell LF92, später LF95) mit der Standardleitfähigkeitsmesszelle TetraCon 325. Dabei werden die Dissoziationsprodukte von echten (z. B. Salzen) und potentiellen Elektrolyten (Ionenbildung erst aufgrund einer Reaktion mit Wasser) gemessen. Die Einheit der Leitfähigkeit ist $\mu\text{S}/\text{cm}$ (alle Werte bezüglich Temperatur kompensiert).

Die Einzelmessungen erfolgten vor Ort. Für die kontinuierliche Aufzeichnung der Lfk-Werte an einzelnen Quellen wurde das Modell LF95 verwendet.

- Temperatur (T): Die Messung der T erfolgte ebenfalls mit den Geräten der Firma WTW vor Ort. Für die kontinuierlichen Messungen wurden je nach Messeinrichtung ebenfalls das LF95 der Firma WTW verwendet.
- PH-Wert: Für die Bestimmung des pH-Wertes direkt an den Quellen wurden das Modell 250 A der Firma Orion mit der Ross Sure Flow pH-Einstabmesskette (817BN) verwendet. Dabei wurde die Wassertemperatur direkt vom Gerät kompensiert.

Titrimetrische Verfahren

- Alkalität (Basenbedarf, pos. m-Wert): Im pH-Bereich 4.5 bis 8.1 entspricht der pos. m-Wert dem Anteil der Erdalkalitionen, welcher dem der HCO_3^- -Ionen äquivalent ist. Die Karbonathärte wurde für alle Proben ermittelt. Sie wurde mit der Methode nach MERCK mit dem entsprechenden Titrationsset für den Feldeinsatz verwendet. Dadurch konnte sie direkt in mmol/l bestimmt werden.
- Acidität (Säurebedarf, neg. p-Wert): Im pH-Bereich 4.5 bis 8.1 entspricht der negative p-Wert dem gelösten CO_2 . Wie sich schon bald zeigte, war es für den grössten Teil der Wässer des Untersuchungsgebietes nicht notwendig, den neg. p-Wert zu bestimmen, da er immer unter dem Wert von 0.5 mval/l lag und damit niedriger als die Messgenauigkeit war.
- Sauerstoff: Der Sauerstoffgehalt wurde mit dem Schnelltest der Firma MERCK gemessen. Dabei wurde die Methode nach Winkler angewendet, womit der im Wasser gelöste Sauerstoff direkt bestimmt werden kann.

1.3.2 Laboruntersuchungen

1.3.2.1 Chemische Messungen

Die chemischen Analysen dienten dazu, eine allgemeine Übersicht der chemischen Spezies der Quellwässer aus den verschiedenen Lithologien zu erhalten. Dabei wurden vor allem die Einzelproben aus den Jahren 1993 und 1994 genauer untersucht. Da es aber nicht ein Ziel dieser Dissertation war, eine chemische Klassifikation der Wässer durchzuführen, wurde dieser Bereich auch nicht weiter ausführlich behandelt.

Neben der periodischen Probenentnahme der Grund- und Oberflächenwässer erfolgte im Sommer 1994 eine Probennahme während einer Trockenwetterperiode.

Zur Messung der verschiedenen Parameter wurden folgende Geräte eingesetzt:

- Ionenchromatograph (IC): Die einmalig gesammelten Wasserproben wurden alle am IC der EAWAG (Gruppe Baccini) auf ihren Anionengehalt analysiert. Der grössere Teil der Wasserproben, die während Hochwasserereignissen gesammelt wurden, konnte dann aber an einem IC der Gruppe IBWK analysiert werden. Dabei handelt es sich um ein Gerät der Firma Dionex (DX 100), mit dem es möglich war, mit den entsprechenden Säulen Anionen wie auch Kationen zu messen.
- ICP (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer): An diesem Gerät der EAWAG wurden die Kationen der einmalig gesammelten Wasserproben analysiert.

	Periodische Wasserproben:	Hochwasserereignisse:
Parameter:	Methode:	Methode:
Fluorid	IC	IC
Chlorid	IC	IC
Nitrat	IC	IC
Phosphat	IC	IC
Natrium	ICP	IC
Kalium	ICP	IC
Calcium	ICP	IC
Magnesium	ICP	IC
Eisen	ICP	-
Zink	ICP	-
Aluminium	ICP	-
Lithium	ICP	-
Barium	ICP	-
Mangan	ICP	-
Strontium	ICP	-

1.3.2.2 Isotopen-Analysen

Die Messungen des ^{18}O wurden vorwiegend am Isotopenlabor des Geologischen Instituts der ETH Zürich gemacht. Ein kleinerer Teil wurde am Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit, Institut für Hydrologie in Neuherberg (BRD) gemessen. Die Messungen in Zürich erfolgten auf einem Massenspektrometer OPTIMA (VG ISOTECH, Aston Way, Middlewich, Cheshire, CW10 OHT England).

Die Verhältnisse der stabilen Isotopen werden als relative d-Werte im Vergleich der Isotopenzusammensetzung der Probe mit der des Referenzgases beschrieben. Als Standard für das Referenzgas wird das SMOW = Standard Mean Ocean Water (Craig 1961, Gonfiantini 1978) verwendet. Als Messgrösse wird das Verhältnis R des nachzuweisenden Isotops zum häufigsten Isotop (z. B. $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$) mit einem Standardverhältnis verglichen (Friedmann & O'Neil 1977). Der d-Wert wird anhand folgender Gleichung berechnet:

$$d \text{ SMOW}(\text{‰}) = (R_x - R_{\text{standard}}) / R_{\text{standard}} \times 1000$$

R_x = Verhältnis in der Probe R_{standard} = Verhältnis im Standard

1.4 Hydrologische Verhältnisse

Wegen der Ausrichtung der vorliegenden Arbeit auf die tektonischen Einflüsse auf den Verlauf der Karstsysteme wurde für das gesamte Oberflächeneinzugsgebiet die hydrologischen Bilanzierungen von Lüscher (1975) korrigiert und für das Einzugsgebiet einzelner Quellen neu berechnet (Kapitel 5). Auf der Figur 11 sind die einzelnen Messstationen der SMA, die kantonalen Niederschlagsmessstationen und Abflusspegel eingetragen.

1.4.1 Niederschlagsmessstationen

Zur Ermittlung des Wasserhaushaltes in einem Gebiet ist es wichtig, die Bestimmung der Niederschlagswerte, der Verdunstung sowie der unterirdischen wie auch der oberirdischen Abflüsse möglichst exakt durchzuführen. Vor allem im Einzugsgebiet des Dünnerntales, wo lokal starke Schwankungen der Niederschläge aufgrund der Höhendifferenzen auftreten, sind die beiden Messstationen der SMA auf der Schwängimatt (heute nicht mehr in Betrieb) und in Herbetswil ungenügend. Aus diesem Grund wurde von Lüscher (1975) in den Jahren 1970 bis 1974 das bestehende Netz um rund 18 Stationen erweitert. Zudem wurden zu Vergleichszwecken noch die randlichen Stationen von Balsthal und Hinterweissenstein (aufgehoben) mitberücksichtigt.

Für die vorliegende Arbeit stellte sich ebenfalls die Frage, inwieweit das hydrologische Messnetz erweitert werden sollte. Zu Beginn war innerhalb des Einzugsgebietes des Dünnerntales nur noch die Messstation in Herbetswil vorhanden. Unmittelbar ausserhalb dieses Gebietes befinden sich noch vier weitere Niederschlagsmessstationen der MAZ. Eine dieser Stationen (Balmberg) wurde 1994 aufgehoben.

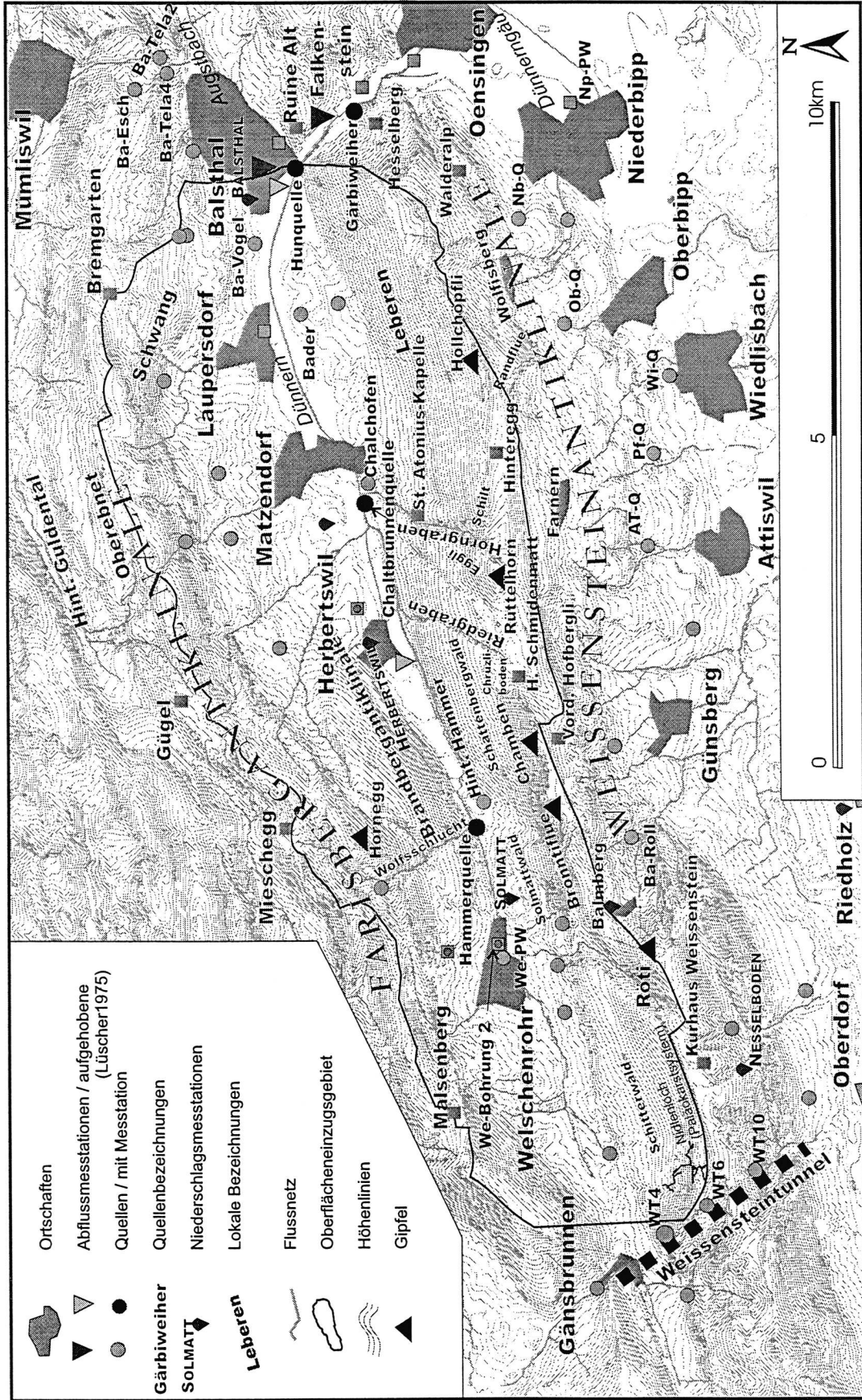


Fig. 11: Geographische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit den Messtationen

Auf der Figur 11 sind die einzelnen Messstationen aufgeführt. Im folgenden sollen kurz die vorhandenen Regenmessstationen aufgeführt werden:

Station	Höhe	Koordinaten	In Betrieb von / bis
Balsthal	505	619 260 / 240 875	1883 -
Herbetswil	524	611 560 / 238 350	1883 -
Welschenrohr	730	607 960 / 236 235	01.05.1995 -
Balmberg	1075	607 720 / 234 970	09.10.1973 -
01.04.1994			
Nesselboden	1060	605 180 / 232 740	15.12.1972 -
Riedholz	520	609 375 / 231 520	01.01.1963 -

Die vorhandenen Niederschlagsmessstationen der SMA (Zürich) wurden um eine zusätzliche Station in Welschenrohr erweitert. Dazu wurde ein Pluviograph im hinteren Teil des Dünnerntales an der Nordflanke der Weissensteinkette 1995 in Betrieb genommen, da dieser Talabschnitt ein eigenständiges kleines Tal bildet.

1.4.2 Einzugsgebiet der Dünnern - Abflussmessstationen

- Einzugsgebiet der Dünnern bis zur Einmündung des Augstbaches (Figur 11): In Figur 11 ist das Einzugsgebiet der Dünnern eingezeichnet. Es umfasst das ganze Einzugsgebiet der Dünnern von der Quelle bis zur Einmündung des Augstbaches vor der Klus von Oensingen-Balsthal (Lüscher 1975). Das oberirdische Einzugsgebiet der Dünnern westlich von Balsthal kann sowohl von der Karte wie auch vom Gelände aus abgegrenzt werden. Die Gesamtfläche ist planimetrisch auf 75.13 km² bestimmt worden (Lüscher 1975). Es wird im Süden und im Norden von der Weissenstein- bzw. der Graitery-Farisbergflanke begrenzt. Die westliche Begrenzung liegt direkt östlich der Klus von Gänsbrunnen. Die östliche Begrenzung ist bei Balsthal gegeben. Als topographisch tiefstliegender Punkt stellt die Dünnern kurz vor der Klus von Oensingen-Balsthal (vor der Einmündung des Augstbaches) den oberirdischen Grundabfluss des gesamten Einzugsgebietes westlich von Balsthal dar.

Für die Abflussmessungen installierte Lüscher eine Limnigraphenstation direkt vor der Einmündung der Dünnern in den Augstbach. Eine zweite befand sich ca. 1 km westlich von Herbetswil. Eine weitere Abflussmessstation befand sich ausserhalb des oberirdischen Einzugsgebietes der Dünnern in Balsthal für den Augstbach. Von diesen Stationen existierte zu Beginn der Arbeit nur noch die Messstation in Balsthal am Augstbach. 1995 wurde in der Klus von Oensingen-Balsthal eine Messstation vom Kanton neu errichtet. Damit kann nun der Zufluss der Dünnern durch den Abzug des Eintrages des Augstbaches ermittelt werden. Inwieweit diese Berechnungen jedoch mit dem tatsächlichen Abfluss der Dünnern übereinstimmen, ist schwer abzuschätzen. Da zwischen dem Teilstück des Zusammenflusses der Dünnern mit dem Augstbach und der Messstation in der Klus die Dünnern stark in das Grundwasser exfiltriert (Regli 1997).

- Einzugsgebiete des Augstbaches und des Mümliswilerbaches:
Kurz vor der Klus von Oensingen-Balsthal nimmt die Dünnern den Augstbach auf. Dadurch erhält sie einen Teil ihres Wassers auch noch aus anderen Einzugsgebieten. Da diese Gebiete jedoch zum grössten Teil ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegen, werden sie im folgenden nur kurz erwähnt.

Augstbach:

Er erhält sein Wasser aus dem Gebiet östlich von Balsthal. Sein Einzugsgebiet reicht dabei bis nach Langenbruck (Figur 1) und umfasst eine Gesamtfläche von rund 26.5 km². Der Augstbach nimmt beim Vorbeifliessen bei der Klus von Balsthal-Mümliswil den Mümliswilerbach auf.

Mümliswilerbach:

Dieser Bach verläuft im Guldental (Figur 1) und fliesst durch Mümliswil in die Klus von Balsthal-Mümliswil bis er in den Augstbach einmündet. Seine gesamte Einzugsfläche beträgt 37.5 km².

1.5 Karstphänomene

Das Untersuchungsgebiet ist durch die zwei Antiklinalen (Graitery-Farisberg- und Weissensteinkette) sowie dem dazwischen liegenden Balsthalertal charakterisiert.

Je nach verkarsteter lithologischer Einheit können völlig unterschiedliche Beobachtungen gemacht werden. So bilden die verkarstungsfähigen Gesteine (primär Hauptrogenstein, Birmensdorfschichten und Malmkalke, siehe Figur 4) häufig ausgeprägte Felsrippen (Birmesdorfschichten) oder steile Felswände (Hauptrogenstein oder Malmkalke). Ebenso sind die Flanken der Antiklinalen primär durch die flach einfallenden oder sogar überkippten Schichten der Malmkalke charakterisiert. Sie sind grösstenteils von Wald bedeckt.

Dagegen bilden die weicheren Schichten, wie z. B. die Effinger-Schichten oder der Opalinuston, auf den Höhen der beiden Antiklinalen meist kleinere lokale Talmulden, die landwirtschaftlich genutzt werden. Auch die Synklinale des Balsthalertales wird an der Oberfläche von weichen Schichten dominiert. Es handelt sich dabei um die mergelig ausgebildeten Molasseschichten.

Hauptmerkmal einer Verkarstung ist "die teilweise oder vollständige unterirdische Entwässerung unter gleichzeitiger Umwandlung der Oberfläche in ein Karstrelief" (Trimmel 1965). Nach dieser Definition sind die verkarstungsfähigen Gesteine (primär Malmkalke, Birmensdorfschichten und Hauptrogenstein siehe Figur 4) verkarstet.

- **Malmkalke:**

Die Malmkalke bilden entweder steile Felswände oder flach einfallende Schichten an den Flanken der Antiklinalen. Sie sind grösstenteils von Wald bedeckt, weshalb der grösste Teil der direkten Beobachtung entzogen ist. An der Oberfläche können keine grösseren Dolinenreihen oder Dolinen beobachtet werden. Insgesamt konnten auf der Nordflanke der Weissensteinket-

te und auf der Südflanke der Graitery-Farisbergkette nur rund 24 Dolinen aufgefunden werden, die direkt in den Malmkalken lagen. Es handelte sich dabei teilweise um kleinere Dolinenreihen (ca. 3-6 Dolinen) oder vereinzelt Dolinen, deren Durchmesser nicht grösser als ca. 5 m sind.

In den höheren Bereichen der Antiklinale, wo die Schichten des Malmkalkes den Scheitel bilden, kann eine unruhige Morphologie beobachtet werden. Sie wird durch erosive Erscheinungen (ev. Karrenfelder) im Untergrund (Boegli 1960), bzw. Epikarst (Mangin 1973, 1975, Drogue 1974, 1992) verursacht. Vereinzelt kommt es sogar zum Austritt einzelner kleiner Felsrippen, die aber von den Landwirten immer wieder mit Humus zugedeckt werden. Solche Bereiche mit unruhiger Morphologie konnten bei den Malmkalken bei der Brönnitflue (Figur 11) und östlich des Hölchöpfli beobachtet werden. Reine Karrenfelder ohne eine Bedeckung durch Humusschichten wurden nur auf eine Fläche von ein paar m² an der östlichsten Kante der Malmnordflanke bei der Klus von Oensingen-Balsthal beobachtet. Wahrscheinlich kam es hier wegen der nahen Lage zum Felsabbruch in die Klus zu einem verstärkten Auswaschen der Humusschichten, so dass die darunterliegenden Kalke freigelegt wurden.

Stellenweise kann auch innerhalb der bewaldeten Nordflanke der Weissensteinkette eine unruhige Morphologie beobachtet werden. Ihre Zuordnung ist jedoch schwieriger als bei den landwirtschaftlich genutzten Flächen, da durch den teilweise dichten Bewuchs von Büschen, jungen Bäumen oder oder durch Gehängeschutt die Beobachtung erschwert ist.

Ein weiteres auffallendes Merkmal ist, dass auf der flach einfallenden Nordflanke der Weissensteinkette, abgesehen von zwei sehr kleinen Quellen, weiter keine Quellen entspringen. Nur in den beiden grossen Gräben (Horngraben und Riedgraben, siehe Figur 11) erfolgt eine schwache diffuse Exfiltration aus den anstehenden Kalken die während der Trockenzeiten beobachtet werden kann. Spätestens auf der Höhe der St. Antoniuskapelle (Figur 11) infiltriert das Wasser wieder in die Malmkalke. Häufig sind diese kleinen Austritte jedoch durch Schuttmassen im Bach der Beobachtung entzogen. Dagegen erfolgt in den oberen Höhenlagen ein kontinuierlicher Wassereintritt in die Malmkalke durch kleine lokale Bäche, die in den kleinen lokalen Talmulden auf den Höhenzügen von kleinen Quellen aus den Malmkalken, den Birrnsdorferschichten oder sogar aus dem Hauptrogenstein gespiesen werden. Der Eintritt erfolgt meistens durch ein langsames Versickern in Grabenstrukturen wie z. B. Horngraben oder weiteren kleinen oberflächlichen Abflussrinnen. Ausser bei ausgeprägten Hochwasserereignissen, wie z. B. bei der Schneeschmelze versickert das Wasser vollständig in diesen Gräben. In einem einzigen Fall kommt es zu einem direkten Eintrag eines solchen Baches direkt in das Karstsystem der Malmkalke durch einen Ponor. Der beobachtete Übertritt erfolgt dabei ca. 500 m östlich der Hinteren Schmiedenmatt.

- **Hauptrogenstein:**

Der Hauptrogenstein bildet wie die Malmkalke entweder steile Felswände oder auch flach einfallende Flanken, wie z. B. nördlich der Walderalp oder beim Kurhaus Weissenstein (Figur 11 und 5). Er ist nur teilweise bewaldet. Da der Hauptrogenstein aufgrund der geologischen und tektonischen Verhältnisse von undurchlässigen Schichten und den Malmkalken umgeben wird, ist er ausschliesslich auf den Höhenzügen der beiden Antiklinalen anzutreffen. Im Gegensatz zu den Malmkalken können bei ihm wesentlich mehr Dolinen beobachtet werden. Dabei kann es zur Ausbildung von längeren Dolinenreihen (bis zu 20 Einzeldolinen) kommen, die sich entlang von Bruchzonen orientieren können. Auch bezüglich ihrer Grösse sind sie mit bis zu 20 m (geschätzt) Durchmesser deutlich grösser als die Dolinen in den Malmkalken. Durch ihre relativ hohe Lage kommt es innerhalb des Untersuchungsgebietes zu keinem nennenswerten Eintrag von Wasser durch Bachsysteme. Eine Ausnahme davon bildet der kleine versickernde Bach beim Kurhaus Weissenstein (Figur 11). Dort bildet der Auslauf der kleinen Kläranlage einen kleinen Bach, der schon ca. 20 m weiter südlich in den Kalken des Hauptrogensteines versickert. Dieses Wasser wurde eingefärbt (vgl. Kapitel 4). Der Farbstoff konnte ca. 2 Wochen später wieder bei einer grossen Quelle in der Klus von Oensingen-Balsthal beobachtet werden.

Da die Hauptrogensteinschichten im Scheitel der Antiklinalen meist erhalten sind, kommt es dort zur häufigen Ausbildung von erosiven Erscheinungen, die wie bei den Malmkalken auch zu einer unruhigen Morphologie der darüberliegenden Wiesen führt.

- **Birmensdorferschichten**

Neben den grossen Dolinenreihen im Hauptrogenstein können auf den Scheiteln der Antiklinalen auch weitere langgezogene Dolinenreihen in Verbindung mit den Birmensdorferschichten beobachtet werden. Durch ihre stratigraphisch höhere Lage und durch die tektonischen Verhältnisse kommen sie immer über den Hauptrogenstein zu liegen. Nur bei der Farisbergkette konnten zwei grössere Quellaustritte (ca. 50 l/min) direkt aus den Birmensdorferschichten beobachtet werden. Bei der Weissensteinkette konnte kein grösserer Quellaustritt aus diesen Schichten beobachtet werden. Wahrscheinlich kommt es hier zu einem Kurzschluss dieser Dolinen mit dem darunterliegenden Hauptrogenstein. Deswegen werden diese Dolinenreihen noch zu dem Einzugsgebiet des Hauptrogensteines gezählt.

- **Keuper:**

Der Keuper ist teilweise an der Weissensteinsüdflanke aufgeschlossen. In diesem Bereich treten zwei grössere Quellen (durchschnittliche Schüttung ca. 600 l/min) aus, die eine sehr hohe Mineralisierung aufweisen (1800 bis 2500 μS). Entlang der Flanke konnten jedoch keine Dolinen oder sonstige Hinweise auf sich oberflächlich auswirkende Erosionen im Untergrund beobachtet werden.

2 Messungen und Analysen von Einzelproben

2.1 Übersicht

Die Beschaffenheit des Grundwassers, sein chemischer und biologischer Gehalt wird vorwiegend von folgenden Faktoren bestimmt:

- Chemische Beschaffenheit des Niederschlages
- Einfluss des Sickerwasserbereiches (Boden- und Vegetationszone)
- Fliessgeschwindigkeit und Verweildauer im Grundwasserleiter
- Anthropogene Einflüsse
- Reaktionen Wasser-Gestein (Gesteinschemismus)

Im folgenden Kapitel 2 wird auf die Beobachtung der chemischen Beschaffenheit der Quellwässer eingegangen. Dadurch ist es möglich, einzelne Quellaustritte den entsprechenden durchströmten Lithologien zuzuordnen.

Für die Bestimmung der einzelnen Parameter und der Klassifizierung wurde der Trockenwetterabfluss während des Oktobers 1994 verwendet.

2.2 Chemische Beschaffenheit der Niederschläge

Ziel der Untersuchungen von Niederschlagsproben ist es, den initialen Stoffeintrag ins Grundwasser abzuschätzen. Zudem beeinflusst die Niederschlagsbeschaffenheit die Lösungskapazität der Grundwässer, gerade im Falle der Karbonatlösungsprozesse der Karstwässer.

Wie sich beim Literaturstudium herausstellte, ist der Einfluss der gelösten Stoffe im Niederschlag vernachlässigbar gering gegenüber den Konzentrationen der Quellwässer.

So zeigen die gemittelten Werte von Niederschlagsanalysen aus dem Schweizer Mittelland (1975 bis 1978) von Zobrist (1983) folgende niedrige Gehalte der chemischen Elemente (HCO₃-Gehalt und CO₂-Gehalt wurden nicht bestimmt):

Ca	1.4 mg/l	SO ₄	3.0 mg/l
Mg	0.18 mg/l	Cl	0.9 mg/l
Na	0.22 mg/l	NO ₃	2.17 mg/l
K	0.37 mg/l	NH ₄	1.12 mg/l

Ähnliche Konzentrationen wurden in der Nähe im Waldenburgertal (Matousek 1985) oder im zentralen Schweizer Jura (Tripet & Wiederkehr 1983) beobachtet. In Matousek (1985) sind zusätzlich noch die Werte für den HCO₃-Gehalt mit 5.04 mval/l (Mittelwert von 8 Messungen) angegeben. Einige wenige eigene Untersuchungen bezüglich der Kationen ergaben ähnlich geringe Konzentrationsverhältnisse im Jahr 1996 der Messstation Sollmatt. Es wird deshalb davon ausgegangen, dass die Bedeutung der Ionkonzentrationen der Niederschläge keinen signifikanten Einfluss auf die chemische Beschaffenheit der Quellwässer ausübt.

2.3 Chemische Beschaffenheit der Grundwässer

2.3.1 Leitfähigkeit

2.3.1.1 Leitfähigkeiten in Beziehung zur Lithologie

Für einen ersten Einblick und eine regionale Klassifizierung der Quellwässer eines Gebietes wurde zuerst eine Identifikation der durchflossenen Grundwasserleiter mit Hilfe feldtauglicher Messungen erstellt. Da die Leitfähigkeit die Summe der Leitfähigkeits-Teilbeiträge der einzelnen Kationen und Anionen und damit mehr oder weniger die Gesamtmineralisation eines Wassers widerspiegelt, eignet sie sich als einfachster zu messender Parameter dazu, das Auftreten der Quellen in enger Abhängigkeit zu der geologischen Situation zu charakterisieren.

Wie aus der Figur 12 ersichtlich ist, können so in einem ersten Schritt Wässer mit einer hohen Leitfähigkeit (1200 bis 2700 uS/cm) gegenüber denen mit geringerer Leitfähigkeit (220 bis 800 uS/cm) unterschieden werden. Dies war auch zur Bestimmung der häufig durch Vegetation bedeckten darunterliegenden Lithologie nützlich (z. B. Bestimmung Grenze Keuper-Lias-Opalinuston). In diesem Unterschied der Leitfähigkeit spiegelt sich die Prägung der verschiedenen Quellen des Gebietes durch den Karbonat- und durch den Gipskarst wieder.

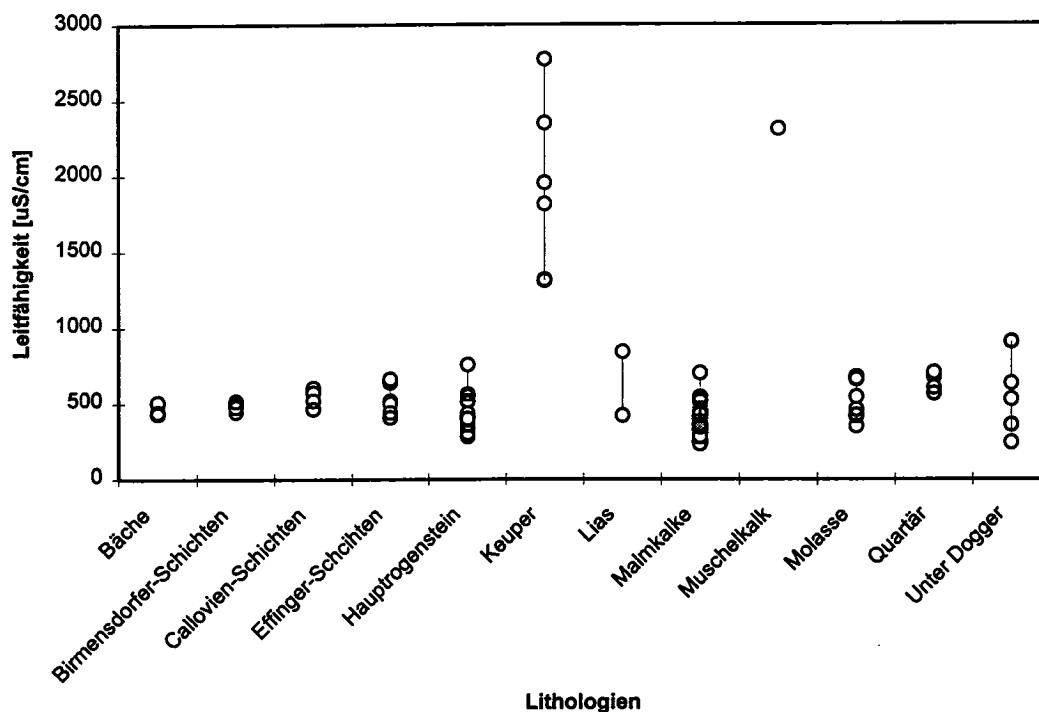


Fig. 12: Vergleich der verschiedenen Leitfähigkeitswerte der unterschiedlichen Lithologien während der Messung des Trockenwetterabflusses im Herbst 1994.

Ebenso ist es in diesem ersten Schritt schon möglich, gewisse Charakteristiken bezüglich der verschiedenen Lithologien zu unterscheiden. So bilden die Quellen der Birmensdorfer-Schichten eine einheitliche Gruppe ohne grosse Schwankungen. Dagegen ist bei den Quellen aus den Effinger-Schichten schon eine Unterscheidung von zwei unterschiedlichen Gruppen zu vermuten. Bei den Wässern aus dem Hauptrogenstein und aus den Malmkalken ist eine grosse Häufigkeit innerhalb des Bereiches von 279 - 561 uS, bzw. von 232 - 534 uS gegeben. Davon hebt sich jeweils eine Quelle (755 uS, bzw. 700 uS) mit deutlich erhöhter Leitfähigkeit ab. Dies deutet auf eine Vermischung mit einem Wasser einer höheren Leitfähigkeit hin. Bei solchen Interpretationen ist es aber immer wichtig, auch den Typ der Quelle und die Art der Fassungsanlage zu berücksichtigen, andererseits darf auch in manchen Fällen der Einfluss von Schuttquellen nicht unterschätzt werden.

2.3.2 Abhängigkeit der chemischen Parameter von den Lithologien

In den folgenden zwei Abschnitten werden die innerhalb des Untersuchungsgebietes gesammelten und analysierten Wasserproben hinsichtlich ihrer chemischen Beschaffenheit kurz charakterisiert. Das Hauptgewicht liegt dabei vor allem auf einer Klassifizierung der Wässer in Abhängigkeit zur jeweiligen Formation. Quellen, die innerhalb Bruchzonen liegen, wurden nicht weiter berücksichtigt. Zum einen, weil es im Arbeitsgebiet aufgrund der starken Vegetation schwierig ist, eindeutige Bruchzonen zu erfassen, zum anderen, weil fast jede Quelle mit irgendeiner grösseren oder kleineren tektonischen Störzone korreliert werden könnte.

Für diese Auswertung wurden ausschliesslich die Analysedaten der Wasserproben verwendet, die im Spätsommer 1994 während einer Trockenwetterperiode gesammelt wurden.

Bei der statistischen Auswertung ist zu beachten, dass nicht für jede Lithologie gleich viel Quellen untersucht werden. Dies ist durch die geologische Situation gegeben. Die grösste Anzahl der untersuchten Quellen stammt aus dem Malm mit insgesamt 42 Quellen, darauf folgt der Hauptrogenstein mit total 22 Quellen. Für diese beiden Formationen ist die Auswertung sehr gut belegbar. Aus dem Muschelkalk konnte nur eine Quelle untersucht werden.

2.3.2.1 Schöllerdiagramm

Die einfachste und wohl auch die verbreitetste Darstellung ist das Schöllerdiagramm (Figur 13). Dabei werden die Konzentrationen der wichtigsten Ionen (in mval/l) auf vertikalen Achsen mit logarithmischer Teilung dargestellt. Der parallele Verlauf der Verbindungslinien bedeutet gleiche Ionenverhältnisse bei verschiedener Konzentration.

Im Diagramm der Figur 13 sind die geometrischen Mittelwerte der jeweiligen Formationen dargestellt. In der Tabelle 1 sind die Mittelwerte (Mwert) und die zugehörigen Standardabweichungen (Stabw) der jeweiligen chemischen Elemente der vertretenen Formationen eingetragen.

Tabelle 1: Vergleich der am häufigsten vertretenen Lithologien mit den entsprechenden Mittelwerten (Mwert) und Standardabweichung (Stabw) der chemischen Elemente ihrer Quellwässer.

		Mg	Ca	Mg+Ca	K+Na	m+	SO ₄	Anzahl
		mval/l	mval/l	mval/l	mval/l	mval/l	mval/l	Quelle
Bäche	Mwert	0.43	4.4	4.9	0.18	4.5	0.25	5
	Stabw	0.16	0.3	0.3	0.05	0.8	0.08	
Quartär	Mwert	0.54	5.5	6.2	0.46	6.3	0.24	4
	Stabw	0.25	0.9	0.7	0.42	0.6	0.04	
Molasse	Mwert	0.32	4.1	4.6	0.16	5.0	0.14	9
	Stabw	0.35	1.0	0.9	0.11	1.6	0.03	
Malmkalke	Mwert	0.18	3.9	4.2	0.06	4.0	0.16	42
	Stabw	0.25	1.0	1.1	0.04	1.1	0.15	
Effingerschichten	Mwert	0.27	5.3	5.6	0.07	5.4	0.18	6
	Stabw	0.13	1.1	1.2	0.04	0.9	0.08	
Birmensdorferschichten	Mwert	0.45	4.7	5.1	0.12	5.0	0.44	7
	Stabw	0.21	0.4	0.5	0.06	0.4	0.33	
Callovienschichten	Mwert	0.13	5.8	6.0	0.06	6.2	0.14	4
	Stabw	0.07	0.7	0.7	0.03	1.0	0.11	
Hauptrogenstein	Mwert	0.35	4.2	4.6	0.11	4.1	0.31	22
	Stabw	0.21	1.0	1.1	0.05	1.2	0.11	
Unterer Dogger	Mwert	0.29	3.9	4.3	0.09	4.0	0.28	4
	Stabw	0.29	1.5	1.6	0.12	1.9	0.30	
Lias	Mwert	1.62	4.8	6.5	0.15	4.9	1.35	2
	Stabw	0.93	1.8	2.7	0.06	1.2	1.64	
Keuper	Mwert	4.34	20.9	25.5	0.45	4.6	21.83	4
	Stabw	2.56	6.0	7.8	0.19	0.5	8.10	
Muschelkalk		2.91	28.8	31.7	0.46	3.9	28.94	1

Für eine erste grobe Charakterisierung sind diese Parameter gut geeignet. Zu beachten ist dabei jedoch, dass diese Daten immer nur die Mittelwerte des jeweiligen Wassers der betreffenden Formation darstellen. Damit können in gewissen Fällen Tendenzen festgestellt werden, aber für eine Zuordnung weiterer Trockenwetterabflüsse von anderen Quellen ist immer eine gewisse Variationsbreite zu beachten (vgl. Tabelle 1).

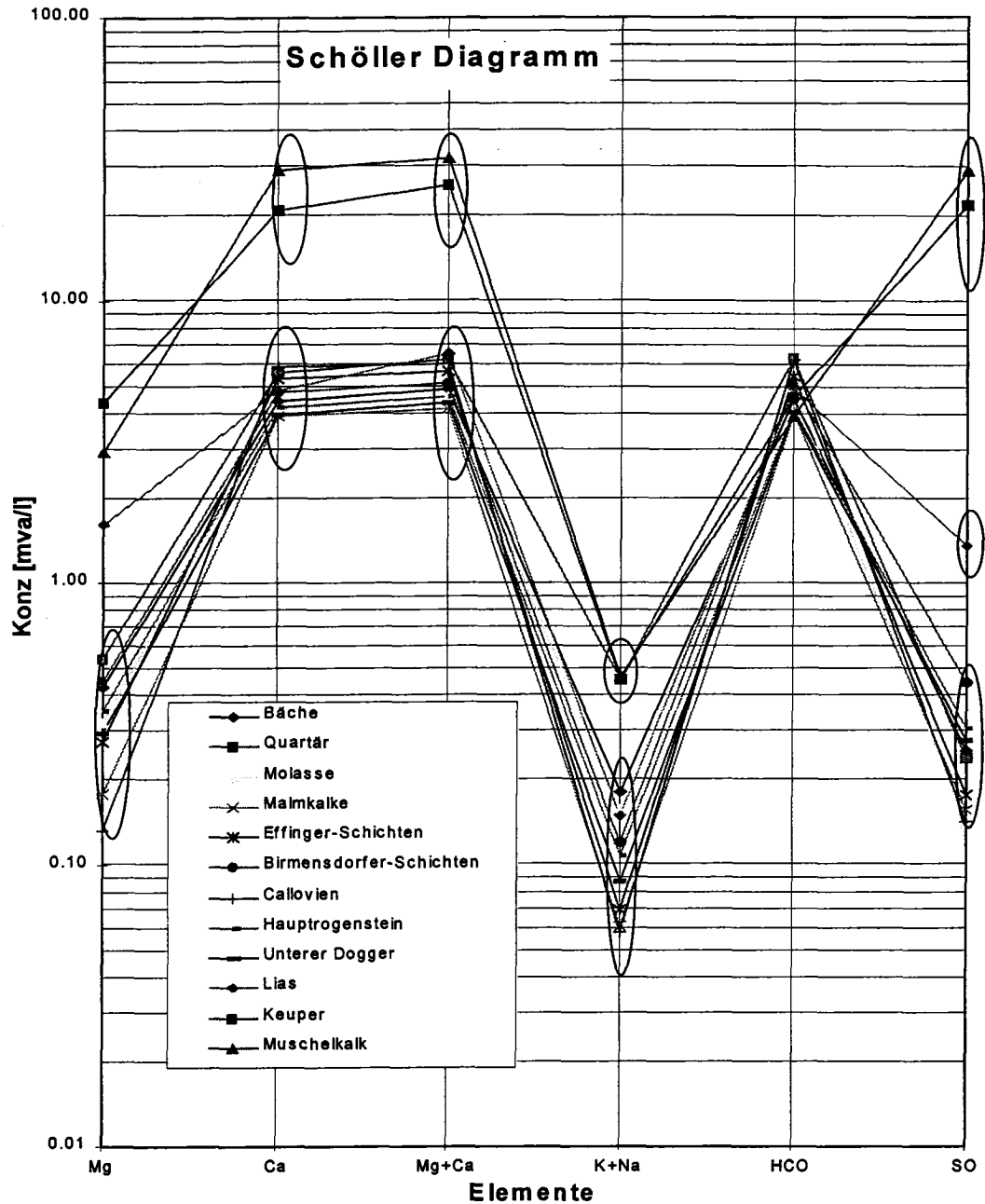


Fig. 13: Schöllerdiagramm mit den unterschiedlichen Lithologien und ihren entsprechenden Komponenten.

Die Wässer aus dem Muschelkalk (Mk) und aus dem Keuper (Ke) können sofort von den anderen unterschieden werden. Ausschlaggebend dafür sind die hohen Ca-, Mg- und SO-Gehalte. Die Ursache ist auf geogene Einflüsse zurückzuführen. Schwieriger ist die Unterscheidung zwischen den restlichen Wässern.

Betrachtet man nur das Magnesium (Mg), so ist eine fast homogene Konzentrationsverteilung zu beobachten. Einzig die Keuper- und Muschelkalkwässer besitzen die höchsten Konzentrationen und bilden eine Gruppe für sich. Bis auf

die Wässer aus dem Lias können die Wässer aus den restlichen Formationen einer Gruppe mit allgemein tieferen Werten zugeordnet werden. Eine Unterscheidung innerhalb dieser Gruppe ist jedoch nicht mehr möglich.

Beim Kalzium (Ca) als nächstes Element ist die Unterscheidung zwischen den Wässern aus dem Keuper und dem Hauptmuschelkalk gegenüber den restlichen nochmals deutlicher ausgebildet als beim Magnesium (Mg). Dadurch ergibt sich genau derselbe Trend bei der Elementkombination des Magnesiums (Mg) und des Calciums (Ca).

Auch bei der Elementkombination des Kaliums (K) und Natriums (Na) sind zwei unterschiedliche Gruppen zu erkennen. Dabei setzt sich die obere Gruppe nicht nur aus den Wässern aus dem Muschelkalk und dem Keuper zusammen. Zusätzlich sind hier noch die Wässer aus dem Quartär (Pumpwerke) vertreten. Dass diese Wässer gerade hier vertreten sind hängt damit zusammen, dass zwei der Pumpwerke deutlich erhöhte Natrium- und Kaliumwerte aufweisen. Dies führt zu einer Standardabweichung die fast so gross ist wie der Mittelwert selbst. Ihre erhöhten Natrium- und Kaliumwerte weisen auf einen antropogenen Einfluss hin. Bei der tiefer liegenden Gruppe können keine Unterscheidungen gemacht werden. Im folgenden soll noch auf die Werte der Wässer aus der Molasse und aus den Malmkalken eingegangen werden. Bei den Molassewässern kommt es zu einer sehr hohen Standardabweichung, da eine Quelle einen deutlich erhöhten Natriumgehalt aufweist und zwei weitere Quellen sehr tiefe Natrium- und Kaliumwerte aufweisen. Der erhöhte Wert kann durch antropogene Einflüsse erklärt werden. Die beiden tieferen Werte scheinen Quellen zu sein, die eventuell aus den Karstsystemen der Malmkalke gespiesen werden. Mit den Färbversuchen konnten solche Verbindungen nachgewiesen werden (Teil III, Kapitel 4). Berechnet man den Mittelwert ohne diese Quellwässer, dann liegt er bei 0.16 mval/l mit einer Standardabweichung von 0.02 mval/l (anstatt 0.11 mval). Damit sind für die beiden Formationen unterschiedliche Trends zu erkennen, wobei die Wässer aus den Malmkalken mit ihren Natrium- und Kaliumwerten tiefer liegen als die Wässer aus den Molasseschichten.

Beim Sulfat (SO) können wieder die gleichen Gruppen unterschieden werden wie beim Magnesium (Mg). Die oberste setzt sich aus den Wässern des Keupers und des Muschelkalkes zusammen. Zwischen der untersten Gruppe befindet sich wieder der Mittelwert der Wässer aus dem Lias.

2.3.2.2 Chemische Klassifikation

Die chemische Klassifikation der Wässer kann in Bezug auf ihre Inhaltsstoffe (Hauptbestandteile) anhand der Äquivalent-Prozente (mval-%) ermittelt werden (Jäckli & Kempf 1972, Schmassmann et al. 1984). In dieser Klassifikation werden nur die Komponenten erwähnt, die eine relative Konzentration grösser 10 mval-% überschreiten. Die Reihenfolge ist dadurch definiert, dass zuerst die Kationen und dann die Anionen aufgeführt werden. Innerhalb dieser Gruppierung erfolgt die weitere Unterteilung in der Reihenfolge der Ionenhäufigkeit. Liegt die relative Ionenkonzentration über 50 mval-%, dann wird dieser Wert unterstrichen. Liegt er zwischen 10 und 20 mval-%, dann wird er in Klammern gesetzt.

Betrachtet man die Einteilungen der Wässer nach dieser Klassifikation, dann können insgesamt 17 verschiedene Wassertypen unterschieden werden (Trockenwelterabfluss 1994 / Figur 14):

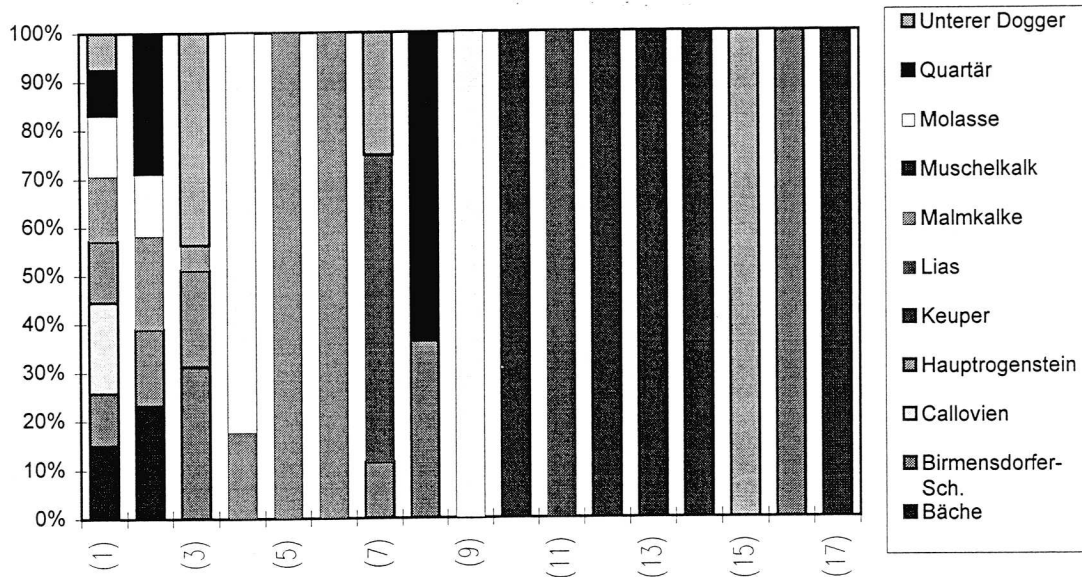


Fig. 14: Zuordnung der verschiedenen chemischen Wassertypen zu den jeweiligen Formationen (siehe auch Auflistung unten).

- | | |
|--|---|
| (1) Ca-HCO_3 | (Bäche, Birmensdorfer-Schichten, Callovien, Hauptrogenstein, Malmkalke, Molasse, Quartär, Unterer Dogger) |
| (2) Ca-(Mg)-HCO_3 | (Bäche, Hauptrogenstein, Malmkalke, Molasse, Quartär) |
| (3) $\text{Ca-HCO}_3\text{-(SO}_4\text{)}$ | (Birmensdorfer-Schi., Hauptrogenstein, Malmkalke, Unterer Dogger) |
| (4) Ca-Mg-HCO_3 | (Malmkalke, Molasse) |
| (5) $\text{Ca-HCO}_3\text{-(NO}_3\text{)}$ | (Malmkalke) |
| (6) $\text{Ca-HCO}_3\text{-NO}_3$ | (Malmkalke) |
| (7) $\text{Ca-(Mg)-HCO}_3\text{-(SO}_4\text{)}$ | (Hauptrogenstein, Lias, Unterer Dogger) |
| (8) $\text{Ca-(Na)-(Mg)-HCO}_3$ | (Birmensdorfer-Schichten, Quartär) |
| (9) Ca-Na-(Mg)-HCO_3 | (Molasse) |
| (10) $\text{Ca-Na-(Mg)-HCO}_3\text{-SO}_4$ | (Keuper) |
| (11) $\text{Ca-(Mg)-HCO}_3\text{-SO}_4$ | (Lias) |
| (12) $\text{Ca-(Mg)-SO}_4\text{-(HCO}_3\text{)}$ | (Keuper) |
| (13) $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-(HCO}_3\text{)}$ | (Keuper) |
| (14) $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-HCO}_3$ | (Keuper) |
| (15) $\text{Ca-Mg-(Na)-HCO}_3\text{-SO}_4$ | (Unterer Dogger) |
| (16) $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-(SO}_4\text{)}$ | (Birmensdorfer-Schichten) |
| (17) $\text{Ca-SO}_4\text{-(HCO}_3\text{)}$ | (Muschelkalk) |

Dabei ist zu beachten, dass ein Wassertyp auch aus Wässern in unterschiedlichen Formationen auftreten kann (vgl. z.B. Ca-HCO₃ in Figur 14).

Insgesamt können die folgenden 3 Gruppierungen gut bis sehr gut identifiziert und den entsprechenden Formationen zugeordnet werden.

1. Gruppierung:

In dieser Gruppierung sind die Wassertypen aufgeführt, welche nur bei einer einzigen Formation auftreten, und damit als spezifisch betrachtet werden können.

- Keuper: Betrachtet man die Figur 14, dann ist sofort klar zu erkennen, dass die Wässer aus dem Keuper durch die chemischen Typen 10, 12, 13 und 14 vertreten sind. Diese Typen tauchen bei keiner anderen Formation mehr auf.

Wassertyp:	Anzahl Quellen:
(12) <u>Ca</u> -(Mg)- <u>SO₄</u> -(HCO ₃)	(3)
(13) <u>Ca</u> -Mg- <u>SO₄</u> -(HCO ₃)	(1)
(14) <u>Ca</u> -Mg- <u>SO₄</u> -HCO ₃	(1)
(10) <u>Ca</u> - <u>Na</u> -(Mg)- <u>HCO₃</u> -SO ₄	(1)

- Muschelkalk: Gleiches gilt für den Muschelkalk. Hier ist jedoch zu berücksichtigen, dass diese Formation auch nur durch eine Quelle (Ba-Roll) repräsentiert wird. Sie gehört zum Typ (17) und passt von ihrem Chemismus her in die Reihe der Keuperwässer. Wie die Färbversuche jedoch eindeutig belegten (Teil III, Kapitel 4), wird diese Quelle zudem noch durch Wasser gespeisen, das entlang von Bruchzonen aus dem Hauptrogenstein zufließt. Im Chemismus kann dieser Einfluss nicht gut beobachtet werden, da schwächer mineralisierte Wässer den relativen Chemismus nicht stark beeinflussen.

Wassertyp:	Anzahl Quellen:
(17) <u>Ca</u> - <u>SO₄</u> -(HCO ₃)	(1)

2. Gruppierung:

Bei dieser Gruppierung werden die Wässer betrachtet, die zwar spezifische Eigenschaften zeigen, aber zudem auch noch chemische Komponenten mit Quellwässern aus anderen Formationen teilen. Dazu gehören Quellwässer aus dem Malm, dem Unteren Dogger, der Molasse, dem Lias und aus den Birmensdorfer-Schichten.

- Malm: Obwohl vom Malm alleine zwei Wassertypen (5 und 6) gebildet werden, sind diese vorsichtig zu bewerten. Es handelt sich dabei ausschliesslich um Kalzium-Hydrogenkarbonat-Nitrat-Wässer, deren Unterschied nur durch einen erhöhten Nitratgehalt verursacht ist. Dieser Unterschied ist höchstwahrscheinlich auf antropogene Einflüsse und nicht auf geogene Einflüsse zurückzuführen. Eindeutig ist jedoch die deutliche Dominanz der Malmwäs-

ser beim Wassertyp (1) (Anzahl Quellen = 30 !). Dieser Wassertyp wieder spiegelt auch den typischen Chemismus der Malmwässer.

Die Quellgruppen des Malmes, die in der chemischen Klasse (2), (3) und (4) zu beobachten sind, werden aufgrund ihres erhöhten Magnesiums- bzw. Sulfatgehaltes als untypisch und damit als Mischwässer interpretiert.

Wassertyp:	Anzahl Quellen:
(1) <u>Ca-HCO₃</u>	30
(2) <u>Ca-(Mg)-HCO₃</u>	7
(5) <u>Ca-HCO₃-(NO₃)</u>	2
(6) <u>Ca-HCO₃-NO₃</u>	1
(3) <u>Ca-HCO₃-(SO₄)</u>	1
(4) <u>Ca-Mg-HCO₃</u>	1

- Molasse: Obwohl der Grossteil der Quellen durch den Wassertyp (1) charakterisiert werden, ist dieses häufige Auftreten eher dem Einfluss der Karstsysteme auf die Quellen in der Molasse zuzuschreiben. Wie die Färbversuche zeigten, wird ein Teil der Molassequellen, in Abhängigkeit zur geologischen und topographischen Lage, aus den Malmkalken gespiesen. Der Wassertyp (9) ist nur durch eine Quelle repräsentiert. Der erhöhte Na-Gehalt kann gut durch antropogene Bedingungen verursacht sein. Dafür spricht auch die geologisch bedingte topographisch tiefe Lage dieser Quelle, wodurch ein Teil ihres Einzugsgebiets im bewirtschafteten Wiesenland liegt. Vergleichbar dazu sind noch die Quellen der Wassertypen (2) und (4). Sie besitzen, abgesehen vom Natriumgehalt, einen ähnlichen Chemismus wie die Quelle Wassertyp (9).

Wassertyp:	Anzahl Quellen:
(1) <u>Ca-HCO₃</u>	5
(2) <u>Ca-(Mg)-HCO₃</u>	1
(9) <u>Ca-Na-(Mg)-HCO₃</u>	1
(4) <u>Ca-Mg-HCO₃</u>	1

- Birmensdorfer-Schichten: Bei den Birmensdorfer-Schichten ist vom Chemismus wie auch von der Häufigkeitsverteilung ein formationsspezifischer Typ (16) zu erkennen. Bei einer weiteren Quellen ist ebenso der Einfluss von Sulfat zu beobachten (3). Ein weiterer zeigt nur Unterschiede bezüglich des Natrium- und Magnesiumgehaltes auf.

Die einzelne Quelle mit der Charakteristik des Typs (1) liegt im Bereich einer intensiven Störzone und könnte gut von einem grösseren System (vor allem bei Trockenwetter) aus dem Hauptrogenstein gespiesen werden.

Wassertyp:	Anzahl Quellen:
(16) <u>Ca-Mg-HCO₃-(SO₄)</u>	4
(1) <u>Ca-HCO₃</u>	1
(3) <u>Ca-HCO₃-(SO₄)</u>	1
(8) <u>Ca-(Na)-(Mg)-HCO₃</u>	1

- Unterer Dogger: Beim Unteren Dogger kommt es ebenfalls zum Auftreten eines spezifischen Typs (15). Da aber nur eine Quelle davon betroffen ist, sollten die anderen ähnlichen Klassen ebenfalls mitberücksichtigt werden. Gemeinsames Merkmal dieser Gruppen ist auch wieder der Sulfatgehalt.

Die zwei Quellen mit der chemischen Charakteristik vom Typ (1) scheinen auch wieder auf eine Vermischung durch grössere Systeme aus dem Hauptrogenstein zurückzuführen zu sein. Beide befinden sich in einer tektonischen Lage, bei der dies gut möglich ist.

Wassertyp:	Anzahl Quellen:
(1) Ca-HCO_3	2
(15) $\text{Ca-Mg-(Na)-HCO}_3\text{-SO}_4$	1
(7) $\text{Ca-(Mg)-HCO}_3\text{-SO}_4$	1
(3) $\text{Ca-HCO}_3\text{-(SO}_4)$	1

- Lias: Um für den Lias eindeutige Aussagen machen zu können, sind zu wenige Quellen, die aus dieser Formation entspringen, untersucht worden. Allgemein kann gesagt werden, dass beide wie beim Unteren Dogger auch primär Kalzium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Wässer sind, die ebenfalls Sulfat aufweisen. Ihr Chemismus ist daher fast identisch zum Unteren Dogger.

Wassertyp:	Anzahl Quellen:
(7) $\text{Ca-(Mg)-HCO}_3\text{-(SO}_4)$	1
(11) $\text{Ca-(Mg)-HCO}_3\text{-SO}_4$	1

3. Gruppierung:

Bei dieser Gruppierung werden die Wässer betrachtet, die von ihrem Wassertyp her auch anderen Gruppen zugeordnet werden könnten. Davon betroffen sind die Oberflächengewässer (Bäche), die Wässer aus den Alluvionen und die Quellen aus den Callovien- bzw. Effinger-Schichten und dem Hauptrogenstein.

- Oberflächengewässer (Bäche): Wie zu erwarten, spiegeln die Oberflächengewässer im Dünnerntal den Chemismus ihres Einzugsgebietes wieder. Da sie im Dünnerntal hauptsächlich durch die grossen Karstsysteme aus den Malmkalken gespeisen werden, ist es nicht weiter erstaunlich, fast ausschliesslich Kalzium-Hydrogenkarbonat-Wässer anzutreffen. Der einzige Fall, bei dem es zu einem erhöhten Wert des Magnesiums kommt, stammt von der Dünnern bei Welschenrohr. Da in diesem Gebiet die Molasse sehr stark vertreten ist, und der kleinere hintere Teil des Tales bei Welschenrohr mehr als Infiltrationsgebiet funktioniert, wird dies als ein grösserer Anteil an Molassewässern interpretiert. Da die Probennahme jedoch innerhalb des Dorfes erfolgte, ist es auch denkbar, dass ein antropogener Einfluss vorliegt.

Wassertyp:	Anzahl Quellen:
(1) <u>Ca-HCO₃</u>	4
(2) <u>Ca-(Mg)-HCO₃</u>	1

- Alluvionen (Quartär): Die Wassertypen weisen ein eher differenzierteres Bild gegenüber den Oberflächengewässern auf. Alle Probennahmen stammen aus genutzten Grundwasserpumpwerken. Einzig die Probe mit dem Wassertyp 8 stammt aus einer Bohrung in Welschenrohr direkt neben der Dünnern. Die Wandung der Bohrung ist im Bereich der Alluvionen geschlitzt, verläuft dann weiter in die Tiefe durch die Molasse bis in ein Karstsystem der Malmkalke. Dadurch kann es natürlich zu leichten Vermischungen kommen. Zudem sind die Alluvionenkörper bei Welschenrohr relativ gering und werden hauptsächlich von kleinen Quellen gespeissen, die wiederum teilweise aus der Molasse stammen oder sie zumindest durchfliessen.

Die Analyse des Typs (2) stammt aus dem Pumpwerk von Laupersdorf. Der dort erfasste Grundwasserstrom wird ebenfalls von der Nordseite des Dünnertales mit überwiegend kleinen Molassequellen gespeissen. Daher könnte der erhöhte Magnesiumwert gut auf diesen Einfluss zurückzuführen sein.

Die anderen beiden Proben stammen von den Pumpwerken in Balsthal und in der Klus von Oensingen (von Roll). Sie weisen die gleiche Zusammensetzung auf wie die Dünnern, der Mümliswiler- und der Augstbach oder die Malmkarstwässer.

Wassertyp:	Anzahl Quellen:
(1) <u>Ca-HCO₃</u>	2
(2) <u>Ca-(Mg)-HCO₃</u>	1
(8) <u>Ca-(Na)-(Mg)-HCO₃</u>	1

- Callovien- und Effinger-Schichten: Da diese beiden Formationen genau die gleichen Wassertypen zeigen, wurden sie in diesem Kapitel zusammengefasst. Insgesamt wurden 10 Quellen untersucht, die alle den gleichen Chemismus aufwiesen. Da dieser mit dem der grösseren Karstsysteme im Hauptrogenstein, bzw. in den Malmkalken, identisch ist, kann hier der Einfluss solcher Systeme entlang von Bruchzonen nicht mehr abgeschätzt werden, wie dies z.B. bei den Birmensdorfer-Schichten der Fall war. Da diese Schichten jedoch primärer Natur Stauhorizonten entsprechen ist es wahrscheinlich, dass sie auf einen Nebenaustritt von Systemen aus dem Hauptrogenstein bzw. aus den Malmkalken zurückzuführen sein können.

Wassertyp:	Anzahl Quellen:
(1) <u>Ca-HCO₃</u>	10

- Hauptrogenstein: Neben dem Datensatz der Quellen aus den Malmkalken liegt für die Quellen aus dem Hauptrogenstein ebenfalls ein ausreichender Datensatz vor. Auffällig ist hier die grosse Anzahl Quellen, die ebenfalls einen einfachen Chemismus aufweisen (Typ 1). Er ist völlig unabhängig von

der Schüttungsmenge der Quellen. Interessanterweise treten hier aber auch einige Quellen mit Sulfatgehalt auf (Typ 3 und 7).

Eine der grössten Quellen (Gärbweiher) weist ebenfalls einen erhöhten Sulfatgehalt auf, der jedoch noch unter der 10%-Grenze liegt. Wie die Färbversuche zeigten, reicht das Einzugsgebiet dieser Quelle bis auf die Höhe des Kurhauses Weissenstein. Ein Teil des Einzugsgebietes befindet sich ebenfalls in den Flanken der Weissensteinkette. Dies bedeutet, dass ein Teil des Wassers all die dazwischenliegenden Formationen durchqueren muss. Eventuell könnte so auch ein Teil des Wassers durch den Keuperkarst auf der Nordseite der Weissensteinkette oder von tieferen Karstsystemen des darunterliegenden Keupers gespiessen werden und somit zu einem erhöhten Sulfatwert führen.

Wassertyp:	Anzahl Quellen:
(1) Ca-HCO_3	16
(2) Ca-(Mg)-HCO_3	3
(7) $\text{Ca-(Mg)-HCO}_3\text{-(SO}_4\text{)}$	2
(3) $\text{Ca-HCO}_3\text{-(SO}_4\text{)}$	2

2.4 Isotopenwerte des ^{18}O der Grundwässer

Isotopen sind in der Hydrologie bzw. in der Hydrogeologie seit mehreren Jahrzehnten als Hilfsmittel zur Charakterisierung der Quellen bekannt. Die damit verbundenen Methoden werden durch die internationale Atomenergie-Behörde (IAEA) durch Publikationen (Isotope Hydrology) etc. unterstützt. Bei diesen Methoden eignen sich die Wasserstoff-Isotopen Deuterium (^2H) und Tritium (^3H), wie auch das Sauerstoff-Isotop ^{18}O hervorragend als ideale Tracer, da sie direkt in das Wassermolekül eingebunden sind. Dadurch sind sie, zumindest in den gut gepufferten Karstwässern, gut vor einer Interaktion mit dem Grundwasserleiter geschützt (Balderer 1983).

Bei den stabilen Isotopen, wie z. B. ^{18}O , variiert die Isotopenzusammensetzung innerhalb der globalen Atmosphäre mit dem Wasserdampfdruck (IAEA 1983b). Kommt es durch Temperatureffekte (Jahreszeiten, Höhenunterschiede) zu Verdunstungseffekten und Kondensation des Wassers, dann erfolgt eine Fraktionierung. Dadurch kommt es zu einer Verarmung an schweren Isotopen mit zunehmendem Abstand vom Herkunftsort (Kontinental-Effekt), mit abnehmender Temperatur (Höhen- und Saison-Effekt) und zunehmender Niederschlagshöhe (Mengen-Effekt) etc. (Stichler & Herrmann 1978):

Die Werte des ^{18}O sind saisonalen, wie auch höhenbedingten Schwankungen unterworfen. So kann im Idealfall durch den Gehalt des ^{18}O die relative Höhe des Einzugsgebietes abgeschätzt werden.

In der vorliegenden Arbeit wurden für die Auswertungen die Feldmessperioden vom März 1994, Juni 1994 und Oktober 1994 verwendet. Bei den untersuchten Quellen wurden Proben aus allen Lithologien und mit allen vertretenen Schüt-

tungsgrößen entnommen. Für alle drei Perioden wurden immer wieder die gleichen Quellen untersucht. Die gesamte Anzahl der Quellen beläuft sich auf 68.

Eine Unterteilung der ^{18}O -Werte nach den zugehörigen Formationen ergab keine signifikanten Zusammenhänge. Bei dieser Auswertung ist zudem der Effekt zu berücksichtigen, dass in gewissen Lithologien nur kleine oberflächennahe Quellaustritte auftreten. Allein dadurch kommt es schon durch die Auswahl der Quellen zu einer Vorselektion, die eine spätere Interpretation erschwert.

Der Vergleich der Höhenlage der Quelle wie auch der Höhenlage des mittleren Einzugsgebietes im Verhältnis zu den ^{18}O -Werten in Abhängigkeit zur Schüttungsmenge führt zu erkennbaren Korrelationen. Im folgenden Abschnitt sollen die daraus gewonnenen Ergebnisse kurz diskutiert werden.

2.4.1 Höhenlage / ^{18}O -Werte

Durch den Vergleich der Höhenlagen der Quellen, ihren jeweiligen ^{18}O -Werten und ihrer Schüttung können die Quellen in verschiedene Kategorien eingeteilt werden. Dabei wurde jeder untersuchten Quelle ihre gemessene Minimalschüttung (Trockenwetterabfluss Oktober 1994) zugeordnet und die Einteilung in die unterschiedlichen Schüttungsgruppen für jede Quelle, während aller drei Untersuchungsperioden, beibehalten. Es ist also zu beachten, dass die den Quellen zugeordnete Schüttung der ersten beiden Messperioden sich nach der Minimalschüttung vom Oktober 1994 richtet. Die reale Schüttung kann daher für die Messungen im März und Juni 1994 einiges grösser sein als dies in der Grafik vermittelt wird. Diese Vorgehensweise wurde gewählt, damit die Veränderungen der jeweiligen Gruppen besser beobachtet werden können.

Bei der Regression selber wurden die ^{18}O -Werte als Funktion der Höhe berechnet. In den Grafiken wurden stark abweichende Werte, bei denen aufgrund der Leitfähigkeit oder aufgrund anderer Kriterien eine starke Beeinflussung z.B. durch Niederschlagswasser angenommen werden mussten, bei der Erstellung der linearen Regression nicht berücksichtigt. Solche Werte wurden im Diagramm als nicht gefüllte Kreise dargestellt. Davon ausgenommen sind die Quellen mit einer Schüttung grösser als 1000 l/min (grössten Kreise). Bei diesen Quellen wurden die zwei Quellen (Hammer- und Chaltbrunnenquelle) als gefüllte Kreise dargestellt, da sie während dem Verlauf des Jahres keine Schwankungen der Basiswerte des ^{18}O -Werte aufweisen. Daher bleibt die Lage dieser Werte immer konstant. Bei den restlichen Quellen mit einer Schüttung grösser 1000 l/min konnten Jahreszyklen beobachtet werden, weshalb sie als nicht gefüllte Kreise dargestellt sind.

Obwohl die Angaben für die Isotopenfraktionierung mit der Höhe beträchtlich schwanken (vgl. Jamier 1975, Pearson et al. 1970, Siwertz 1973, Daansgard 1964, Bakalowicz et al. 1974), konnte für das Untersuchungsgebiet eine gute Unterteilung erreicht werden. Die unterschiedlichen Werte von 0.2 ‰ / 100 m bis 0.4 ‰ / 100 m der oben zitierten Autoren ergeben sich wahrscheinlich durch die unterschiedlichen Charakteristiken der verschiedenen Einzugsgebiete.

Februar-März 1994 (Figur15):

Die Gesamtschüttung der Quellen während dieser Messperiode betrug ohne die grossen Karstquellen rund 11'000 l/min. Dieser relativ hohe Wert kommt dadurch zustande, dass es schon im Monat davor vereinzelt zu Temperaturerhöhungen kam, und teilweise eine Schneeschmelze eintrat. Zudem erfolgten davor, während und auch danach kleinere Niederschläge, so dass eine Trockenwetterperiode während eines längeren Zeitraumes ausblieb. Insgesamt liegt die Schüttung damit in der gleichen Grösse wie im Juni desselben Jahres, ist aber knapp viermal höher als der Trockenwetterabfluss während des Oktobers 1994.

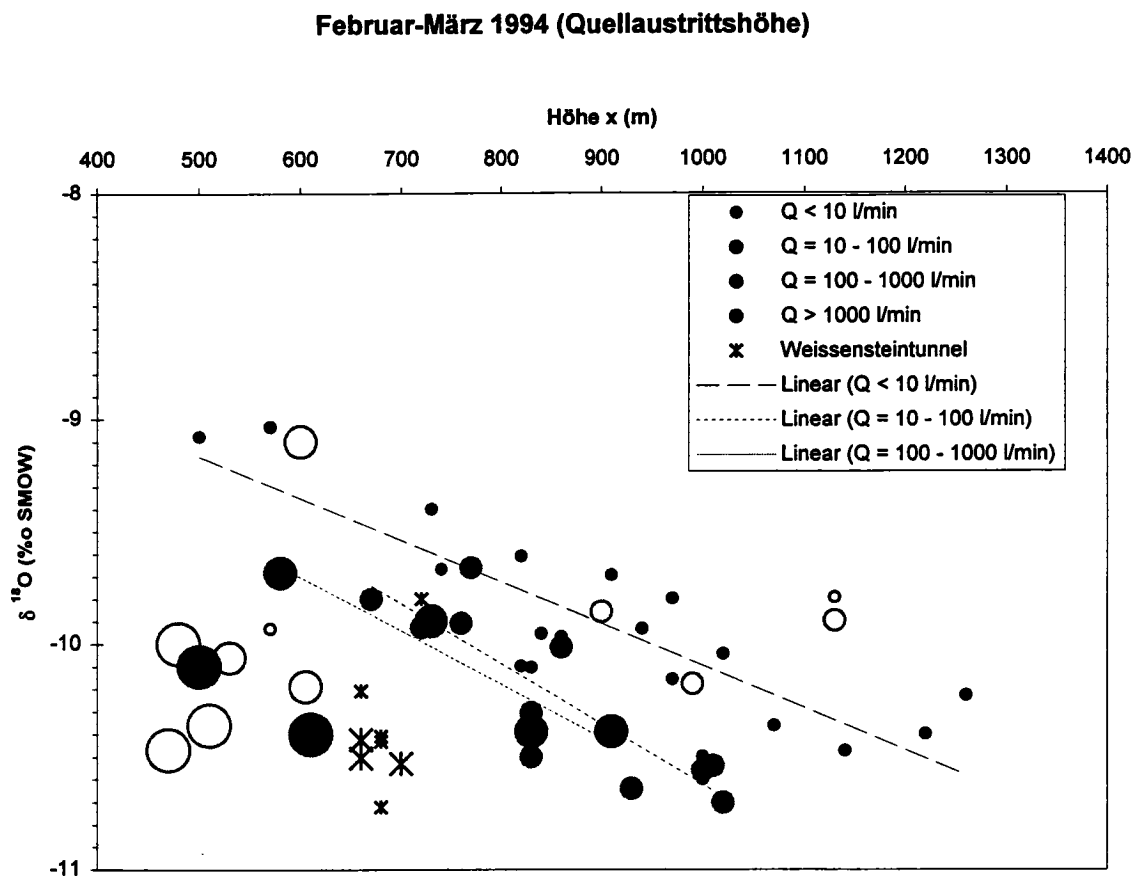


Fig.15: Korrelation der ^{18}O -Werte mit der Höhenlage unter Berücksichtigung der Schüttung. Die Einteilung der Quellen in die Schüttungsgruppen erfolgte anhand der im Oktober 1994 gemessenen Minimalschüttung. Die Entnahme der Wasserproben erfolgte jedoch im März 1994.

Mit dieser Messperiode konnte die Abhängigkeit des ^{18}O -Wertes der Quellen in Korrelation mit der Höhenlage und Schüttung dargestellt werden. Die dabei ermittelten Werte für die unterschiedlichen Schüttungsgruppen weisen folgende Parameter auf:

Schüttung (Okt. 94) ^{18}O ‰ - Geradengleichung	R^2	Qtot (März 94)	n
< 10 l/min $^{18}\text{O} = -0.0019x - 8.2$	0.81	1345 l/min	26
10 - 100 l/min $^{18}\text{O} = -0.0027x - 8.0$	0.74	1577 l/min	15
100 - 1000 l/min $^{18}\text{O} = -0.0033x - 7.5$	0.80	3921 l/min	6
Weissensteintunnel	----	4100 l/min	9
total		10943 l/min	56

Juni 1994 (Figur16):

Auch für die Messperiode im Juni 1994 ist eine hohe Gesamtschüttung von 11'108 l/min zu verzeichnen. Dies ist primär darauf zurückzuführen, dass die Karstsysteme nach der Schneeschmelze im Frühjahr gut gesättigt sind. Zusätzlich traten immer wieder kleine Niederschlagsereignisse auf.

Vergleicht man die Ergebnisse der Regressionsgerade mit denen der Messperiode vom März 1994, so kann allgemein eine Abnahme der Steigung der Regressionsgeraden beobachtet werden, eine Interpretation ist wegen des nicht bestimmten Inputfaktors durch die Schneeschmelze und Niederschläge nicht möglich.

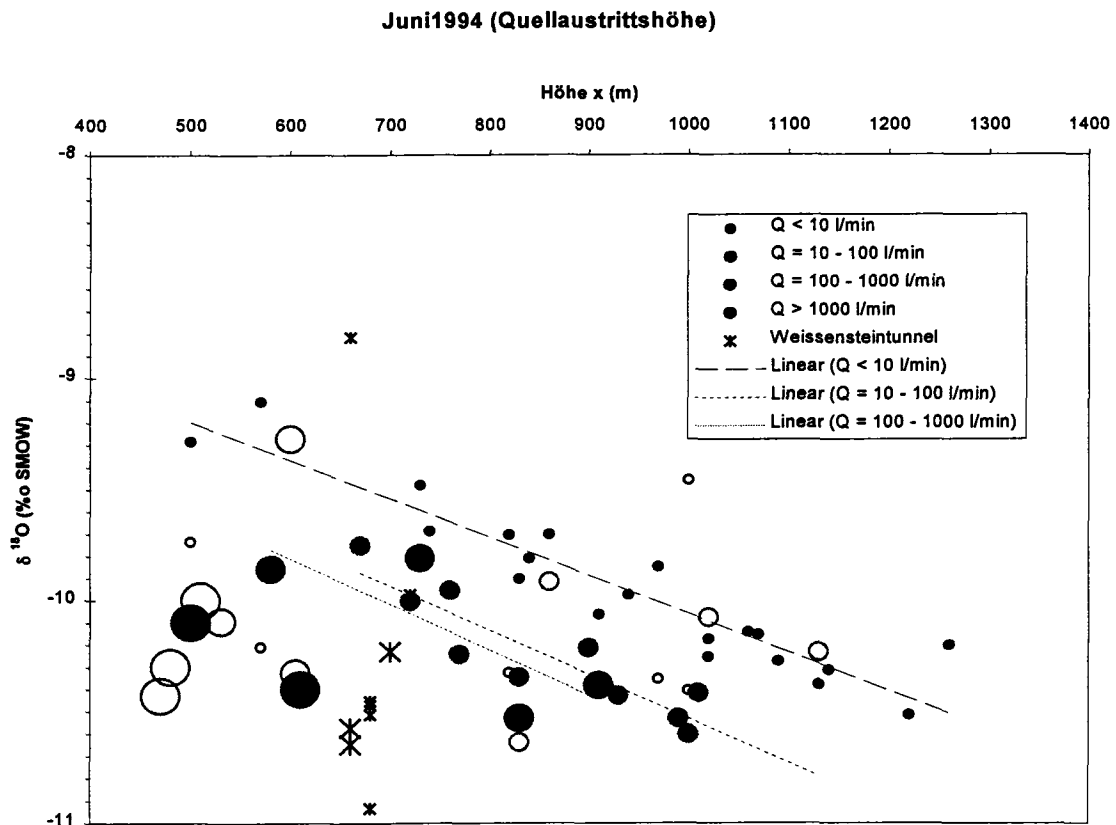


Fig. 16: Korrelation der ^{18}O -Werte mit der Höhenlage unter Berücksichtigung der Schüttung. Die Einteilung der Quellen in die Schüttungsgruppen erfolgte anhand der im Oktober 1994 gemessenen Minimalschüttung. Die Entnahme der Wasserproben erfolgte jedoch im Juni 1994.

Für die Regerectionsgerade der Messwerte vom Juni 1994 ergeben sich folgende Werte:

Schüttung (Okt. 94):	^{18}O ‰ / 100m Höhe :	R^2	Q_{tot} (Juni 94):	n:
< 10 l/min	$^{18}\text{O} = -0.0018x - 8.3$	0.83	665 l/min	26
10 - 100 l/min	$^{18}\text{O} = -0.0020x - 8.5$	0.72	1772 l/min	15
100 - 1000 l/min	$^{18}\text{O} = -0.0028x - 8.0$	0.88	4875 l/min	6
Weissensteintunnel	—		3796 l/min	9
total			11108 l/min	56

Oktober 1994 (Figur 17):

Die Messperiode im Spätsommer des Jahres 1994 fiel in eine Trockenwetterperiode. Die Gesamtschüttung aller untersuchter Quellen, mit Ausnahme der grössten Karstquellen, betrug dabei rund 3'169 l/min.

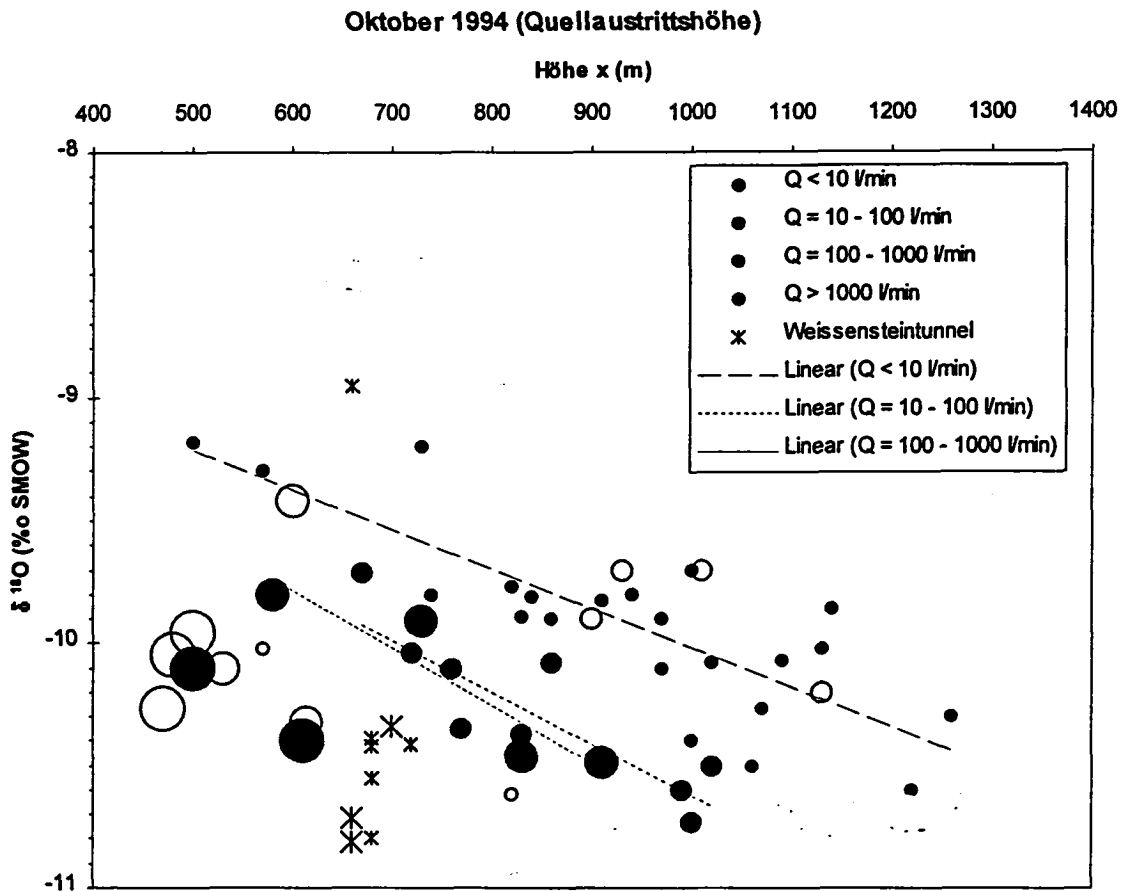


Fig. 17: Korrelation der ^{18}O -Werte mit der Höhenlage unter Berücksichtigung der Schüttung. Die Einteilung der Quellen in die Schüttungsgruppen erfolgte anhand der im Oktober 1994 gemessenen Minimalschüttung. Die Entnahme der Wasserproben erfolgte zum gleichen Zeitpunkt.

Da das Einsammeln aller Quellwässer jedoch über mehrere Tage andauerte, kam es gegen Ende dieser zweiwöchigen Trockenperiode zu vereinzelt Niederschlägen.

Davon betroffen waren 20 der untersuchten Quellen. Kam es zu einer deutlichen Abweichung der Werte von der Regressionsgeraden, so wurden sie nicht berücksichtigt.

Schüttung (Okt.94):	^{18}O ‰ / 100m Höhe:	R^2 :	Qtot (l/min):	n:
< 10 l/min	$^{18}\text{O} = -0.0016x-8.5$	0.60	93 l/min	26
10 - 100 l/min	$^{18}\text{O} = -0.0020x-8.6$	0.62	478 l/min	15
100 - 1000 l/min	$^{18}\text{O} = -0.0024x-8.3$	0.90	1106 l/min	6
Weissensteintunnel	---	-	1492 l/min	9
total			3169 l/min	56

Vergleich der Regressionsgeraden:

Vergleicht man die Werte der Regressionsgeraden miteinander, dann können Unterschiede erkannt werden.

Die Regressionsgerade mit den kleinsten Quellschüttungen (0 - 10 l/min) ist gegenüber den anderen zwei Geraden bezüglich ihrer ^{18}O -Werte deutlich zum positiven Bereich hin verschoben. Die Verschiebung beträgt zwischen der Geraden für die Quellen mit einer Schüttung von 0 - 10 l/min und den beiden Geraden für Quellen mit 10-100 l/min und 100-1000 l/min rund 0.5 ‰. Dieser Effekt kann darauf zurückgeführt werden, dass die Quellen mit der kleinsten Schüttung allgemein die direkteste Höhenbeziehung darstellen, da durch ihr kleines Einzugsgebiet die Höhenlage ihres mittleren Einzugsgebietes nur geringfügig höher gelegen ist als der Quellaustritt selbst. Bei den kleinen Quellen könnte zudem ein weiterer Umstand zu positiveren ^{18}O -Werten führen. So ist es gut möglich, dass die Einzugsgebiete der Quellen auf den Berggipfeln eher den Ausfluss von Epikarstsystemen oder subkutanen Systemen darstellen, bei denen sich der Verdunstungseffekt stärker auswirken kann. Zudem sollte beachtet werden, dass Quellen in einer tieferen Lage meist anderen Lithologien entspringen, wie z. B. Molasse etc. was auch einen Einfluss auf das Fraktionierungsverhalten haben kann.

Die grossen Quellen des Untersuchungsgebietes liegen alle topographisch sehr tief. Die Regressionsgerade der Quellen mit einer Schüttung von 100-1'000 l/min, bzw. die Werte der grössten Quellen zeigen eindeutig, dass ihr eigentliches Haupteinzugsgebiet im Verhältnis zu ihrem Austrittsort wesentlich höher liegt.

Eine weitere Gruppe, die deutlich ausserhalb dieser eben besprochenen Quellgruppen, ist durch die Quellen des Weissensteintunnels repräsentiert. Sie sind in den Diagrammen durch schwarze Kreuze gekennzeichnet, weisen von ihrem ^{18}O -Gehalt her geringe Schwankungen auf und liegen allesamt relativ weit im

negativen Bereich. Die Quellen liegen bezüglich ihrer Schüttung im Bereich von einigen wenigen l/min bis über 1000 l/min (geschätzt). Tendenziell kann gesagt werden, dass je positiver der ^{18}O -Wert wird in desto mehr randlichere Bereiche der Weissensteinkette kommen sie zu liegen. Die Werte der kleinsten Quellen, die sich in der Mitte des Tunnels befinden, sind mit -10.8 ‰ bzw. -11.0 ‰ ^{18}O am negativsten. Eine dieser Quellen weist eine Maximalschüttung von ca. 50 ml/min auf. Messungen bei dieser Quelle bezüglich des Tritiumgehaltes zeigten einen Wert von 0 TU. Die grösseren Quellen, die aus den Malmkalken und dem Hauptrogenstein an den Flanken der Weissensteinkette entspringen zeigen etwas niedrigere Werte zwischen -10.4 ‰ bzw. -10.8 ‰ ^{18}O . Sie reagieren auch meistens schneller auf Niederschlagsereignisse.

- Diese Interpretationen zeigen eindeutig, dass die lokale Gerade des ^{18}O / Höhenlage von der Quellschüttung, respektive von der Grösse des betroffenen Karstsystems abhängig ist. Es wird damit auch deutlich, dass es wichtig ist, mehrere Quellen während Trockenwetterabflüssen zu untersuchen und ihre Schüttungsmengen zu berücksichtigen um eine Höhengerade zu erstellen.
- Weiterhin können durch die oben durchgeführte Unterteilung kleine Quellen, die entweder ein wesentlich höheres Einzugsgebiet anhand der ^{18}O -Werte aufweisen oder als seitliche Austritte grosser Karstsysteme mit abweichenden ^{18}O -Werte (z. B. längerer Verweilzeit) aufgefasst werden, von kleinen oberflächennahen Quellen mit lokalen Einzugsgebieten unterschieden werden.

3 Charakteristiken der wichtigsten Quellen im Untersuchungsgebiet

Bei den vier grössten Quellen aus dem Untersuchungsgebiet (Hammerquelle, Chaltbrunnenquelle, Hunquelle, Gäbiweiher) (Figur 11) wurden Messgeräte zur kontinuierlichen Messung der drei wichtigsten physikalischen Parameter, der Wasserstandshöhe (h), der Leitfähigkeit (Lfk) und der Temperatur (T) installiert. Zusätzlich wurden periodisch und in Abhängigkeit von einzelnen Hochwasserereignissen (nur Chaltbrunnenquelle) Wasserproben zur Bestimmung der Werte des stabilen ^{18}O entnommen.

Für die Hammerquelle und den Gäbiweiher konnte eine gute Beziehung zwischen Wasserstandshöhe und Abflussmenge erstellt werden (Parolini 1997). Bei der Hunquelle war dies nicht mehr so eindeutig durchführbar, da sie eine aus dem Schotteruntergrund aufstossende Quelle ist. Bei der Chaltbrunnenquelle sind die durchgeführten Vergleichsmessungen zur Korrelation zwischen Wasserstandshöhe und Schüttungsmenge dann so unsicher, dass bei dieser Quelle die Höhe in NN und die Schüttungsmenge gleichzeitig angegeben werden.

Im Folgenden soll kurz die Lage dieser Quellen bezüglich ihrer tektonischen Situation (Figur 5) und bezüglich ihrer hydrologischen Eigenschaften beschrieben werden.

3.1 Hammerquelle

Der Austritt der Hammerquelle erfolgt aus grossen Schuttmassen im Bereich der tektonischen Störzone No. 3. (Figur 5, 39). Die Schuttmassen selbst liegen auf der Molasse auf, doch schon knapp 50 m nördlich davon treten die Malm-schichten der Brandbergantiklinalen hervor. Durch ihre Lage direkt über den NNE-SSW verlaufenden Bruchzonen ist ihr Austritt auf den Einfluss dieser Stör-zonen und auf die Verengung des Tales an dieser Stelle zurückzuführen. We-gen der schlechten Aufschlussverhältnisse in diesem Teil ist es jedoch sehr schwer, die tektonischen Ursachen, die zum Austritt der Quelle führten, de-taillierter zu erfassen. Es liegt nahe, dass ihr Austritt und damit die Entwässe-rung der tiefen Karstsysteme auf die grossen Versätze in der Nordflanke der Weissensteinantiklinalen zurückzuführen ist. Dies konnte durch Tracerversuche belegt werden. Inwieweit auch von der Brandbergantiklinalen Wasser zugeführt wird, konnte nicht ermittelt werden.

Für die Zuordnung dieser Quelle zu den Karstquellen und nicht zu den Quellen aus der Molasse, sprechen mehrere Gründe:

- Die Färbversuche brachten eindeutig den Nachweis von Fliesssystemen zwi-schen dieser Quelle und den Karstsystemen in den Malmkalken und im Hauptrogenstein (vgl. Kapitel 4).
- Die ^{18}O Werte (-10.4 %) der Hammerquelle weisen auf ein höheres Einzugs-gebiet hin, als es durch die Molasse gegeben ist.
- Die einzelnen Werte der chemischen Elemente (vor allem Natrium und Ka-lium) liegen verhältnismässig tief. Die Molassewässer weisen in der Regel höhere Werte auf (vgl. Kapitel 2.3.2.1).
- Gleiches gilt für die Leitfähigkeit. Die Hammerquelle weist die niedrigste Leit-fähigkeit aller Oberflächenquellen auf. Nur eine einzige Quelle hat mit rund 280 uS/cm eine geringere Leitfähigkeit. Dabei handelt sich um die grosse Karstquelle (WT4, Figur 5) in der Nordflanke der Weissensteinkette, die beim Bau des Weissensteintunnels direkt in den Malmkalken angeschnitten wurde. Ihre Schüttung liegt (geschätzt) zwischen 500 l/min und 1'000 l/min.
- Mangin (1981b, 1984) konnte mit Hilfe von Korrelationsanalysen verschiede-ne Karsttypen anhand ihres jeweiligen Schüttungsverhaltens definieren. Das Unterscheidungskriterium besteht in einer unterschiedlichen Regulationszeit des jeweiligen Quelltyp. Ein der Hammerquelle entsprechender Typ wäre nach seiner Klassifikation der "Torcal" Typ.

Ein besonderes Merkmal der Hammerquelle ist ihre niedrige Gesamtmineralisa-tion von durchschnittlich 290 uS. Sie gehört, wie die anderen grossen unter-suchten Quellen auch, zum Kalzium-Hydrogenkarbonat-Typ (Ca-HCO₃).

Tabelle 2: Werte der Leitfähigkeit und Temperatur von 1996 und die Konzentrationsverteilungen der wichtigsten chemischen Parameter von einem Trockenwetterabfluss (Oktober 1994) bei der Hammerquelle:

Temp.(°C)				Leitf. (uS)			
Max	Mittw.	Min	Streuung	Max	Mittw.	Min	Streuung
7.6	7.5	7.3	0.3	298	290	286	12

Ca	Na	K	Mg	HCO ₃	Cl	NO ₃	SO
(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)
55	0.7	0.2	2.6	165	1.15	3.54	5

In der Tabelle 2 sind die statistischen Werte der kontinuierlichen Messreihe des ganzen Jahres 1996 und die gemessenen Werte des Trockenwetterabflusses vom Oktober 1994 eingetragen. Trotz der niedrigeren Leitfähigkeit sind die Werte einzelner chemischer Parameter gegenüber den anderen drei grossen Quellen (Chaltbrunnenquelle, Hunquelle, Gärbweiher) erhöht. Dazu gehört z. B. das Magnesium, welches aber beim Gärbweiher einen noch höheren Wert hat.

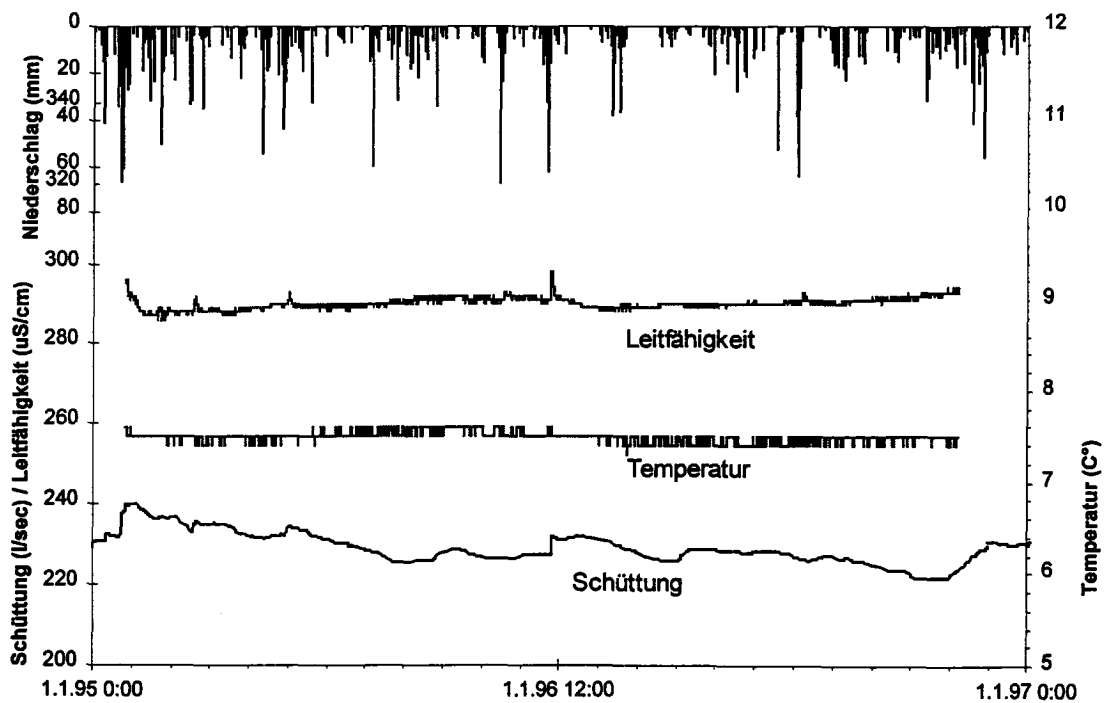


Fig. 18: Verlauf der drei wichtigsten Messparameter (Q, Lfk und T) der Hammerquelle über zwei Jahre (1995, 1996) und der täglichen Niederschläge.

Die Konzentration der chemischen Elemente ändert sich (vergleichbar zur Änderung der Leitfähigkeit) über Jahre nur geringfügig.

Die Quelle ist durch ein Tonrohr (\varnothing 25 cm) gefasst und fliesst in ein kleines Reservoir einer kleinen Brunnstube. Von dort aus gelangt das Wasser durch ein Leitungssystem zum Hauptreservoir in Herbetswil. Der überschüssige Teil des Wassers (geschätzt ca. 60 bis 80 %) wird in die Dünnern abgeleitet.

Die grösste Schüttungsmenge während der Jahre 1995 und 1996 betrug 40 l/sec, die Minimalschüttung 22 l/sec und die mittlere Schüttungsmenge lag bei 30 l/sec.

Die Schüttung dieser Quelle kann bis auf sehr wenige Ausnahmen nicht direkt mit den täglichen Niederschlagsereignissen korreliert werden. Betrachtet man dagegen den Verlauf über mehrere Jahre, so können jahreszeitliche Schwankungen festgestellt werden (Figur 18). So führt die Schneeschmelze jedes Jahr zu einer deutlichen Erhöhung der Schüttung. Nach längeren Trockenperioden, also im Spätsommer, erreicht sie ihr Schüttungsminimum.

Beim jahreszeitlichen Verlauf der Leitfähigkeit können vereinzelte Ereignisse eine kurzfristige Änderung bewirken. Sie widerspiegeln den Einfluss lokaler Karstsysteme die sich eventuell kurz vor dem Austritt der Quelle mit dem Basisabfluss vermischen. Diese selten eintreffenden Ereignisse können sehr gut anhand eines kurzfristigen Anstieges der Leitfähigkeit um ca. 3 bis 8 μ S registriert werden. Es wurde jedoch nie der Durchgang des Regenwassers anhand eines Abfalles der Leitfähigkeit beobachtet. Eine kontinuierliche Änderung der Leitfähigkeit kommt nur noch durch eine Zunahme während des Jahresverlaufes um ca. 5 μ S zustande, wegen des erhöhten Anteiles älteren Wassers bei abnehmender Schüttungsmenge. Während bei der Schüttung und der Leitfähigkeit Schwankungen auftauchen, ist vor allem die Temperatur kaum Änderungen unterworfen. Kurzfristige Niederschlagsereignisse beeinflussen die Temperatur nicht.

Mit Hilfe der Tracerversuche konnte ein Teil des Einzugsgebietes der Hammerquelle etwas genauer erfasst werden. Die Quelle tritt zwar in den Schuttmassen innerhalb der Molasseschichten aus, wird aber von ihrem Einzugsgebiet her den Malmkalken der Weissensteinnordflanke zugeordnet.

Vermutlich kommt es bei dieser Quelle zu einer Überlagerung eines oder mehrerer Karstsysteme aus den Malmkalken und höchstwahrscheinlich sogar aus dem darunterliegenden Hauptrogenstein (Kap. 4.4.3). Für eine Beeinflussung durch ein Karstsystem aus dem Hauptrogenstein spricht der nachgewiesene Tracerdurchgang von einer Eingabestelle auf dem Balmberg in den dortigen Hauptrogenstein. Das relativ rasche Erscheinen dieses Tracers in der Quelle deutet auf direkte und schnelle Fliesswege hin. Für den Nachweis von tieferliegenden Verbindungen müsste ein Tracerversuch über einen wesentlich längeren Zeitraum oder andere Untersuchungen (wie z. B. kontinuierliche Tritiummessungen durchgeführt werden) durchgeführt werden.

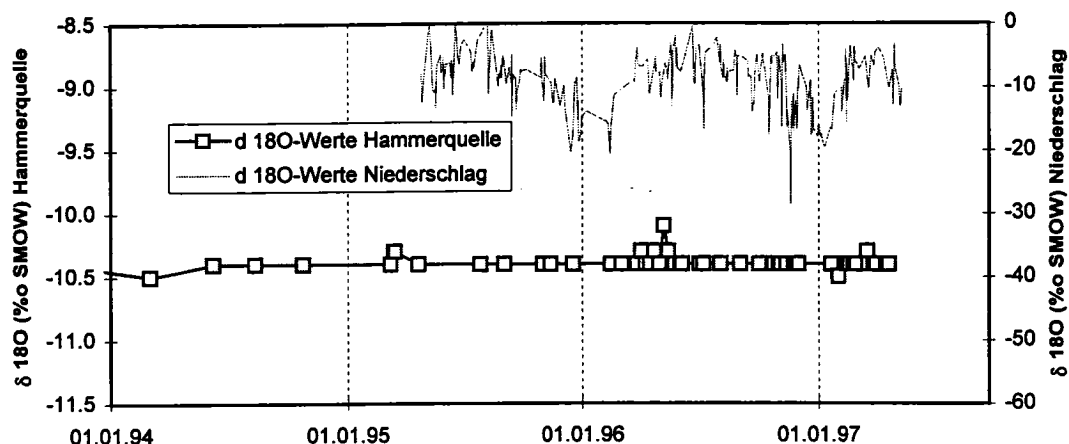


Fig. 19: Verlauf des stabilen ^{18}O der Hammerquelle während drei Jahren im Vergleich zu den Werten der Niederschläge bei der Regenmessstation Sollmatt.

Während mehrerer Jahre wurden auch Wasserproben zur Bestimmung des stabilen ^{18}O entnommen (Figur 19). Dabei stellte sich heraus, dass diese grösstenteils keine Schwankungen aufweisen. Einzelne Werte, die vom Grundwert von -10.4 ‰ abweichen, sind vermutlich wiederum auf den Einfluss von lokalen Systemen zurückzuführen. Die Kontinuität der Werte deutet darauf hin, dass dieses Karstsystem eine grössere Verweilzeit besitzt als alle anderen des Untersuchungsgebietes. Von dieser Quelle konnte 1995 eine Tritiumanalyse gemacht werden. Der Gehalt lag bei 32 TU. Dieser niedrige Wert zeigt, dass sich diese Quelle entweder erst auf dem aufsteigenden Ast des Tritiumeintrages von den 60er Jahren her befindet, oder dass dieser relativ niedrige Wert auf dem abfallenden Ast ist und somit ein neueres Wasser von höchstens ca. 5 bis 8 Jahren anzeigt. Simultane Untersuchungen von anderen Quellen zum gleichen Zeitpunkt zeigten, dass die niedrigsten Werte bei ungefähr 16 TU lagen.

3.2 Chaltbrunnenquelle

Die Chaltbrunnenquelle ist eine typische Aufstossquelle innerhalb der Alluvialschotter des Dünnerntales. Sie wurde 1925 von der Firma von Roll gefasst. Dabei wurden Probebohrungen bei der Quelle selbst durchgeführt die in 7 m Tiefe auf anstehenden Malmkalk stiessen.

Die 2 m breite Fassung dieser Quelle wurde daraufhin bis auf die anstehenden Malmkalke ausgeführt. Aus diesen Kalken tritt das Quellwasser aus und taucht bis 1 m über das Niveau der Dünnern auf, in welches der überflüssige Teil dann entwässert. Der artesische Wasserspiegel liegt damit rund 1 m über dem der Dünnern.

Die abnormal hohe Lage der Malmkalke direkt neben der Dünnern ist durch die lokalen tektonischen Verhältnissen gegeben. In der Figur 20 wird die geologische Situation vereinfacht dargestellt. Nördlich der flach einfallenden Malmflanke befindet sich eine Fault-propagation fold, die dazu führt, dass der flache Abfall unterbrochen wird.

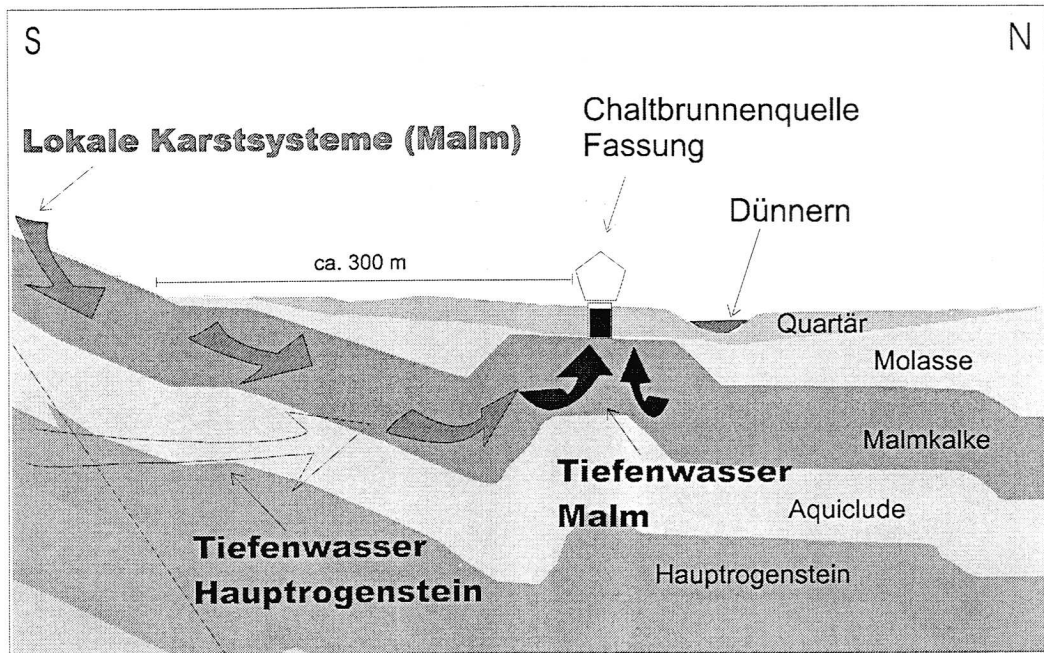


Fig. 20: Vereinfachte Darstellung der geologischen Situation bei der Chaltbrunnenquelle. Dabei ist zu beachten, dass die Fassung der Quelle nicht grössenproportional eingezeichnet ist.

Dies erklärt zum einen die hohe Lage der Malmschichten bei der Chaltbrunnenquelle und liefert durch den ungefähr hangparallelen Verlauf der Fault-propagation fold nach Westen auch eine Erklärung für die Entwässerung der Karstsysteme in diesem Teil des Tales. Da ihr Sattel auf beiden Seiten von undurchlässigen Schichten (Molasse) eingebettet ist und durch die tektonische Beanspruchung das Gestein eine Klüftung und damit eine sekundäre Porosität aufwies, eignete sich diese Struktur als präferentieller Fließweg für die Tiefenkarstsysteme.

Bei der Chaltbrunnenquelle ist eine Aussage über die Schüttung des gesamten Systems relativ schwierig. Dies ist dadurch bedingt, dass der seitlich abfließende Teil des Wassers in die Schotter, bzw. Dünnern nicht bestimmt werden kann (Figur 20). Es können nur Aussagen über das direkt bei der Quellfassung ausfließende Wasser gemacht werden, das einen Teil des Grundabflusses darstellt, so dass Rückschlüsse über das Regime des Grundabflusses ermöglicht werden. Die am Überlauf der Quellfassung gemessene Maximalschüttung des gefassten Teiles betrug in den Jahren 1994 bis 1996 154 l/sec, die Minimalschüttung 30 l/sec und die mittlere Schüttungsmenge lag bei ca. 68 l/sec.

Die Chaltbrunnenquelle hat, wie auch der Gärbweiher, die höchste Gesamtmineralisation. Eventuell kann diese höhere Mineralisation auf den Einfluss eines Tiefenkarstsystems aus dem Hauptrogenstein des Antiklinalkernes zurückgeführt werden, da diese Wässer ebenso eine höhere Gesamtmineralisation aufwiesen. In der Tabelle 3 sind die statistischen Werte der kontinuierlichen Messreihe des ganzen Jahres 1996 und die gemessenen Werte des Trockenwetterabflusses vom Oktober 1994 eingetragen. Sie gehört, wie die anderen grossen untersuchten Quellen zum Kalzium-Hydrogenkarbonat-Typ (Ca-HCO_3).

Tabelle 3: Werte der Leitfähigkeit und Temperatur von 1996 und die Konzentrationsverteilungen der wichtigsten chemischen Parameter von einem Trockenwetterabfluss (Oktober 1994) bei der Chaltbrunnenquelle:

Temp.(°C)				Leitf. (uS)			
Max	Mittw.	Min	Streuung	Max	Mittw.	Min	Streuung
9.9	9.1	8.8	1.1	465	419	352	113

Ca	Na	K	Mg	HCO ₃	Cl	NO ₃	SO
(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)
87	1.5	0.6	1.5	305	2.24	0.81	5

Die Beobachtung der drei wichtigsten Parameter (Figur 21) zeigt charakteristische Reaktionen dieser Quelle auf Niederschlagsereignisse, wie sofortige Reaktion der Leitfähigkeit, Abfall der Temperatur etc.. Sie spiegelt damit eine typische Karstquelle wieder. Vor allem im Frühjahr zu Beginn des Sommers kommt es zu einer sichtbaren Beeinflussung durch das Niederschlagswasser (Durchgänge).

Mit diesen Durchgängen des Regenwassers beim Quellaustritt ist zuerst ein kurzfristiger Anstieg (ausgenommen Schneeschmelze) der Leitfähigkeit (ausgepresstes älteres bzw. Epikarstwasser) und dann der sofortige Abfall um bis zu 50 uS zu beobachten. Gleichzeitig erfolgt ein starker Abfall der Temperatur.

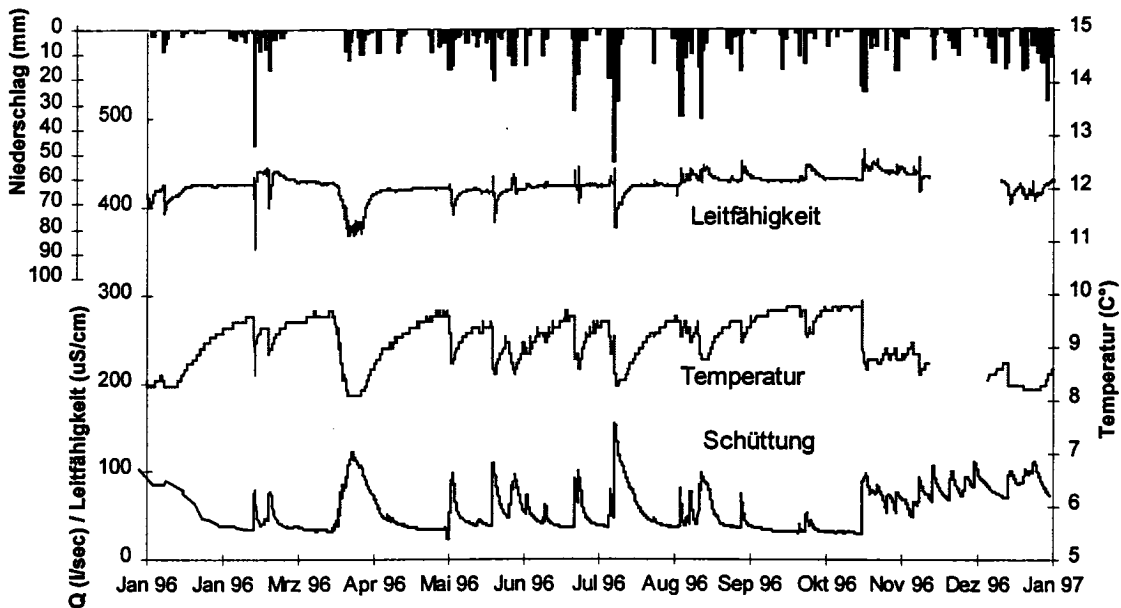


Fig. 21: Verlauf der drei wichtigsten Messparameter (Q, Lfk und T) der Chaltbrunnenquelle während des Jahres 1996 und der entsprechenden täglichen mittleren Niederschläge.

Dieser Quelltyp weist damit eine wesentlich stärkere Beeinflussung durch Niederschlagsereignisse auf als der Typus der Hammerquelle. Dass es während der Schneeschmelze zu einer nochmals stärkeren Beeinflussung kommt, ohne dass ein kurzfristiger Anstieg der Leitfähigkeit beobachtet werden kann, ist auf das unterschiedliche hydraulische Verhalten zurückzuführen. In Kap. 3.2.1.1 wird auf die Unterschiede zwischen der Beeinflussung durch das Schmelzwasser und durch die Sommerniederschläge ausführlicher eingegangen.

In Figur 22 sind die Resultate der Isotopenmessungen während 4 Jahren dargestellt. Die einzelnen tief abfallenden Linien sind durch die Messwerte spezieller Untersuchungsreihen während einzelner Niederschlagsereignisse gegeben. Der deutliche Einfluss grösserer Niederschlagsereignisse wirkt sich ebenso störend auf den jahreszeitlichen Verlauf der ^{18}O -Werte der Quelle aus wie auf die Temperatur und Leitfähigkeit. Aber trotz dieser Einflüsse ist eine Grundlinie bei -10.0‰ bis -10.1‰ deutlich zu erkennen, die sich konstant über die Jahre verfolgen lässt. Dieser Wert liegt somit um 0.3‰ über dem der Hammerquelle. Er erfährt eine längere Störung während der Schneeschmelze (Figur 22, Dez 96 bis März 97). Ansonsten pegelt er sich immer wieder auf den gleichen Wert ein. Die Art und Dauer dieser Einflüsse ist von der Art und Dauer der Schneeschmelze bestimmt. Daher kam es beim Wechsel von 1995 zu 1997 zu keinem so grossen Unterbruch wie ein Jahr später.

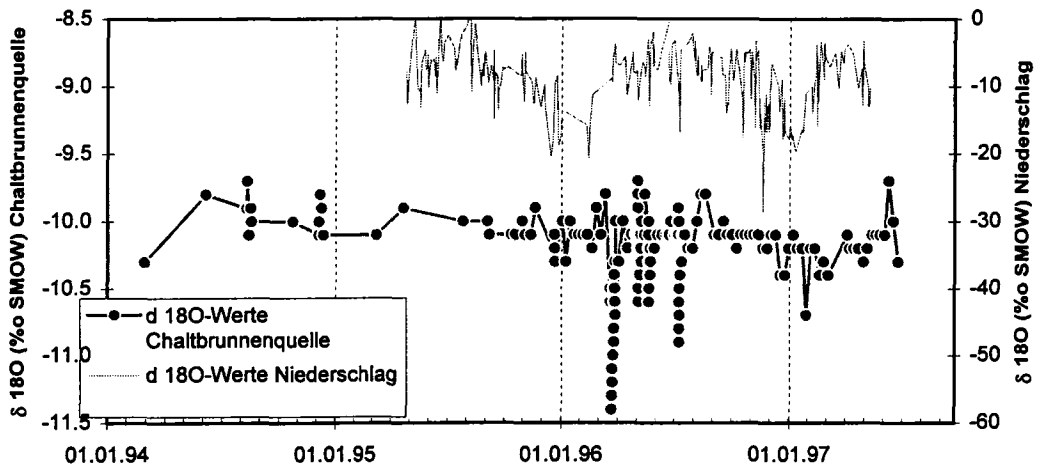


Fig. 22: Verlauf des stabilen ^{18}O der Chaltbrunnenquelle während vier Jahren im Vergleich zu den Werten der Niederschläge bei der Regenmessstation Sollmatt.

Vergleicht man die Werte der ca. 20 m nördlich der Quellfassung vorbeifliessenden Dünnern (Figur 23), dann ist hier anhand des Verlaufs zu erkennen, dass die Dünnern ebenfalls von einem tieferen Grundwassersystem gespeisen wird.

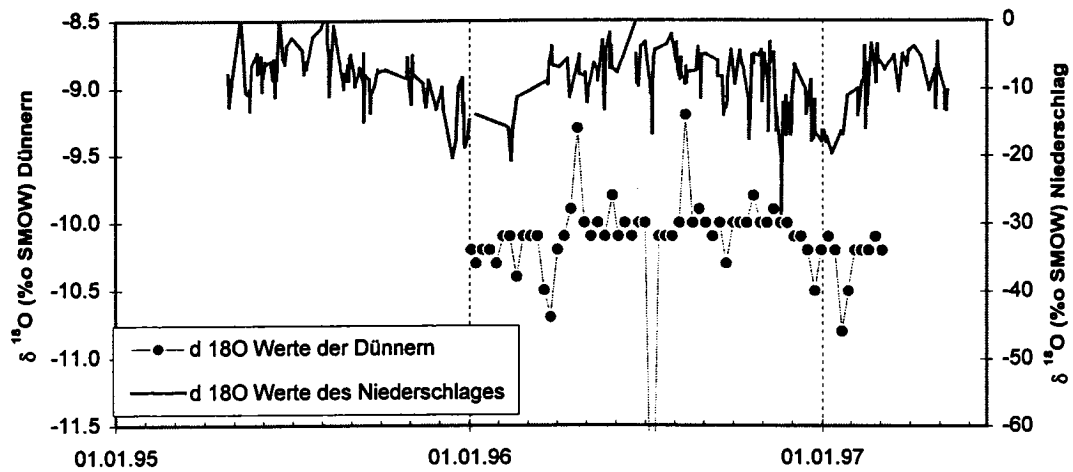


Fig. 23: Verlauf des stabilen ^{18}O der Dünner während des Jahres 1996 im Vergleich zu den Werten der Niederschläge bei der Regenmessstation Sollmatt (Entnahme der Proben in der Dünner neben der Chaltbrunnenquelle).

Im Vergleich zur Chaltbrunnenquelle ist eine Erhöhung der Werte im Verlauf des Jahres 1996 zu erkennen. Das weist auf eine geringere mittlere Verweilzeit des Dünnerwassers im Vergleich zu dem Quellwasser der Chaltbrunnenquelle hin. Eine mögliche Erklärung besteht darin, dass es bei der Dünner zu einer Infiltration von Karstwasser (eventuell aus dem gleichen System wie das der Chaltbrunnenquelle) mit längerer Verweilzeit kommt. Dieses Wasser vermischt sich dann mit oberflächlichen Wassereinträgen (nur kurze Verweilzeit).

3.2.1 Analyse einzelner Hochwasserereignisse der Chaltbrunnenquelle

Freeze (1967) definierte die natürliche Grundwasserneubildung folgendermaßen: 'Natural groundwater recharge is that water which percolates down through the unsaturated zone to the water table and actually enters the dynamic groundwater flow system'. Die natürliche Grundwasserneubildung umfasst damit sämtliches neugebildetes Grundwasser, ungeachtet dessen Nutzbarkeit (Gronowski 1992). Bezieht man sich auf diese Definitionen, dann bilden die Anteile des Niederschlagswassers mit einer sehr kurzen Aufenthaltszeit (Stunden, ev. Tage) ebenso einen Teil der Grundwasserneubildung wie die Anteile mit einer längeren Verweilzeit. Im Folgenden soll auf diese kurzfristigen Anteile näher eingegangen werden.

Dazu wurden bei der Chaltbrunnenquelle einzelne Hochwasserereignisse genauer untersucht. Ziel war es, die einzelnen Abflusskomponenten und ihre Verteilung während der Durchgänge der Hochwasserereignisse abzuschätzen. Dadurch sollten Aussagen über die Anteile des Basisabflusses sowie des Niederschlages am Gesamtabfluss gemacht werden können (Vitvar 1997).

Vorraussetzung für diese Differenzierung sind ideale Markierstoffe, die nicht durch störende Prozesse während der Aufenthaltszeit im Untergrund beeinflusst werden. Um die jeweiligen Einflüsse besser abschätzen zu können, ist es notwendig, simultane Messungen der verschiedenen Komponenten im Quellwasser wie auch im Niederschlagswasser durchzuführen (Meinzer & Stearns 1928, Fritz et al. 1976a, 1976b). Aus diesem Grund wurden die Proben des

Quellwassers bezüglich ihres ^{18}O -Gehaltes, der Leitfähigkeit und der wichtigsten chemischen Parameter untersucht.

Bei den Niederschlagsproben wurde der ^{18}O -Gehalt und die Leitfähigkeit folgender Stationen bestimmt (vgl. Figur 11):

- Herbetswil (MZA)
- Nesselboden (MZA)
- Sollmatt (Kanton Solothurn)

Die Durchführung dieser Untersuchungen war nur noch 1996 möglich. Von den insgesamt vier grossen Niederschlagsereignissen in diesem Jahr, bei denen ein deutlich unterschiedlicher Input gegeben war, konnten letztendlich nur zwei zur Auswertung verwendet werden. Das erste Ereignis erstreckte sich über einen Zeitraum von drei Tagen Ende Mai, und das zweite erstreckte sich über einen Zeitraum von knapp einer Woche zu Beginn des Juli. Bei ihnen wurden die Wasserproben in einem Intervall von einer halben bis zu vier Stunden entnommen.

Bei der Berechnung des Basisabflusses wurde für die Chaltbrunnenquelle vorausgesetzt, dass insgesamt drei verschiedene Fließsysteme beteiligt sind (Figur 24). Das Modell richtet sich in einer vereinfachten Weise nach der Modellvorstellung des Karstwassersystems wie es von Mangin (1976), Müller & Zötl (1980), Smart & Friedrich (1986) oder von Zwahlen & Dörflinger (1995) beschrieben ist.

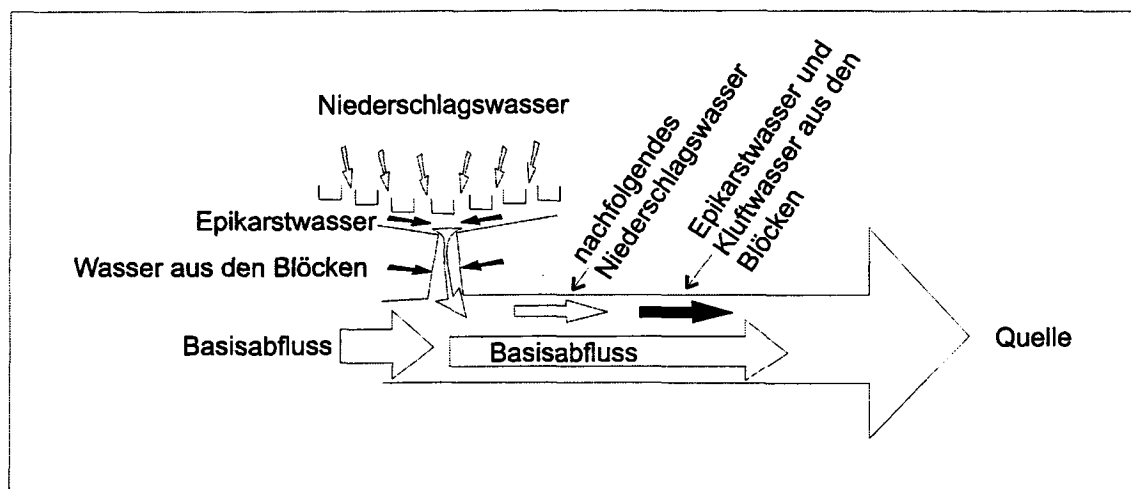


Fig. 24: Schematische Darstellung der Grundwassersysteme und der entsprechenden Grundwasserkomponenten (vereinfacht nach verschiedenen Autoren, siehe Text).

1. Das erste Fließsystem ist durch den Basisabfluss gegeben. Es repräsentiert den Austritt des Hauptkarstwasserkörpers.
2. Das zweite Fließsystem ist durch das Epikarstsystem repräsentiert. Es führt dazu, dass bei der Quelle zwei Grundwasserkomponenten beobachtet werden. Die zuerst eintreffende Grundwasserkomponente besteht aus dem Epi-

karstwasser vor dem Niederschlagsereignis (und dem Kluftwasser aus den Blöcken, siehe unten). Die nachfolgende ist durch das Niederschlagswasser geprägt.

3. Das dritte Fließsystem ist durch die Wasserzirkulation in den Blöcken gegeben.

Wie Ambach et al. (1975) und Heathcote and Lloyd (1986) zeigten, treten bei Niederschlägen innerhalb von einer Stunde unterschiedliche Fraktionierungen auf. Deshalb musste angenommen werden, dass die unterschiedliche Fraktionierung der Isotopengehalte durch den Gesamtwert repräsentiert ist, und sich die eventuell auftretenden Unterschiede beim Durchgang des Niederschlagswassers nicht weiter auswirken.

Anhand dieser Annahme können folgende zwei Massenbilanzgleichungen für den Grundabfluss und den Niederschlagsabfluss an einem bestimmten Austritt zu einer bestimmten Zeit formuliert werden:

$$(1) Q_t C_t = Q_s C_s + Q_r C_r \quad (2) Q_t = Q_s + Q_r$$

aus der Kombination dieser Gleichungen ergibt sich:

$$(3) Q_r = Q_t ((C_t - C_s)/(C_r - C_s)) \quad Q = \text{Schüttung der Quelle}$$

C = Konzentration

t = Index für Gesamtabfluss

s = Index für Hochwasserereignis

r = Index für Niederschlag

Voraussetzung für die Anwendung der Gleichung (3) ist die Variation der einzelnen Komponenten im Vergleich zu den Werten des Basisabflusses vor dem Hochwasserereignis. Die berechneten Werte sind als Prozentangabe der Verdünnung während der gesamten Versuchsdauer ausgerechnet.

Die in den folgenden Kapiteln angegebenen Mischungsanteile beziehen sich auf den gemittelten Anteil während der gesamten Versuchsdauer.

3.2.1.1 Separation der Wasseranteile der verschiedenen Fließsysteme Mai 1996 (Fig. 25,26)

Für die Abtrennung des Anteiles der verschiedenen Grundwasserkomponenten ist in der Figur 25 die Separation mit Hilfe des stabilen Isotopes ^{18}O , der Leitfähigkeit, dem Kalziumgehalt und dem Bikarbonatgehalt durchgeführt worden. Darüber ist die Niederschlagsmenge der Station Nesselboden mit den entsprechenden ^{18}O -Werten zum besseren Vergleich dargestellt. Der Input des geringen Niederschlags von 3 mm vom 18. Mai wurde vernachlässigt, da diese geringe Menge keinen messbaren Einfluss auf die Schüttungsmenge hat. Ein kleiner Einfluss ist nur durch die leichte Erhöhung der Leitfähigkeit gegeben. Die Niederschlagsmenge vom 19. Mai war mit 24 mm ebenfalls nicht allzu hoch, reichte aber aus, um eine Reaktion (Durchgang) an der Quelle zu bewirken. Auch die Variation der ^{18}O -Werte war genügend gross (Quelle -10.15 ‰,

Niederschlag -14.5 ‰), um einen Abfall bei der Quelle zu erlangen. Gleiches gilt für die Werte der Leitfähigkeit (423 uS / 1.3 uS), des Kalziums (88.5 mg/l / 0.3 mg/l) und des Bikarbonates (305 mg/l / 0.8 mg/l).

In der Figur 25 sind neben dem Gesamtabfluss und dem Grundabfluss auch die Konzentrationsverläufe der jeweiligen Umwelttracer eingetragen. Ein typisches Merkmal dieser Quelle ist dabei das Auftreten eines zweimaligen Anstieges der Leitfähigkeit, ebenso wie auch des ^{18}O , des Kalziums und des Bikarbonates. Dieser Doppelpeak wurde anhand der kontinuierlichen Langzeitmessungen der Leitfähigkeit jedesmal vor dem Regenwasserdurchgang festgestellt. Dabei kann die Höhe des ersten Peaks höher aber auch niedriger als der kurz darauffolgende sein. Da keine Kurzzeitmessungen des Niederschlags für dieses Gebiet existieren, konnte kein direkter Vergleich mit den Niederschlagsintensitäten durchgeführt werden. Wegen des immer auftretenden Doppelpeaks wird aber davon ausgegangen, dass er das zeitlich unterschiedliche Eintreffen zweier verschiedener Fließsysteme des Hauptkarstsystems darstellt.

Anhand der Berechnungen ergeben sich folgende prozentuale Anteile des Niederschlags (gemittelt über die gesamte Versuchsdauer) für die Messperiode von Ende Mai 96 am Gesamtabfluss:

^{18}O	4.9 %
Leitfähigkeit	5.0 %
Kalzium	5.0 %
Bikarbonat (HCO_3^-)	5.3 %

In der Figur 26 sind die verschiedenen Umwelttracer in Beziehung zur Schüttung dargestellt. Der Verlauf der Kurven für alle vier Tracer ist nahezu identisch. Nach einem geradlinigen Verlauf ist eine kurzfristige Erhöhung aufgrund des ersten Peaks (Fließsystem No. 2) zu erkennen. Daraufhin erfolgt mit dem Eintreffen des ersten Niederschlagswassers ein Absinken dieser Werte bei gleichzeitig zunehmender Schüttung. Erst kurz vor dem Erreichen des Schüttungsmaximums setzt nochmals eine kurzfristige Erhöhung der Werte ein. Auch dieses ist wieder durch das Eintreffen von Fließsystem No. 2 gekennzeichnet. Danach kommt es zu nicht keiner weiteren Erhöhung der Schüttung sondern nur noch zu einer Verdünnung der Werte durch das Regenwasser. Nach Erreichen des höchsten Verdünnungszustandes (Tiefstwerte) kommt es langsam wieder zu einer gesamthaften Equilibrierung des Systems.

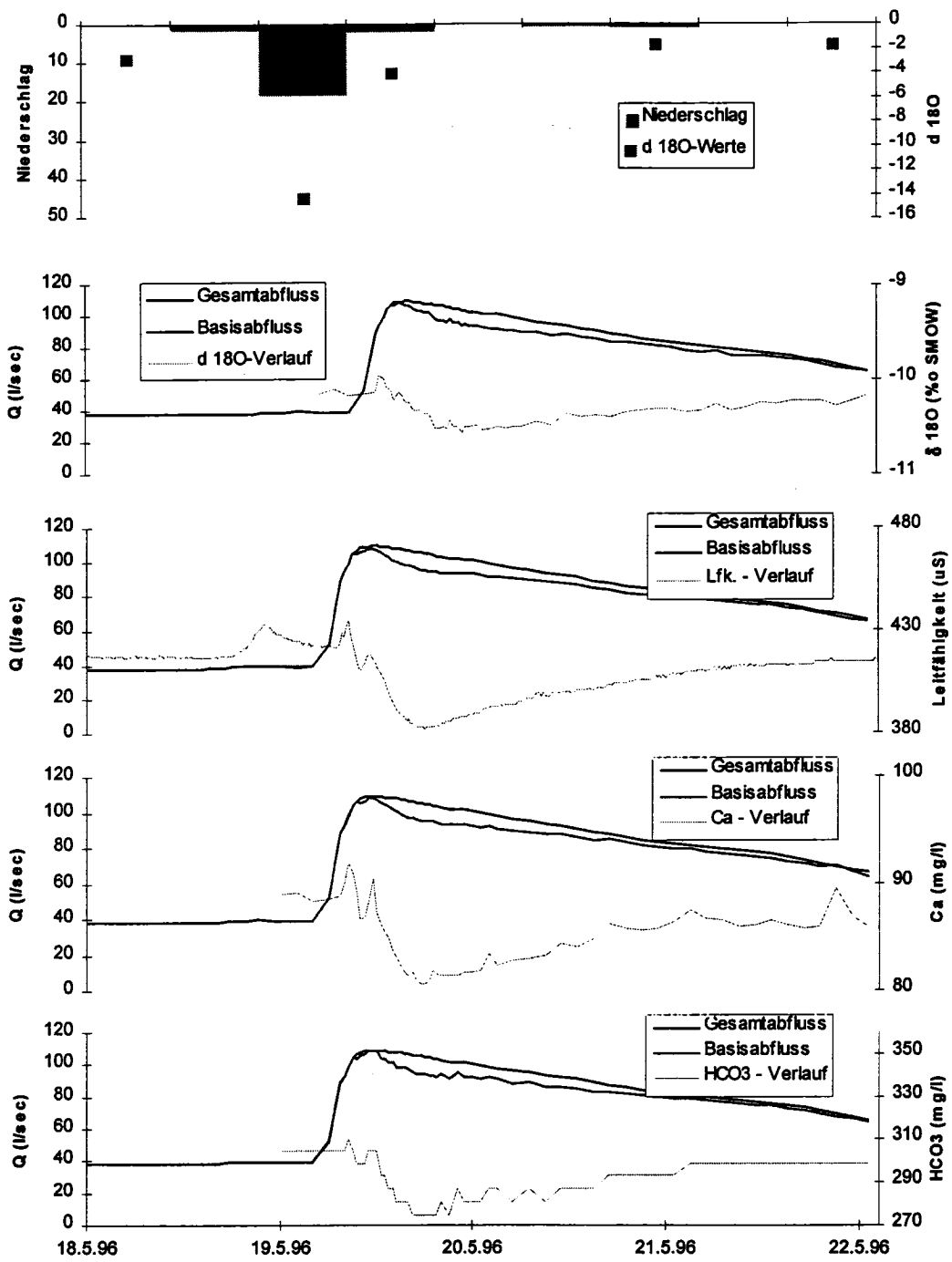


Fig. 25: Darstellung des totalen Abflusses, des berechneten Abflusses mit Hilfe der Grundwasserkomponenten und ihrem entsprechenden Konzentrationsverlauf.

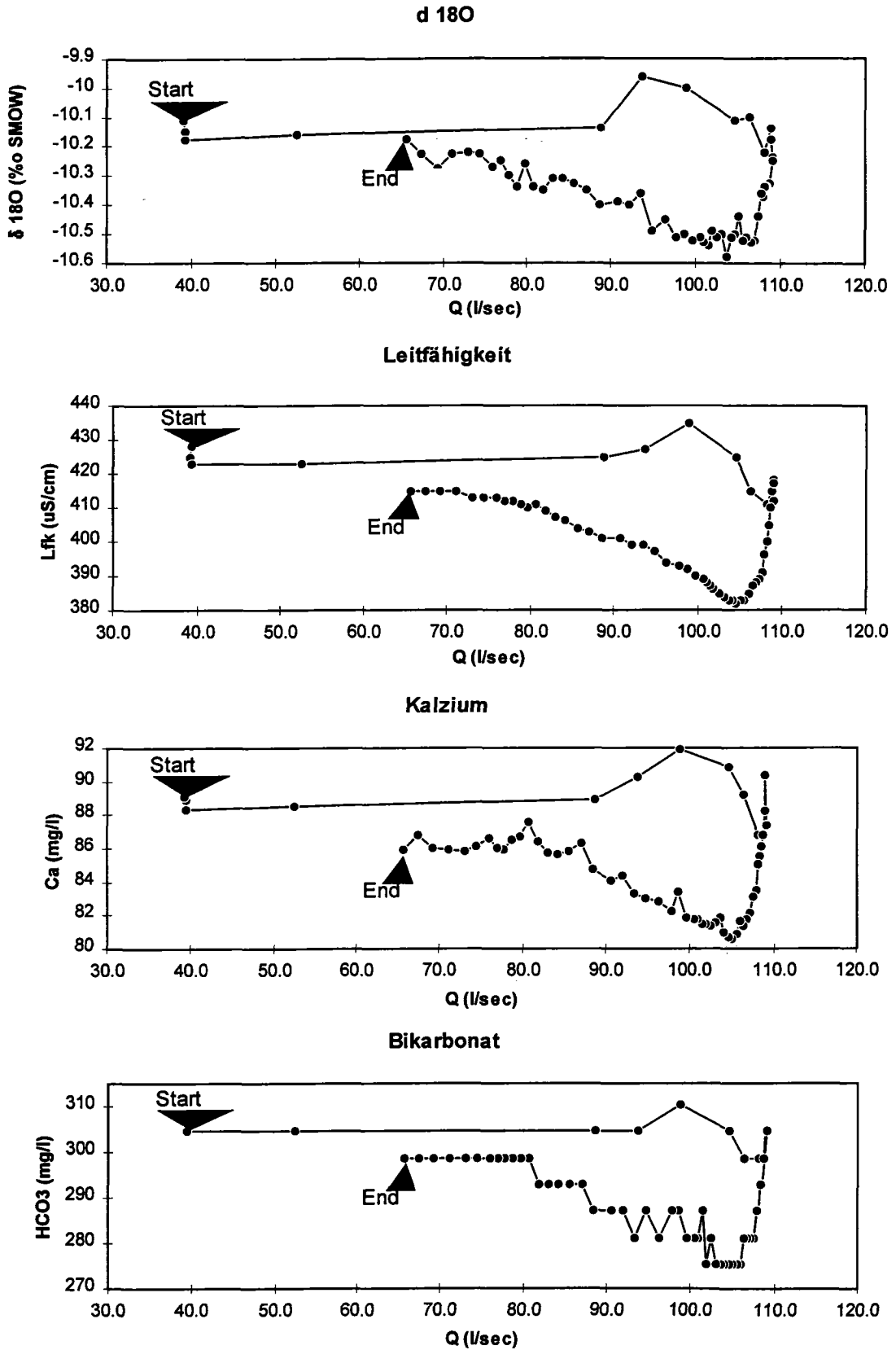


Fig. 26: Beziehung zwischen dem totalen Abfluss und des entsprechenden Konzentrationsverlaufes bei der Chaltbrunnenquelle.

Juli 1996 (Figur 27, 28)

Das Niederschlagsereignis zu Beginn des Julis wurde über einen längeren Zeitraum von insgesamt 12 Tagen beobachtet. Die Messungen des Niederschlages wurden alle 12 Stunden durchgeführt (Figur 27).

Hier gingen dem Einsatz des grössten Niederschlagsereignisses kleinere Niederschläge voraus. Der grösste dieser Vorregen mit 14 mm (-10.3 ‰) am 5 Juli führte zu einer Erhöhung des Gesamtabflusses. Gleichzeitig reagieren auch die Leitfähigkeitswerte und die chemischen Parameter mit einer leichten Erhöhung der Konzentrationen und gehen danach wieder auf ihre Ursprungswerte zurück. Diese erhöhten Werte weisen darauf hin, dass kein Niederschlagswasser direkt durchflossen ist. Interessanterweise kommt es aber zu einer Absenkung der Isotopenwerte (Schwankung nur im Bereich von 0.2 ‰). Für diese Beobachtung könnte ein anderes System verantwortlich sein. Dabei gilt es die besondere Lage dieser Quelfassung als Aufstossquelle innerhalb eines grösseren quartären Schuttkörpers zu beachten. So ist es möglich, dass durch einen kurzfristigen Anstieg der nahegelegenen Dünnern eine Exfiltration des Bachwassers in den Grundwasserstrom und damit auch in die Quelfassung eintritt. Dadurch käme es wegen des noch nicht stark angestiegenen Druckes innerhalb der Karstzuflüsse zu einem Einfluss eines kurzfristig eintretenden Oberflächenwassers. Diese Situation tritt jedoch nur dann ein, wenn der Druckspiegel innerhalb der Karstsysteme noch nicht genügend gross ist, um einen umgekehrten Verdrängungseffekt zu bewirken.

Der Einsatz des Hauptniederschlagsereignisses vom 7. Juli führt dann aber wieder zu einem Durchgang des Niederschlagswassers. Die ^{18}O -Werte sind bei beiden Hauptniederschlägen (52 mm und 33 mm) jedesmal mit -16,1 bzw. -16.2 ‰ deutlich negativer als die Werte der Chaltbrunnenquelle (-10.1‰).

Ebenso sind für alle Parameter zwei unterschiedlich einsetzende Peaks durch die Erhöhung dieser Werte zu beobachten. Bei dieser Messung kann der zweite grosse Niederschlag (33 mm) deutlich beobachtet werden. Er führt zu einer kleinen kurzfristigen Erhöhung der Schüttung. Der allgemeine Verlauf der absinkenden Kurve der anderen Parameter (Lfk. etc.) wird dadurch aber nicht weiter gestört.

Auch hier wurde zur Berechnung des Grundabflusses der Einfluss dieser Peaks mitberücksichtigt, da sie einen kurzfristig erhöhten Eintrag von Nicht-Regenwasser darstellen.

Anhand der Berechnungen ergeben sich folgende prozentuale Anteile des Niederschlages (gemittelt über die gesamte Versuchsdauer) für die Messperiode Ende Mai 1996 am Gesamtabfluss:

^{18}O	6.1 %
Leifähigkeit	6.5 %
Kalzium	5.6 %
Bikarbonat (HCO^3)	6.0 %

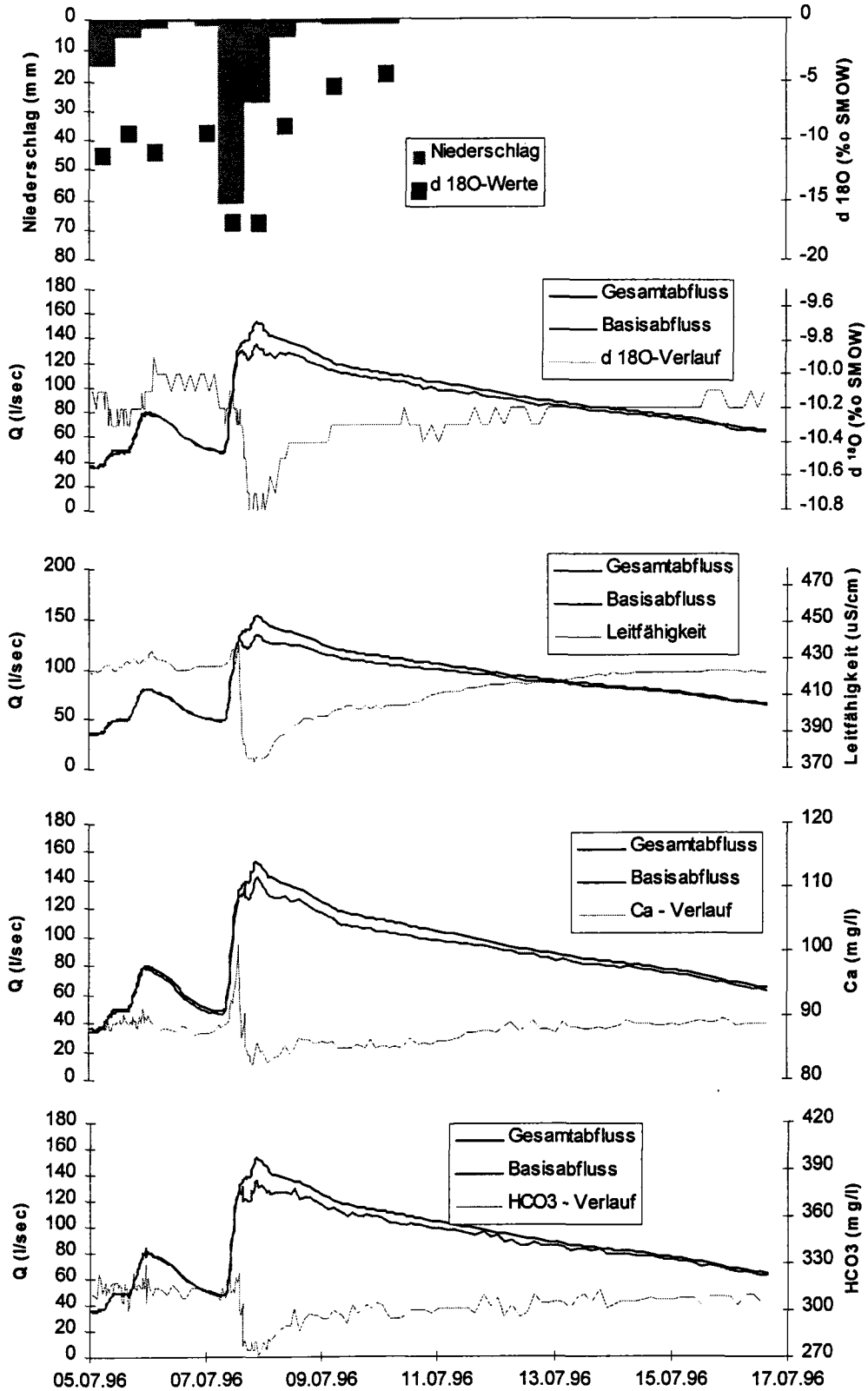


Fig. 27: Darstellung des totalen Abflusses, des berechneten Abflusses mit Hilfe der Abflusskomponenten und ihrem entsprechenden Konzentrationsverlauf.

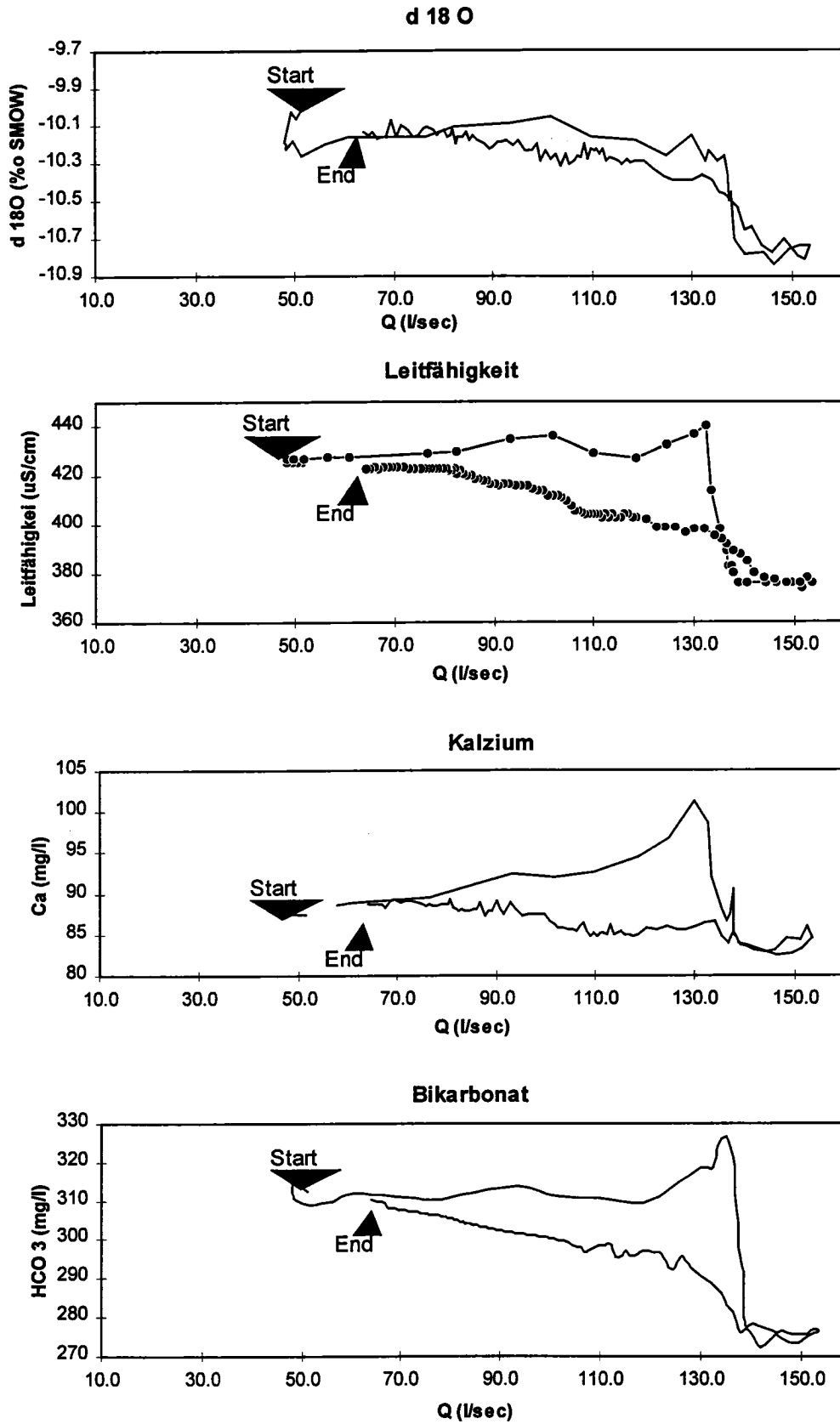


Fig. 28: Beziehung zwischen dem totalen Abfluss und des entsprechenden Konzentrationsverlaufes bei der Chaltbrunnenquelle.

In der Figur 28 sind die verschiedenen Umwelttracer in Beziehung zur Schüttung ab dem Einsatz des Hauptniederschlagsereignis dargestellt. Der Verlauf der Kurven für alle vier Tracer ist in diesem Fall nicht mehr so eindeutig nachvollziehbar wie bei der Figur 26. Erkennbar ist bei allen eine stärker oder schwächer ausgebildete Erhöhung der Werte bis vor den Durchfluss des Niederschlagswassers. Dieser Abfall ist hier aber nicht mehr identisch mit dem maximalen Wert der Abflussmenge, sondern setzt schon vorher ein. Dadurch verlaufen die niedrigsten Werte der Abflusskomponenten nach dem Durchgang noch stagnierend, bis sie den Höchstwert des Abflusses erreicht haben. Hier zeigt sich also deutlich, dass die grössere Niederschlagsmenge zu einem wesentlich tieferen Abfall der Werte führt und das Maxima des Gesamtabflusses im Gegensatz zur ersten Messperiode im Mai erst nach dem Durchgang und nicht mit demselben erreicht wird. Danach kommt es wieder zu einer langsamen Erholung des Gesamtsystems, vergleichbar mit der ersten Messperiode. Der unterschiedliche Verlauf der Abflusskomponenten der beiden Messperioden ist sicherlich auf unterschiedliche hydraulische Reaktionen des Gesamtsystems in ihrer Abhängigkeit zur Intensität und zur zeitlichen Verteilung eines Hauptniederschlagsereignisses zurückzuführen. Um bessere Aussagen machen zu können, müssten jedoch die Niederschläge in wesentlich kürzeren Perioden aufgezeichnet und mit den entsprechenden Reaktionen des Gesamtsystems verglichen werden.

Schneeschnmelze 1996 (Figur 29)

Da der Anteil an Niederschlagswasser bei den Messreihen vom Mai und Juli 1996 äusserst gering waren, wird zur Messung eines grösseren Durchganges die Schneeschnmelze desselben Jahres verwendet, weil die Absenkung der Leitfähigkeit dort über mehrere Tage andauerte. Wie vorher gezeigt wurde, kann zur Berechnung des Basisabflusses sehr gut die Leitfähigkeit verwendet werden.

Die einzige Unsicherheit bei der Berechnung des Basisabflusses während dieses Ereignisses ist der unbekannt Inputwert der Leitfähigkeit des Schmelzwassers. Vereinzelt Messungen zeigten, dass diese Werte in der Regel höher sind als die des Niederschlages. Da es jedoch nur stichprobenartige Messungen waren und sie zu einem anderen Zeitpunkt erfolgten wurde zur Berechnung der Anteile der Abflusskomponenten ein Inputwert der Leitfähigkeit von 12 uS angenommen.

Die Berechnung ergab, dass der Anteil des Basisabflusses bei rund 15 % liegt. Dieser Wert ist damit deutlich höher als bei den Sommerniederschlägen. Da während des Winters mehrere dieser länger andauernden Durchgänge erfolgen, ist die Grundwasserneubildung in dieser Zeit grösser als während des Sommers. Im Sommer kommt es dafür zu einer stärkeren Entleerung der Karstwasserspeicher, was anhand der steigenden Leitfähigkeit aller grossen Quellen im Untersuchungsgebiet während der Frühlings- und Sommermonate beobachtet werden konnte. Der erhöhte Eintrag durch das Schmelzwasser und ebenso die langandauernden Niederschläge im Herbst führen dazu, dass die Leitfähigkeit des Basisabflusses während der Wintermonate wieder abgesenkt wird (län-

gerfristige Grundwasserneubildung). In der Figur 29 kann dies ebenfalls anhand der niedrigeren Basislinie nach der Schneeschmelze beobachtet werden (Absenkung um rund 7 uS).

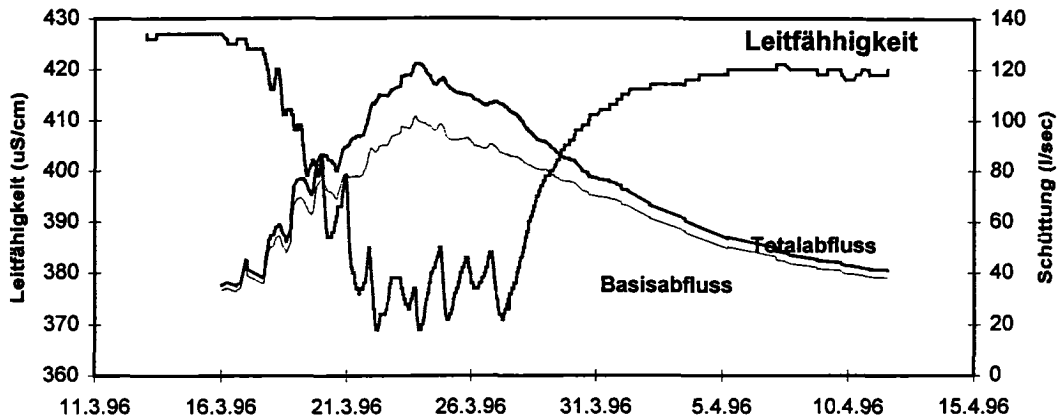


Fig. 29: Darstellung des Verlaufes der Leitfähigkeit als Reaktion auf den kontinuierlichen Eintrag von Schmelzwasser während der Schneeschmelze und der daraus resultierende Total- und Basisabfluss.

Beim Durchgang des Schmelzwassers ist ein weiterer Unterschied zu erkennen. Im Gegensatz zu den Sommerniederschlägen kommt es hier beim ersten Eintreffen des Schmelzwassers nicht zur Ausbildung zweier Doppelpeaks. Dies ist auf eine völlig anders geartete Dynamik zurückzuführen, als sie bei den impulsartig einsetzenden Niederschlägen gegeben ist. Bei der Schneeschmelze ist zu beachten, dass die Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht zu Beginn noch relativ gering sind. Das führt zuerst zu einem steten Eintrag des Schmelzwassers. Erst nach ein paar Tagen führen grössere Temperaturunterschiede oder auch die aufsteigende Nullgrad-Grenze zu einem erhöhten Schmelzwassereintrag. Dieser stärkere Eintrag ist in einer weiteren allgemeinen Absenkung der Leitfähigkeit und parallel dazu erfolgenden Erhöhung der täglichen Leitfähigkeitspeaks beobachtbar. Die Peaks sind auf das, während des Tages, hydraulisch ausgepresste höher mineralisiert Wasser zurückzuführen. Ob sie wieder auf hydraulisch ausgepresstes Epikarstwasser und Kluftwasser oder nur auf Kluftwasser zurückzuführen sind, kann nicht gesagt werden.

3.2.2 Vergleich des Verlaufes des ^{18}O mit der Leitfähigkeit (Sommerniederschläge)

Normalerweise verändern sich die Basiswerte der natürlichen Tracer (z. B. ^{18}O) bis zur Ankunft des Niederschlages beim Quellaustritt nicht. Mit Einfließen des Niederschlagswassers in das Karstsystem erfolgt eine Verdünnung, die dann kurze Zeit später auch beim Quellaustritt als Durchgang beobachtet werden kann. In Kapitel 3.2.1 wurde schon beschrieben, dass immer (ausgenommen Schneeschmelze) zwei deutliche Erhöhungen der Werte der Leitfähigkeit ge-

genüber ihrem Grundwert auftreten (Figur 30). Diese beiden Peaks wurden bisher als ein Auspressen des alten Wassers interpretiert.

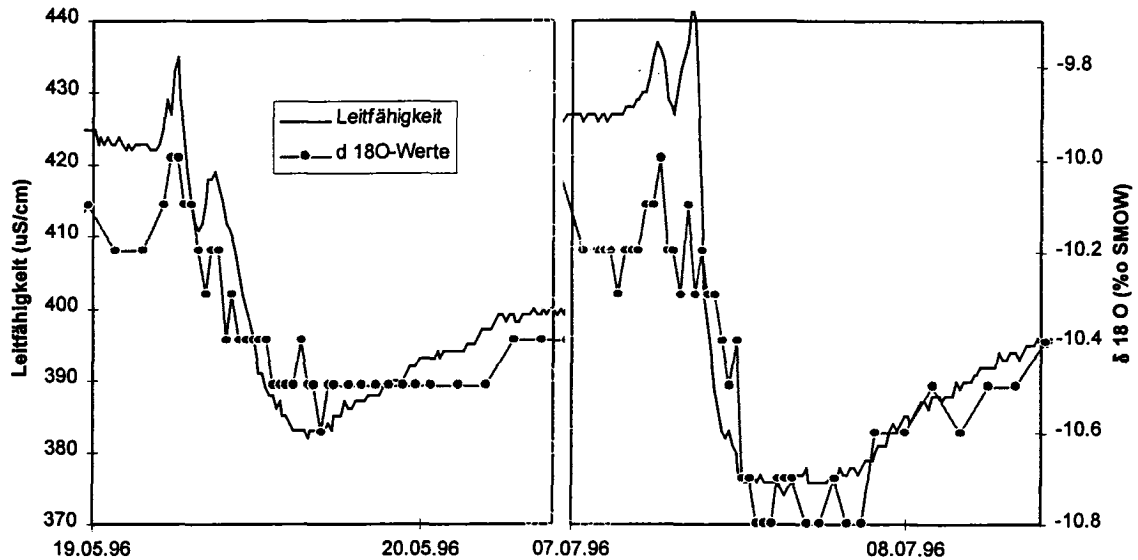


Fig. 30: Vergleichende Darstellung der Doppelpicks der Leitfähigkeit und des ^{18}O , wie sie kurz vor und während dem Eintreffen des Niederschlagswassers beobachtet werden können (Daten aus den beiden Messperioden vom Mai und Juli 1996, vgl. Figur 25 und Figur 27).

Dafür spricht, dass bei diesem Auspressen ein Wasser mit einer höheren Verweilzeit austritt, das daher auch eine höhere Mineralisierung besitzt. Wäre dies aber der Fall, dann dürften die ^{18}O -Werte keine Veränderung aufweisen. In der Figur 30 ist aber zu erkennen, dass mit der Erhöhung der Leitfähigkeit simultan die Werte des ^{18}O positiver werden. In der Figur 30 sind die Werte der Messungen vom Mai (Figur 25) und Juli (Figur 27) mit der Messgenauigkeit von 0.1 ‰ dargestellt. Die Erhöhung gegenüber dem Grundwert liegt jedesmal bei mindestens 0.2 ‰. Die kurzfristige Erhöhung dieser Werte bedeutet, dass auch die ^{18}O -Werte positiver werden. Dies ist ein Hinweis auf einen Einfluss durch Verdunstung. Eine mögliche Erklärung dafür besteht darin, dass es entlang der Malmkalke der Weissensteinnordflanke zu einer grossflächigen und guten Ausbildung des Epikarstes kam. Wie Jeannin & Grasso (1995a, 1995b) zeigten, trägt diese Zone stark zum Anteil des Schüttungsanstieges bei. Die kurzfristig positiveren Werte können dadurch zustande kommen, dass es während der niederschlagsfreien Zeiten zu einer Verdunstung des Wassers in der oberflächennahen Epikarstzone kommt. Erfolgt nach einer längeren Trockenperiode ein Niederschlag, dann wird das durch die Verdunstung beeinflusste Epikarstwasser ausgepresst, fliesst durch die Hauptkanäle direkt zur Quelle und wieder spiegelt durch die positiveren Werte den Einsatz des Epikarstwassers. Dies bedeutet jedoch, dass die beiden Peaks deutlich durch ausgepresstes Epikarstwasser dominiert werden und nicht nur ausschliesslich durch ausgepresstes Wasser aus den Klüften verursacht sind.

Eine andere mögliche Herkunft dieses Wassers könnte auf den Eintrag von beeinflusstem Wasser aus der oberen Bodenzone oder aus grösseren Schuttkörpern zurückgeführt werden. Da die Weissensteinnordflanke jedoch nur eine

äusserst geringe Bodenbedeckung im Bereich von wenigen dm besitzt, ist es eher unwahrscheinlich, dass sie grössere Mengen an Wasser nach Trockenwetterperioden speichern kann. Gleiches gilt auch für die Schuttkörper, obwohl hier berücksichtigt werden muss, dass ihre Grösse schwer zu bestimmen ist, so dass ihr Einfluss nur abgeschätzt werden kann.

Wie stark sich dieser Einfluss von ^{18}O angereichertem Epikarstwasser auf das gesamte System auf längere Zeit bezüglich der stabilen Isotopenwerte auswirkt, kann noch nicht näher qualifiziert werden. So schwanken die gemessenen $d^{18}\text{O}$ -Werte der Minimalabflüsse der Chaltbrunnenquelle während des ganzen Jahres (1995 bis 1996) nur zwischen $-10,0\text{‰}$ und $-10,1\text{‰}$.

3.3 Hunquelle

Die Hunquelle ist mit eine der grössten aus dem Untergrund aufstossenden Karstquellen im Untersuchungsgebiet. Ihre Lage direkt am Eingang der Klus bei Balsthal am Ostende der Weissensteinnordflanke, ca. 15 m von den anstehenden Malmkalke entfernt, führt dazu, dass sie einen Grossteil dieser Flanke entwässert.

Sie wurde ebenfalls von der Firma von Roll gefasst. Dabei wurde dem damaligen Quellaufstoss bis auf eine Tiefe von 5 m in den quartären Kiesen nachgegraben, wo man ein rechteckiges Becken (5 x 4 m) aufbaute, das ebenerdig aufhört. Darüber befindet sich das gesamte Pumpenhaus, weshalb die eigentliche Quelfassung von aussen nicht mehr sichtbar ist. Das Wasser im Becken unterhalb des Pumpenhauses kann sich bei sehr starken Niederschlägen soweit aufstauen, dass ein Teil auf die Strasse fliesst. Ein Grossteil davon gelangt durch einen Überlauf direkt in die Dünner. Der Wasserspiegel des Karstaufstosses liegt immer, auch bei Hochwasser, ca. 1 m über dem Niveau der Dünner (Figur 31).

Ein Grossteil des Wassers der Hunquelle fliesst wahrscheinlich neben dieser Fassung durch die quartären Schotter direkt der Dünner zu. Diese Menge kann jedoch nur abgeschätzt werden. Für die Jahre 1994-96 lag die höchste gemessene Schüttung bei 1'208 l/sec, das Mittel betrug 134 l/sec und der Minimalwert lag bei 71 l/sec. Diese Messungen konnten jedoch nur mit Hilfe sehr ungenauer Eichungen bestimmt werden. Die realen Werte dürften einiges höher liegen. Die geologische Situation, die zum Austritt der Hunquelle führt, ist vergleichbar mit der der Chaltbrunnenquelle. Im Untergund kann an der Flanke eine Fault-propagation fold auf der seismischen Linie SO13 (Figur 9) erkannt werden. Die Überschiebung ist in der Figur 31 ebenfalls eingezeichnet. Bei ihr führen, wie bei der Falte unter der Chaltbrunnenquelle auch, die gleichen Ursachen zur Ausbildung eines präferentiellen Fliessweges in ihrem Scheitel. In westlicher Richtung ist sie durch die Überlagerung der Molasse im Tal völlig abgedeckt. Erst in der Nähe der Chaltbrunnenquelle ist die Molasse wieder soweit erodiert, dass die Malmkalke freiliegen.

Ob der Austritt des Wassers vom Faltenscheitel her erfolgt oder durch ein Unterfließen der kleinen Synklinalen, (Tiefenwasser in Figur 31) ist nicht mit Bestimmtheit zu sagen.

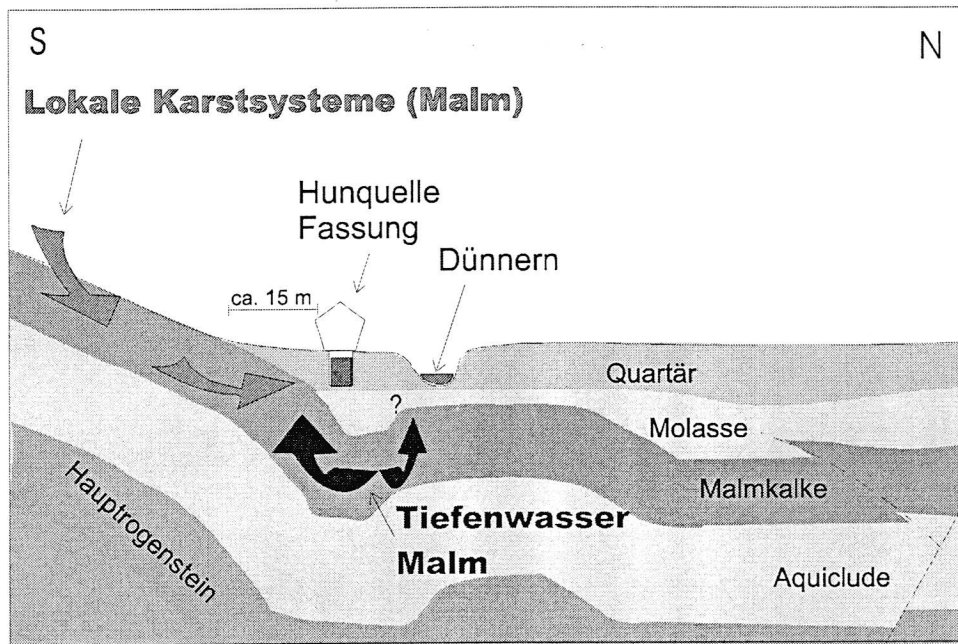


Fig. 31: Vereinfachte Darstellung der geologischen Situation bei der Hunquelle. Dabei ist zu beachten, dass die Fassung der Quelle nicht grössenproportional eingezeichnet ist.

In der unten aufgeführten Tabelle 4 sind die statistischen Werte der kontinuierlichen Messreihe des ganzen Jahres 1996 und die gemessenen Werte des Trockenwetterabflusses vom Oktober 1994 eingetragen.

Die Hunquelle liegt mit ihrer Leitfähigkeit gerade zwischen den Werten der Chaltbrunnen-, Hammerquelle und dem Gäbiweiher. Ihre Schwankungen sind geringer als bei der Chaltbrunnenquelle. Dabei ist aber zu beachten, dass für die Hunquelle keine vollständige Messreihe zur Verfügung lag. Die Hunquelle gehört, wie die anderen grossen untersuchten Quellen auch, zum Kalzium-Hydrogenkarbonat-Typ (Ca-HCO_3).

Tabelle 4: Werte der Leitfähigkeit und Temperatur von 1996 und die Konzentrationsverteilungen der wichtigsten chemischen Parameter von einem Trockenwetterabfluss (Oktober 1994) bei der Hunquelle:

Temp.(°C)				Leitf. (uS)			
Max	Mittw.	Min	Streuung	Max	Mittw.	Min	Streuung
9.0	8.3	7.8	1.2	422	362	326	96

Ca	Na	K	Mg	HCO ₃	Cl	NO ₃	SO
(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)
75	1.1	0.2	0.5	214	1.8	1.6	5

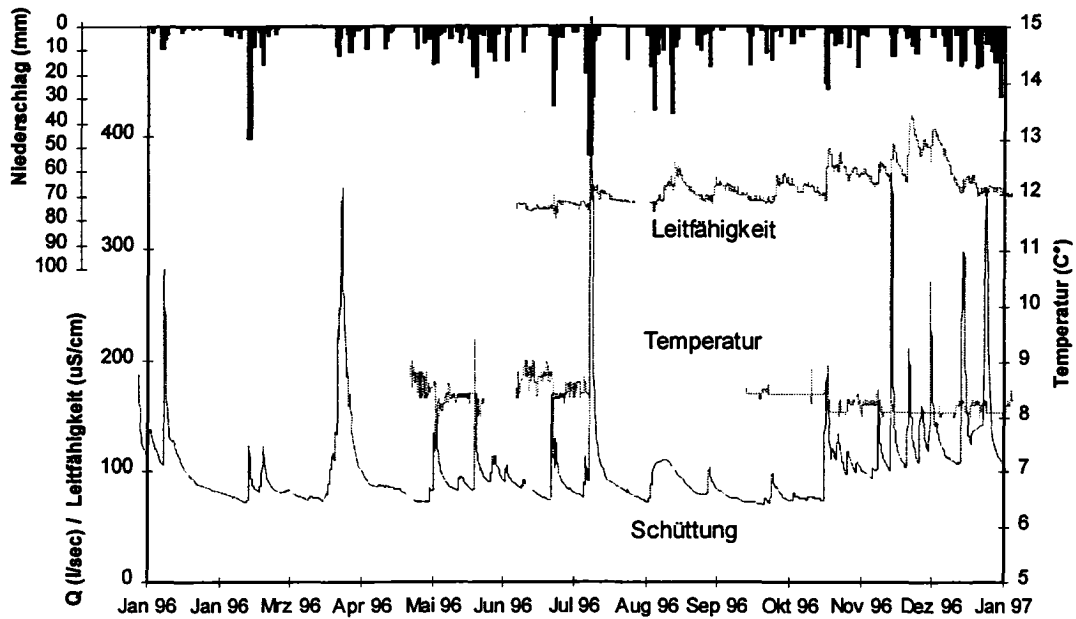


Fig. 32: Darstellung der Schüttungs-, der Leitfähigkeits- und der Temperaturwerte der Hunquelle von 1996. Die Leitfähigkeit konnte erst ab Juni 1996 gemessen werden. Bei der Temperatur fehlen wegen unzuverlässiger Geräte einige Datenwerte.

In der Figur 32 sind die Langzeitmessungen der Schüttung, der Leitfähigkeit und der Temperatur aufgezeichnet. Die Temperatur- und Leitfähigkeitswerte wurden erst ab Mai bzw. Juni 1996 aufgezeichnet. Bei der Temperatur sind die Werte aufgrund eines Gerätedefektes nur unvollständig.

Bezüglich der Schüttungsschwankungen unterscheidet sich diese Quelle nur geringfügig von der Chaltbrunnenquelle, indem die Schüttungsmaxima nicht direkt mit den Niederschlagsintensitäten korrelierbar sind. In der Figur 32 wurden die Niederschlagswerte von Herbetswil verwendet, aber auch mit den Daten der anderen Messstationen kann keine bessere Übereinstimmung erzielt werden. Dies ist darauf zurückzuführen, dass keine dieser Stationen auf dem östlichen Teil der Weissensteinkette positioniert ist, und so die unterschiedlichen Verteilungen nicht erfasst werden.

Aber wie bei der Chaltbrunnenquelle auch, kommt es ab Mitte Oktober 1996 zu einem deutlichen Anstieg der Schüttungsmenge mit gleichzeitiger Erhöhung der Leitfähigkeit. Hier kommt es wahrscheinlich zu einem Auspressen des Kluftwassers durch den erhöhten hydraulischen Gradienten. Die Niederschlagsintensität ist jedoch noch zu gering, um einen Durchgang zu erzeugen. Genausowenig kann bei den grossen Schüttungsmaxima in den Monaten vorher ein Durchgang beobachtet werden. Einzig im Jahr 1994 bei der Schneeschmelze im Januar wurde ein Durchgang des Schmelzwassers anhand der absinkenden Leitfähigkeit beobachtet. Inwieweit es als signifikant für diese Quelle erachtet werden soll, dass sie keinen Durchgang zeigte, ist schwer zu sagen, da die Messperiode zu wenig lang andauerte.

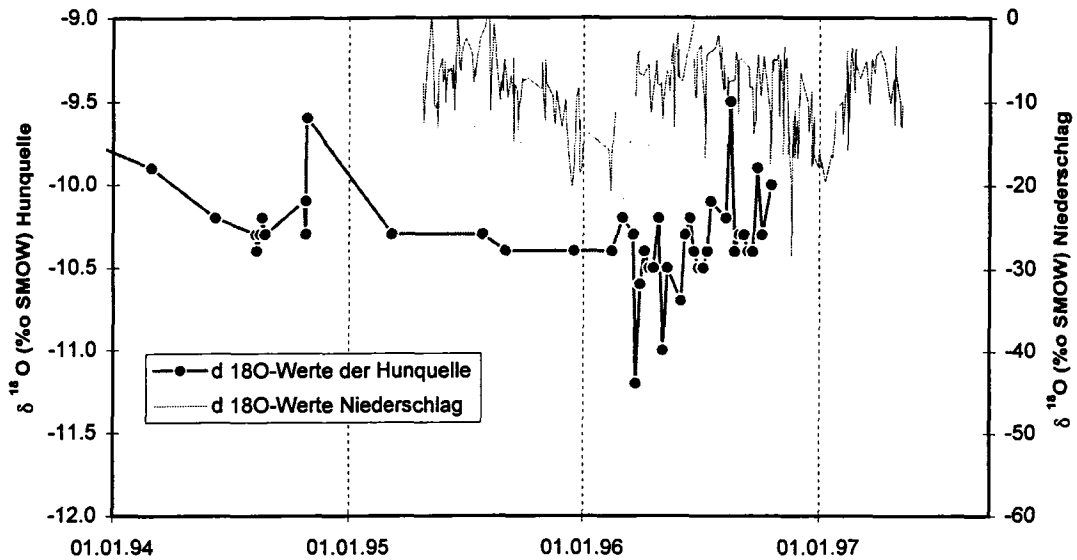


Fig. 33: Darstellung der Messwerte des stabilen Sauerstoffs während 3 Jahren bei der Hunquelle im Vergleich zu den Werten der Niederschlagsmessstation Herbetswil. Der Jahreszyklus von 4 Jahren kann nur vermutet werden.

In der Figur 33 sind die Schwankungen der Messwerte des stabilen Sauerstoffisotopes während einer Periode von 3 Jahren dargestellt. Die Entnahmen in den Jahren 1994 bis 1995 waren meist auf Niedrigwasserstände ausgerichtet. Ausnahmen davon sind die Proben vom Herbst 1994, sie führen zu kurzfristigen Ausschlägen. Eine spätere Entnahme im Spätherbst desselben Jahres führt dazu, dass die Werte weit ansteigen und so den Eindruck vermitteln, dass es zu einer Erhöhung der Basislinie kommt. Erst ab 1996 erfolgte die Entnahme der Wasserproben wöchentlich. Dabei ist gut zu erkennen, dass die Werte des ^{18}O keinen geradlinigen Verlauf, wie z. B. bei der Hammerquelle, aufweisen, sondern im Verlaufe des Jahres stetig leichter werden.

3.4 Gärbiweiher

Der Gärbiweiher mit seiner Austrittsstelle innerhalb der Klus von Balsthal stellt sicherlich eine der interessantesten Quellen dar. Sein Einzugsgebiet befindet sich primär im Haupttrogenstein des Antiklinalkerns der Weissensteinkette. Im Gegensatz zu den Einzugsgebieten in den Malmkalken können hier sehr viele Dolinen, ja gebietsweise sogar ganze Dolinenreihen beobachtet werden. Der Haupttrogenstein wird wahrscheinlich noch zusätzlich von Dolinenreihen aus den darüberliegenden Serien der Birmensdorfer- und eventuell Effingerschichten gespeisen. Die Karstsysteme dieser Kalkschichten haben in bestimmten Gebieten keine Möglichkeiten, seitlich entwässern zu können.

Da ein hydrologischer Kurzschluss dieser Dolinenreihen zum Haupttrogenstein, zum Beispiel in den Hochtälern von Hinteregg bis Hint. Schmiedenmatt (Figur 11) von der stratigraphischen und tektonischen Lage her wahrscheinlicher ist, werden diese Einzugsgebiete zu dem des Haupttrogensteines gerechnet. Der Beweis dieser Annahme müsste allerdings durch weitere Färbversuche er-

bracht werden. Ein sehr kleines Einzugsgebiet des Gäربيweihers befindet sich noch direkt oberhalb seiner Austrittsstelle in der Klus von Oensingen-Balsthal.

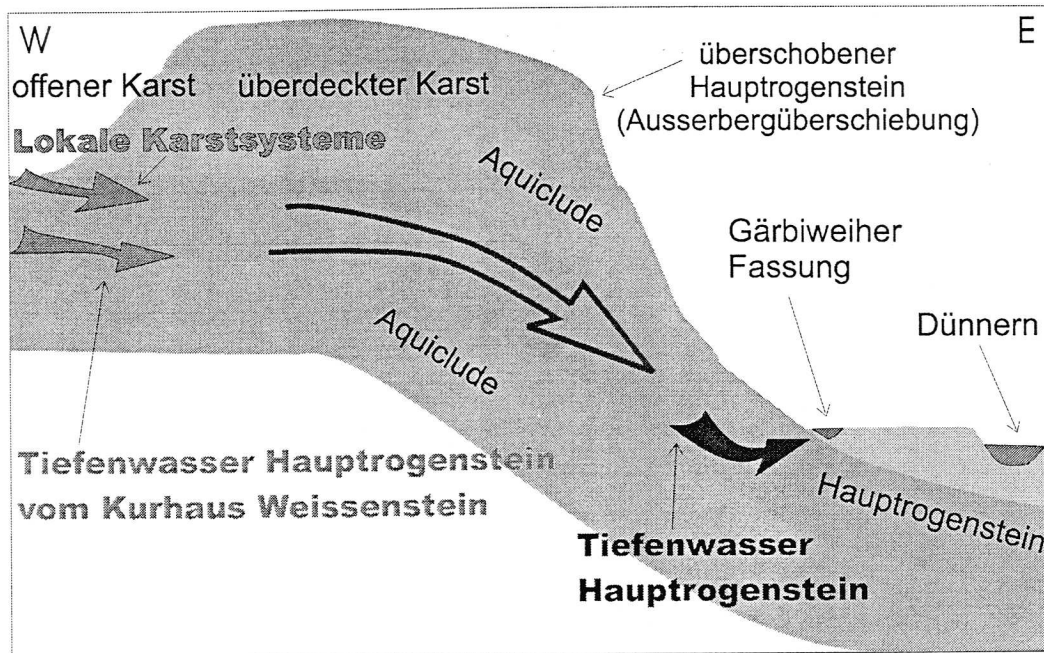


Fig. 34: Vereinfachte Darstellung der geologischen Situation beim Gäربيweiher. Dabei ist zu beachten, dass die Fassung der Quelle nicht grössenproportional eingezeichnet ist und der Schnitt von West nach Ost verläuft.

Wie schon im tektonischen Teil der Arbeit beschrieben wurde, taucht ca. 4 km weiter westlich der Haupttrogenstein steil in die Klus von Oensingen-Balsthal ab (Figur 34). Wegen der Ausserberggüberschiebung kommt es zusätzlich zu einer Abdeckung des Haupttrogensteines durch undurchlässige Schichten (Effingerschichten, Callovientone) innerhalb dieser Strecke. Der Haupttrogenstein (110 m Mächtigkeit) als Karstgrundwasserleiter fällt entlang der Distanz von 4 km von 1000 m NN um rund 500 m auf 500 m NN ab.

Der Gäربيweiher ist die einzige grosse, nicht überbaute Quelle innerhalb des Untersuchungsgebietes. Sie tritt ebenfalls aus dem Untergrund (Gehängeschutt) aus, aber direkt 5 m weiter westlich sind schon die Kalke des Haupttrogensteines anstehend. Der Gäربيweiher ist die dritte von der Firma von Roll gefasste Quelle. Allerdings wurde dabei der Quelle nachgegraben und um den Austritt herum eine Umfassungsmauer gebaut, so dass sich das darin austretende Wasser aufstaut, um dann über einen Überfall in die Dünnern zu fließen. Der Weiher kann soweit abgesenkt werden, dass die Quelle frei von der Seite aus dem Gehängeschutt abfließt.

Wegen dieser fast idealen Situation kann die Quellschüttung des Gäربيweihers, zumindest für den unteren Bereich, relativ genau bestimmt werden. Die Quelle hatte während der Jahre 1994 bis 1996 eine Maximalschüttung von 516 l/sec, eine Minimalschüttung von 21 l/sec und eine mittlere Schüttung von 148 l/sec.

Der Gärbiweiher liegt mit seinen mittleren Leitfähigkeitswerten in einem ähnlichen Bereich wie die Chaltbrunnenquelle. Allerdings sind die Schwankungen der Leitfähigkeit beträchtlich höher, wohingegen die Schwankungen der Temperatur vergleichbar mit denen der Chaltbrunnen- oder Hunquelle sind. Er gehört, wie die anderen grossen untersuchten Quellen auch, zum Kalzium-Hydrogenkarbonat-Typ (Ca-HCO_3). In der Tabelle 5 sind die statistischen Werte für die gemessenen chemischen Parameter des Trockenwetterabflusses vom Oktober 1994 eingetragen. Gegenüber den anderen drei grossen Quellen sind bei dieser Quelle die Werte des Sulfates, des Natriums, des Magnesiums und des Chlorides deutlich erhöht.

Tabelle 5: Werte der Leitfähigkeit und Temperatur von 1996 und die Konzentrationsverteilungen der wichtigsten chemischen Parameter von einem Trockenwetterabfluss (Oktober 1994) beim Gärbiweiher:

Temp.(°C)				Leitf. (uS)			
Max	Mittw.	Min	Streuung	Max	Mittw.	Min	Streuung
9.7	9.3	8.6	1.1	564	418	328	236

Ca	Na	K	Mg	HCO ₃	Cl	NO ₃	SO
(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)
78	2.8	1.0	4.4	238	3.4	0.8	15

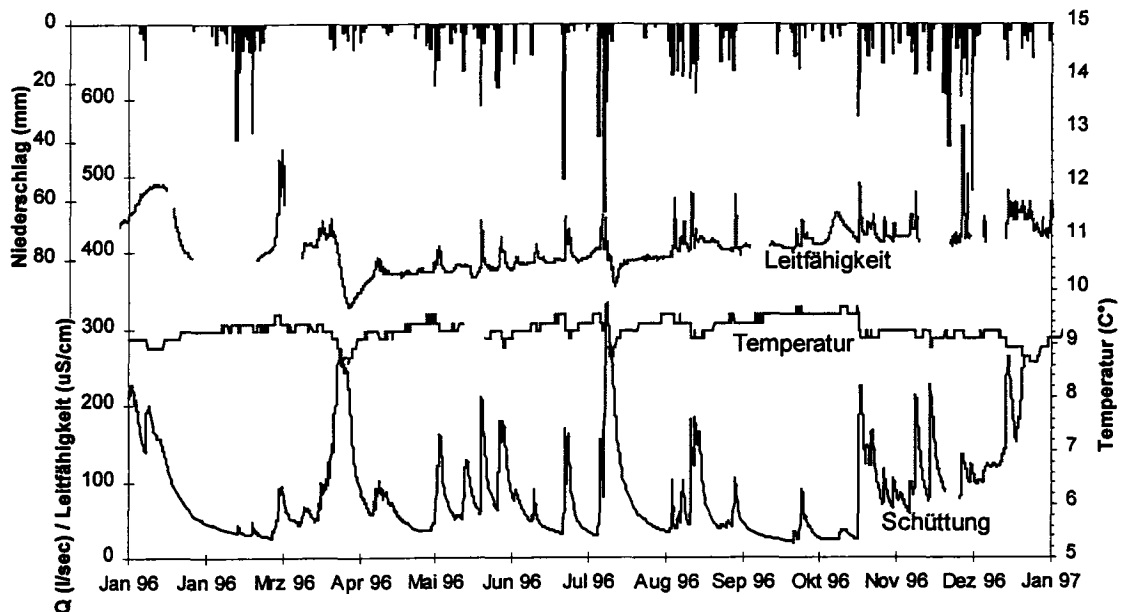


Fig. 35: Vergleich der drei wichtigsten physikalischen Messparameter des Gärbiweiher von 1996.

In der Figur 35 sind die Werte der Schüttung, der Leitfähigkeit und der Temperatur von 1996 eingetragen. Deutlich ist der wesentlich stärkere Anstieg der Grundleitfähigkeit ab Herbst 1996 zu erkennen. Im Gegensatz zur Hammerquelle mit einem Anstieg von ca. 3 uS und der Chaltbrunnenquelle mit einem Anstieg von ca. 30 uS ist beim Gärbiweiher ein Anstieg von rund 50 uS nach der Schneeschmelze im Frühjahr 1996 zu beobachten. Auch hier erfolgt wieder ein absenkender Ausgleich durch die Schneeschmelze zu Beginn des Jahres. Der Verlauf dieser beiden Parameter zeigt, dass der Gärbiweiher deutlich anders auf Niederschlagsereignisse reagiert als die Chaltbrunnenquelle.

Ein Durchgang des Regenwassers kann nur sehr selten (im Gegensatz zur Chaltbrunnenquelle) beobachtet werden, entweder während einer lang andauernden Schneeschmelze oder nach äusserst intensiven Niederschlagsereignissen. Die Ursache dafür ist in der geologisch speziellen Lage der zufließenden Karstsysteme zu finden (Figur 34), die zuerst eine bedeckte Karstzone durchqueren müssen.

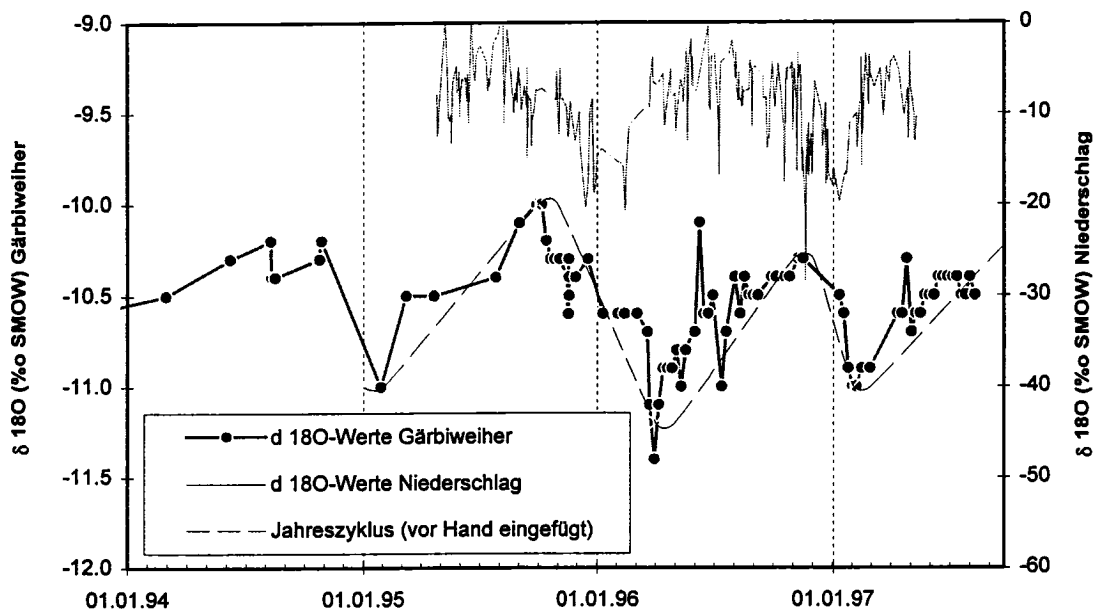


Fig. 36: Verlauf der ^{18}O -Werte des Gärbiweihers während mehrerer Jahre. Der jahreszeitliche Trend kann gut erkannt werden.

Wie auch Unterschiede bezüglich der Leitfähigkeit und der Temperatur zu den beiden anderen Quellen zu erkennen sind, ist auch ein deutlicher Unterschied bezüglich der Schwankungen der Isotopenwerte zu beobachten (Figur 36). Beim Gärbiweiher kann mit Hilfe der wöchentlichen ^{18}O -Werte eine jahreszeitlich verlaufende Tendenz beobachtet werden. Ihre Trendlinie wurde vor Hand eingetragen. Sie spiegelt die jahreszeitlichen Schwankungen wieder. Vor allem während des Jahres 1996 ist ein steiler Anstieg der ^{18}O -Werte klar zu erkennen. Die Amplitude dieses Zyklusses ist im Vergleich zu dem der Dünnern bei der Chaltbrunnenquelle mit ca. 1 ‰ relativ hoch.

4 Auswertung der Färbversuche

4.1 Grundlagen

4.1.1 Allg. hydrodynamische Eigenschaften der Gesteine

Das Grundwasser eines Gesteinskörpers erfüllt diesen zusammenhängend und bewegt sich in diesem unter dem Einfluss der Schwerkraft. Die Beschreibung der Fließvorgänge erfolgt nach der Terminologie der Hydrodynamik. Im folgenden sollen deshalb die wichtigsten Grundgleichungen der Hydrodynamik und der Hydraulik kurz dargestellt werden.

4.1.1.1 Kontinuitätsgleichung (Massenerhaltungssatz)

Bei einer gegebenen Durchflussmenge Q wird die Fließgeschwindigkeit durch das Kontinuitätsgesetz bestimmt. Dies bedeutet, dass bei einer inkompressiblen Flüssigkeit durch jeden Querschnitt A einer Röhre in der Zeiteinheit t das gleiche Volumen V bzw. die gleiche Masse m fließt:

Betrachtet man in unterschiedlichen Bereichen einer Röhre den Durchfluss, dann können folgende Gleichungen aufgestellt werden:

$$Q_1 = v_1 * F_1 \quad Q_2 = v_2 * F_2 \quad \rightarrow Q_1 = Q_2$$

mit: Q = Durchflussmenge in m^3/s

F_1 = Querschnittsfläche, welche die Flüssigkeit mit der Geschwindigkeit v_1 durchquert (m^2).

F_2 = Querschnittsfläche, welche die Flüssigkeit mit der Geschwindigkeit v_2 durchquert (m^2).

v_1, v_2 = Fließgeschwindigkeit der Flüssigkeit beim Durchströmen der Querschnittsfläche F_1 bzw. F_2 (in m/s).

4.1.1.2 Gesetz von Bernoulli (Energiegleichung der Hydrodynamik, gekoppelt mit dem Energie-Erhaltungssatz für ideale, inkompressible Flüssigkeiten)

Die Energiegleichung von Bernoulli bringt zum Ausdruck, dass bei der Bewegung einer idealen Flüssigkeit, also ohne Berücksichtigung der Reibungsverluste, die Summe aus potentieller Energie, Druckenergie und kinetischer Energie konstant ist:

$$z_1 + p_1 / (r * g) + v_1^2 / (2g) = E_1 = \text{const} = E_n = z_n + p_n / (r * g) + v_n^2 / (2g) = j$$

z = Bezugshöhe (m)

p = Druck der Flüssigkeit (in m Wassersäule)

r = Dichte der Flüssigkeit (kg/m^3)

g = Erdbeschleunigungskonstante (m/s^2)

j = Hydraulisches Potential (m-Wassersäule), gegeben durch potentielle Energie (z = Ruheenergie des Standortes), Druck der Flüssigkeit ($p / (r * g)$) und kinetische Energie ($v^2 / (2g)$).

Bei viskosen Flüssigkeiten, z. B. Wasser, nimmt die Gesamtenergie E während des Fließvorganges ab.

4.1.1.3 Reynoldszahl

Die Hydraulik befasst sich mit der Dynamik von reellen Flüssigkeiten. Dabei wird bei reellen Flüssigkeiten zwischen laminarer und turbulenter Strömung unterschieden. Um das Gesetz von Bernoulli, welches für ideale Flüssigkeiten abgeleitet wurde, anwenden zu können, mussten experimentelle, empirisch abgeleitete Koeffizienten eingeführt werden.

Das Kriterium, ob eine Flüssigkeit laminar oder turbulent ist, ist durch die Reynoldszahl (R_e) gegeben.

$$R_e = v * D / u$$

v = Geschwindigkeit der strömenden Flüssigkeit in einem Rohr (m/s)
 D = Durchmesser des durchflossenen Rohres (m)
 u = kinematische Viskosität (m^2/s)

Nach Bear (1979) geht ab einer Obergrenze von $R_e = 10$ eine laminare in eine turbulente Strömung über. Diese Zahl bezeichnet auch nach Langguth & Voigt (1980) die obere Gültigkeitsgrenze des Gesetzes von Darcy (siehe nächstes Kapitel).

4.1.1.4 Darcy's Gesetz

Die Beschreibung laminarer Fließvorgänge in isotropen porösen Medien, in Lockergesteinen und nach dem kontinuierlichen Modell (Snow 1965, Shuster & White 1971) auch in Kluftgesteinen erfolgt nach dem Gesetz von Darcy.

Darcy entwickelte 1856 auf empirischem Weg einen einfachen Zusammenhang zwischen Durchfluss Q durch eine Sandschicht und dem zugehörigen Unterschied dh der Wasserspiegellhöhe seiner Versuchsapparatur:

$$Q = k * F * dh/dl$$

Q = Durchflussmenge bzw. Volumenstrom (m^3/s)

F = Querschnittsfläche (m^2)

dh = Differenz der piezometrischen Höhe (m)

dl = Distanz in Fließrichtung bzw. Länge der Sickerstrecke (m)

K = Hydraulische Leitfähigkeit (= Durchlässigkeitsbeiwert nach Darcy K_D)

Dieses Gesetz kann auch noch in anderer Form geschrieben werden:

$$Q/F = q = K * dh/dl = K * i$$

q = spezifischer Durchfluss (= Darcy Geschwindigkeit V_D bzw. Filtergeschwindigkeit) (m/s)

i = hydraulischer Gradient = dh/dl

4.1.2 Qualitative und quantitative Auswertungen von Tracerversuchen

Tracerversuche geben primär Auskunft über Zusammenhänge zwischen Ein-speisestelle und einem oder mehreren Austrittsorten. Daher wurden zur Erforschung der Zusammenhänge von unterirdischen Fliesssystemen schon sehr früh künstliche Markierungsmittel (Tracer) eingesetzt (Käss 1992). Bis heute wurde ihre Anwendung vorwiegend für homogene Aquifere weiter verfeinert und erweitert. Über Tracerversuche in Karstsystemen sind viele unterschiedliche Experimente in der Literatur dokumentiert (Müller & Zötl 1980, Wacker & Jeannin 1984, Rey et al. 1985, Lavanchy et al. 1987, Jeannin et al. 1995, Jeannin & Beuret 1995, Atkinson et al. 1977, Leibundgut & Gospodaric 1986, etc.). Ihre Interpretation ist wegen der Komplexität der Karstsysteme jedoch bis heute weitgehend unbefriedigend. Im folgenden soll kurz die Entwicklung verschiedener Lösungsansätze dargestellt werden:

- Der erste Schritt einer Auswertung bestand darin, die Durchgangskurven als einen Transport durch ein homogenes Medium zu behandeln (Taylor 1953, Scheidegger 1961, Lenda & Zuber 1970, Bear 1972, 1979).
- Der zweite Schritt bestand darin, den Karstaquifer als eine Art 'black box' zu betrachten, die einen Input (Tracereingabe) mathematisch in einen Output (Durchgangskurve) transferiert. Diese Methode stellt sicherlich ein interessantes Werkzeug dar, um die verschiedenen Daten miteinander zu vergleichen. Die Schlussfolgerungen über die Karststruktur sind jedoch sehr eingeschränkt. Die wichtigsten Informationen über dieses Thema werden von verschiedenen Autoren behandelt (Dzikowski 1992, Guizerix 1988, Dzikowski et al. 1991, Doerflinger 1994, 1997).
- Der dritte Schritt bestand darin, den Weg des Tracers als einen Fliessweg mit einer damit verbundenen Dispersion zu kombinieren. Der erste eindimensionale Ansatz wurde von Sauty (1977) für poröse Aquifere entwickelt und wurde von verschiedenen Autoren auf heterogene Aquifere (Ptak & Teutsch 1994) und sogar für Karstaquifere (Meus 1993) angewendet. Dabei wird der Prozess der Dispersion als hydrodynamische Dispersion durch verschiedene Fliesswege angesehen. Da der Grundwasserdurchfluss jedoch nicht konstant ist, kann die scheinbare Dispersion aber auch durch unterschiedliches Fliessverhalten entstehen (Rossier & Kiraly 1992, Jeannin & Maréchal 1997). Der zweidimensionale Ansatz wurde vorwiegend von Seiler et al. (1989), Maloszewski & Zuber (1989) und Biver (1993) entwickelt. Dieser Ansatz wurde jedoch nie für gut untersuchte Karstgebiete angewendet und überprüft. Der dreidimensionale Ansatz mit mathematischen Simulationsmodellen zur Interpretation von Tracerdurchgangskurven scheint zu besseren Lösungsmöglichkeiten zu führen (Maréchal 1994, Jeannin & Maréchal 1995).

Wegen der Schwierigkeit der Interpretation der Tracerdurchgangskurven werden immer noch beschreibende konzeptuelle Modellvorstellungen verwendet, die Aussagen über mögliche Ursachen für die Tracerkurvenform erlauben. Im Rahmen der verschiedenen einfachen Auswertungsmöglichkeiten wird auf die möglichen Ursachen für die unterschiedlichen Tracerkurvenformen kurz eingegan-

gen. Für eine ausführlichere und mathematisch umfangreichere Beschreibung und vor allem vergleichende Studien sei auf die Arbeit von Doerflinger (1997) verwiesen.

Bei der Auswertung kann generell zwischen einer qualitativen und einer quantitativen Auswertung unterschieden werden:

- **Qualitative Auswertung:**

Bei dieser einfachsten Art der Auswertung wird primär zwischen einem positiven oder einem negativen Tracerergebnis unterschieden (Guizerix & Margrita 1976, Lepiller & Mondain 1986). Das bedeutet, dass bei den untersuchten Quellen der Farbstoff innerhalb einer bestimmten Untersuchungsperiode und Entnahmefrequenz nachgewiesen werden kann oder nicht. Mit einem positiven Nachweis ist die Verbindung zwischen Eingabestelle und Austrittsort (Quelle) belegt. Bei einem negativen Nachweis stellt sich häufig die Frage ob eine genügende Tracermenge eingegeben wurde, ob die Entnahme der Proben zum richtigen Zeitpunkt erfolgte, etc.. Zudem ist zu beachten, dass die Systeme je nach Wasserstand unterschiedliche hydrodynamische Bedingungen aufweisen können (Matthess & Stengel-Rutkowski 1967, Dzikowski 1992).

- **Quantitative Auswertung:**

Bei dieser Auswertung wird die Tracerdurchgangskurve analysiert. Dabei werden die verschiedenen Aspekte wie Rückgewinnungsrate, Durchgangszeiten oder Dispersivitäten untersucht. Vor allem zur Bestimmung der beiden letzten Parameter ist es notwendig die Tracerkurve mit einer ausreichenden Anzahl von Messpunkten bestimmt zu haben.

Im folgenden soll kurz die Berechnung der Rückgewinnungsraten und der Geschwindigkeiten beschrieben werden.

4.1.2.1 Berechnung der Rückgewinnungsrate.

Die ausgebrachte Tracermenge lässt sich aus der gemessenen Konzentrations-Zeit-Kurve und der zugehörigen Abflusskurve berechnen. Das Produkt aus Konzentration (mg/m^3) und Abflussmenge (m^3/s) zum Zeitpunkt t der Probennahme entspricht der momentanen Fracht (mg/s). Durch Integration über die Zeit kann die wiedergefundene Menge (M_r) des Markierstoffes bestimmt werden:

$$M_r = \int_0^{\infty} Q(t) * C(t) dt$$

Bestimmung der Rückgewinnungsrate in %:

$$R(\%) = M_i / M_r$$

M_i = eingegebene Menge des Tracers

Für eine geringe Rückgewinnungsrate können folgende Gründe verantwortlich sein (Doerflinger 1997):

- Unbekannte Nebenausstritte des Karstsystems.
- Adsorptionsprozesse.
- Rückhalten eines Teils des Tracers in immobilem Wasser.

4.1.2.2 Bestimmung der Geschwindigkeiten / Tracerkurvenformen

Für die Bestimmung der Geschwindigkeiten können verschiedene Zeiten verwendet werden (Figur 37).

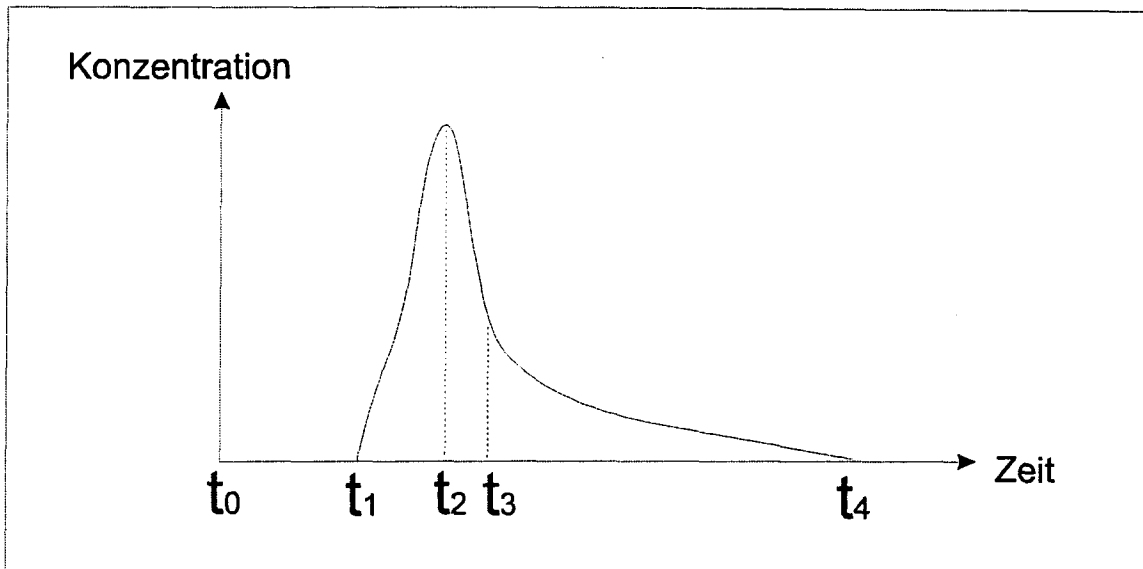


Fig. 37: Idealisierte Durchgangskurve für Markierversuche (abgeändert nach Meus 1994).

t_0 : Zeitpunkt der Tracereingabe.

t_1 : Zeitpunkt des ersten Auftretens des Tracers. Diese Zeit ist abhängig von der Nachweisgrenze bei der Analyse und der Häufigkeit der Probenentnahme. Da der anfängliche Konzentrationsanstieg sehr rasch erfolgt, kann sie bei guter Bestimmung des nachfolgenden ansteigenden Teiles der Kurve gut extrapoliert werden.

t_2 : Zeitpunkt der höchsten Konzentration. Sie ist auch definiert als die Zeit nach die Tracerkonzentration abfällt (Meus 1994). Normalerweise kann dieser Zeitpunkt gut erfasst werden. Je nach der Häufigkeit der Probenentnahmen und der daraus resultierenden Genauigkeit der Kurve kann er auch durch Interpolation ermittelt werden.

Häufig können mehrere Höchstkonzentrationen (Peaks) beobachtet werden (linke Darstellung in Figur 38). Dabei kann es auch zu einer höheren Konzentration bei den nachfolgenden Peaks kommen. In diesem Fall wird die Kurve als multimodal bezeichnet. Die Ursache der verschiedenen Peaks können auf folgende Einflüsse zurückgeführt werden (Atkinson et al 1973):

1. Unterschiedliche Fliesswege führen zu einem unterschiedlichen Eintreffen des Farbstoffes beim Quellaustritt (linke und mittlere Darstellung in Figur 38).
2. Unterschiedliches Fliessverhalten innerhalb des Aquifers während der Versuchsdauer (mittlere Darstellung in Figur 38).
3. Remobilisation des Tracers, z. B. durch einsetzende Niederschläge (linke Darstellung in Figur 38).

t3: Diese Zeit ist die Halbwertszeit. Sie ist dann erreicht, wenn die Hälfte der Tracermenge die Beobachtungstelle passiert hat. Dabei sollte das unterschiedliche Schüttungsverhalten der Quelle berücksichtigt werden.

t4: Diese Zeit widerspiegelt den Zeitpunkt des letzten Nachweises. Wie beim ersten Nachweis ist hier die Analyseempfindlichkeit wichtig. Je nach Art des Tracerabfalles und des weiteren Auslaufens der Tracerkurve kann t4 nicht immer genau bestimmt werden. Das Auslaufen des Tracers am Ende der Kurve kann von verschiedenen Prozessen beeinflusst (rechte Darstellung in Figur 38) werden (Dörfinger 1997):

1. Sorption.
2. Austausch mit stagnierendem Wasser.
3. Zeitweilige Immobilität des Wassers (Klüfte).
4. Durchfliessen von Karstwasserbecken (Jeannin & Maréchal 1997)

Anhand der verschiedenen Zeiten können folgende Geschwindigkeiten bestimmt werden:

- **Maximalgeschwindigkeit:**

Diese Geschwindigkeit wird aus der Zeit (t1) des ersten Auftretens des Markierstoffes und des Abstandes (Luftlinie) zwischen Einspeise- und Probenahmestelle ermittelt.

- **Dominierende Geschwindigkeit:**

Die Geschwindigkeit, die der Durchgangszeit (t2) der maximalen Tracerdurchgangskonzentration entspricht, wird als dominierende Geschwindigkeit bezeichnet.

- **Median-Geschwindigkeit:**

Diese Geschwindigkeit wird mit Hilfe der Halbwertszeit (t3) bestimmt. Sie ist von der Analyseempfindlichkeit und von der Art der Tracerkurve abhängig.

In einem heterogenen Fliesssystem, wie es bei Karstsystemen vorliegt, ergibt sich sehr schnell die Problematik bei der Auswertung der Markierversuche, dass die grossräumigen Fliessmuster von vielfältigen kleinräumigen Strömungsmustern überlagert sind. Gerade im Bereich von tektonisch unterschiedlich beeinflussten Karstsystemen kann es so zu einer Überlagerung der verschiedenen kleinräumigen Muster kommen, dass es schwierig ist, abschliessende Aussagen zu machen.

Aus diesem Grund wurden die verschiedenen Durchgangskurven primär qualitativ und eingeschränkt auch quantitativ (Rückgewinnungsrate, Durchgangszeiten) analysiert. Die Beschreibung der Durchgangskurve erfolgte in einem ersten Schritt deskriptiv, da ihre Form von verschiedenen Einflüssen (vgl. Figur 38) bestimmt wird, wie z. B. reversible Adsorption (rechte Darstellung in Figur 38), Diffusion in Nebenkluft und Matrix (rechte und mittlere Darstellung in Figur 38), unterschiedliche Fliesswege (linke oder mittlere Darstellung in Figur 38), Tracerfluss zu vorübergehend immobilem Wasser (linke Darstellung in Figur 38) oder stark turbulentem Fliessen (hydrodynamische Dispersion). Bei ungenügender Kenntnis von komplexen Karstwassersystemen mit einem hierarchischen Aufbau und wechselnden Kluftbreiten, wird die Separation und Zuordnung dieser Einflüsse jedoch unmöglich sein (Hötzl in Käss 1992).

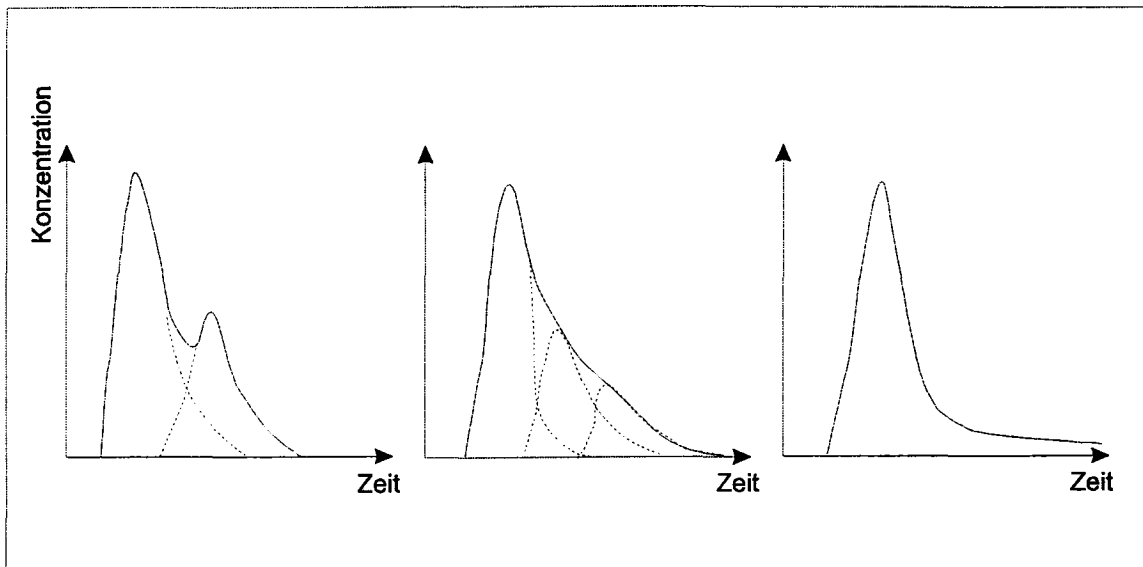


Fig. 38: Vereinfachte Darstellungen der unterschiedlichen Ausbildungen der Durchgangskurven von Tracerkurven (zusammengestellt nach Käss 1992, Dörfinger 1997).

4.2 Versuchsdurchführung

Um die Wechselwirkungen zwischen Tektonik und Karststruktur innerhalb des Untersuchungsgebietes erkennen zu können, wurden 1994 und 1995 zwei grosse Multitracerversuche realisiert. Die Einfärbung erfolgte an 13 (1994) bzw. 9 (1995) Stellen auf der Weissenstein- und Farisbergkette (Figur 39). Insgesamt wurden während jedem Tracerversuch ca. 60 Quellen über einen Zeitraum von 2 bis 3 Monaten auf die Tracerdurchgänge untersucht. Während der ersten zwei Wochen erfolgte die Entnahme der Proben soweit möglich täglich, danach wurde sie den Bedürfnissen entsprechend eingeschränkt. Die wichtigsten Ergebnisse dieser Multitracertests sind auf der Figur 39 eingetragen. Die Analyse der eingesammelten Proben wurde von der Firma Otz ausgeführt. Die Nachweisgrenze beträgt $1 \cdot 10^{-6} \text{ g/m}^3$ in Abhängigkeit der natürlichen Grundfluoreszenz des Grundwassers. Die Messgenauigkeit liegt bei $\pm 7 \%$ des angegebenen Wertes. Für die Durchführung der Tracertests wurden ausschliesslich folgende fluoreszierende Markierstoffe verwendet:

- Eosin (Eo)
- Naphtionate (Na)
- Lissamine (Li)
- Rhodamin (Rh)
- Sulforhodamin (Su)
- Fluorecein (Fl)
- Duasyne (Du)

In den Kapiteln 4.2, 4.3 und 4.4 werden die wichtigsten, während der Multitracerversuche erzielten Resultate anhand verschiedener Diagramme besprochen und vor allem in Kapitel 4.4 auf einzelne Tracerdurchgänge bei bestimmten Quellen konzentriert.

Dazu werden für eine systematischere Vorgehensweise die Ergebnisse der beiden Multitracerversuche von 1994 und 1995 in folgende drei verschiedene Gruppen gegliedert:

1. Tracerverlauf nur im Malm
2. Tracerverlauf nur im Hauptrogenstein
3. Tracerverlauf zwischen den beiden Hauptaquiferen (Malmkalke > Hauptrogenstein oder umgekehrt) entlang von Bruchzonen.

Zur letzten Gruppe (3) werden die Tracerverläufe gezählt, die entweder in den Malmkalcken eingegeben wurden und im Hauptrogenstein austraten oder umgekehrt.

Damit die einzelnen Diskussionen der jeweiligen Tracerdurchgänge vor allem in Kapitel 4.4 besser nachvollzogen werden können sind in Figur 39 im Kapitel 4.2 die besprochenen Ergebnisse in der geologischen Karte eingezeichnet.

Bei den Pfeilen die die Verbindungen zwischen Einspeisestellen und Austrittsorten in Figur 39 darstellen sind grösstenteils auch Angaben über verschiedene Parameter angeschrieben. Sie werden in folgender Reihenfolge angegeben:

1. Ersteinsatz des Tracers / (in Tagen)
2. Dominierende Geschwindigkeit / (in m/d)
3. % Rückgewinnungsrate / (in prozent. Anteil der inizierten Menge)
4. Höchstkonzentration (in 10^{-6} g/m³)

Der Ersteinsatz des Tracers konnte grösstenteils gut ermittelt werden, ebenso wie die dominierende Geschwindigkeit auch. Dabei ist zu beachten, dass die Werte qualitativ ermittelt wurden, weswegen sich bei sehr kurzen Aufenthaltszeiten Ungenauigkeiten wegen des nicht genau erfassten Ersteinsatzes bzw. des Maximums der Durchgangskurve ergeben.

Die Rückgewinnungsrate ist vorsichtiger zu interpretieren. Bei einzelnen Quellen wie der Hammerquelle und dem Gärbweiher konnte die Schüttung relativ

genau bestimmt werden. In diesem Fall wurde der ausgeschiedene Teil des Farbstoffes wieder in % der eingegebenen Menge berechnet, soweit die Schüttungen kontinuierlich aufgezeichnet wurden. Bei der Chaltbrunnenquelle und der Hunquelle wurden diese Berechnungen ebenfalls durchgeführt. Da die Schüttungsmenge zu den unterschiedlichen Niveaus jedoch nur ungenau gemessen werden konnte, sind diese Angaben nur als Werte zu gebrauchen, die in etwa die Grössenordnung wiedergeben.

Auch bei der Angabe der Höchstkonzentration ist darauf zu achten, dass die Probenahme auf ein Minimum reduziert wurde. Daher wurde wahrscheinlich nur sehr selten die absolute Konzentrationsspitze getroffen.

4.3 Allgemeine Übersicht: Interaktion Tektonik - Karst / Multitracerversuche

Während der Jurafaltung führte der Einfluss präexistenter Störungszonen wie rheintalisch streichende Bruchzonen (NNE-SSW), WE-verlaufende Flexuren und die damals herrschende Hauptspannungsrichtung zu tektonisch komplizierten Baustilen der Weissensteinkette. Ihre Geometrie ist primär durch eine Rücküberschiebung geprägt, deren Entstehung dazu führte, dass ältere Strukturen wie nordvergente Überschiebungen (z. B. Ausserbergüberschiebung) oder rheintalisch streichende Bruchzonen mitverfaltet wurden und es zur Ausbildung kleinerer ENE-WSW streichenden Überschiebungen im hangenden Teil der Überschiebung kam.

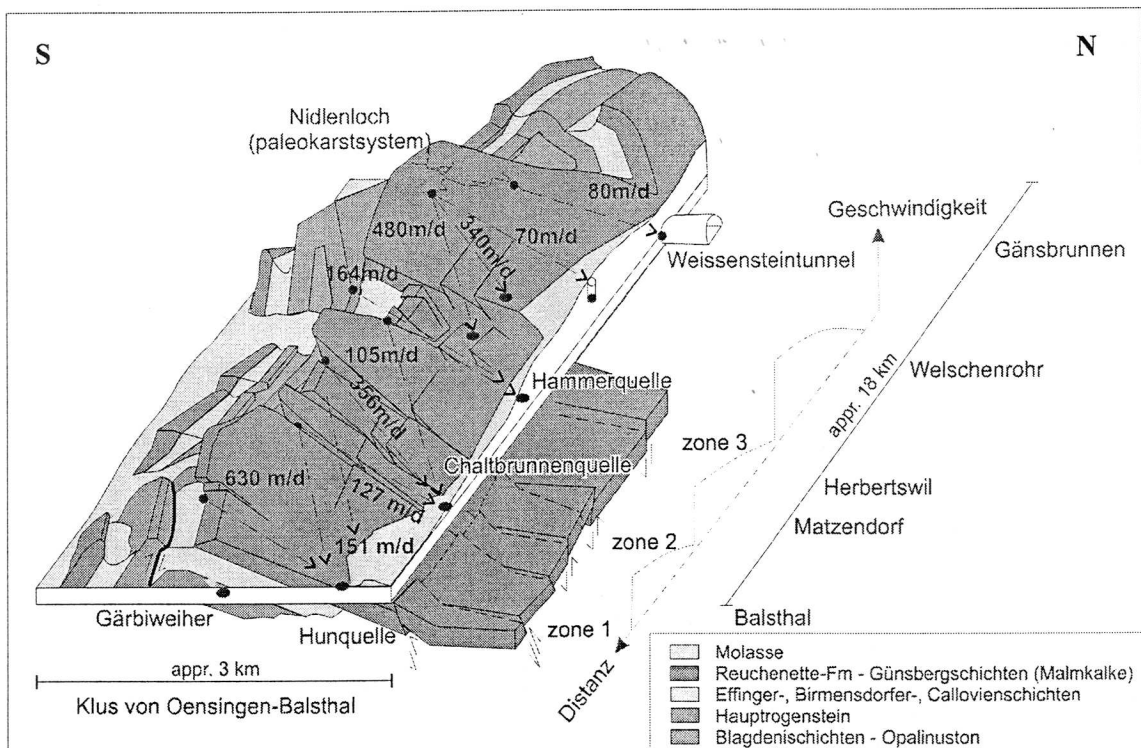


Fig. 40: Schematisierte Darstellung der Weissensteinantiklinalen mit den Bereichen der NNE-SSW streichenden Bruchzonen (Zone 1 bis 3) und deren Einfluss auf die Entwässerung des Karstaquifers entlang der Flanken. (Grünes Diagramm = Auswertung der Tracerverfahren in den Malmkalken, Kap.4.3).

Vor allem die präexistierenden NNE-SSW verlaufenden Bruchzonen dienten während der Faltung als "Leitschienen", die zu einem Umknicken der Weissensteinantiklinalen führten, was wiederum die Struktur der Karstsysteme deutlich beeinflusste.

Aufgrund der geologischen Situation befinden sich in der Weissenstein- und Farisbergantiklinale zwei grosse Karstaquifere im Haupttrogenstein und in den Malmkalken (Figur 40). Beide sind durch über 100 m mächtige undurchlässige Serien getrennt. Die Färbversuche zeigten, dass entlang der NNE-SSW verlaufenden Bruchzonen in Abhängigkeit zum jeweiligen Regime (Kompression / Extension) ein Austausch zwischen diesen beiden Systemen stattfinden kann.

Die Auswirkungen dieser Bruchzonen soll im folgenden nochmals genauer anhand von zwei konzeptuellen Modellen der Weissensteinantiklinalen erläutert werden. In den Figuren 39, 40 und 41 sind die wichtigsten Ergebnisse der beiden Multitracerversuche von 1994 und 1995 dargestellt.

- Zone 1

Der erste Streifen mit Bruchzonen tritt im östlichen Teil des Arbeitsgebietes auf. Er ist in den Malmkalken des Weissenstein Nordschenkels beobachtbar und verläuft danach in NNE-SSW Richtung direkt östlich an Balsthal vorbei. Ein Zusammenhang mit dieser Störungszone besteht zur Hunquelle. Sie entwässert einen Teil der Malmnordflanke direkt westlich der Klus von Oensingen-Balsthal (Figur 40). Weiter nach Westen, zwischen dieser Störungszone und der zweiten bei Matzendorf, kommt es an der Oberfläche zu keinem grösseren Quellaustritt.

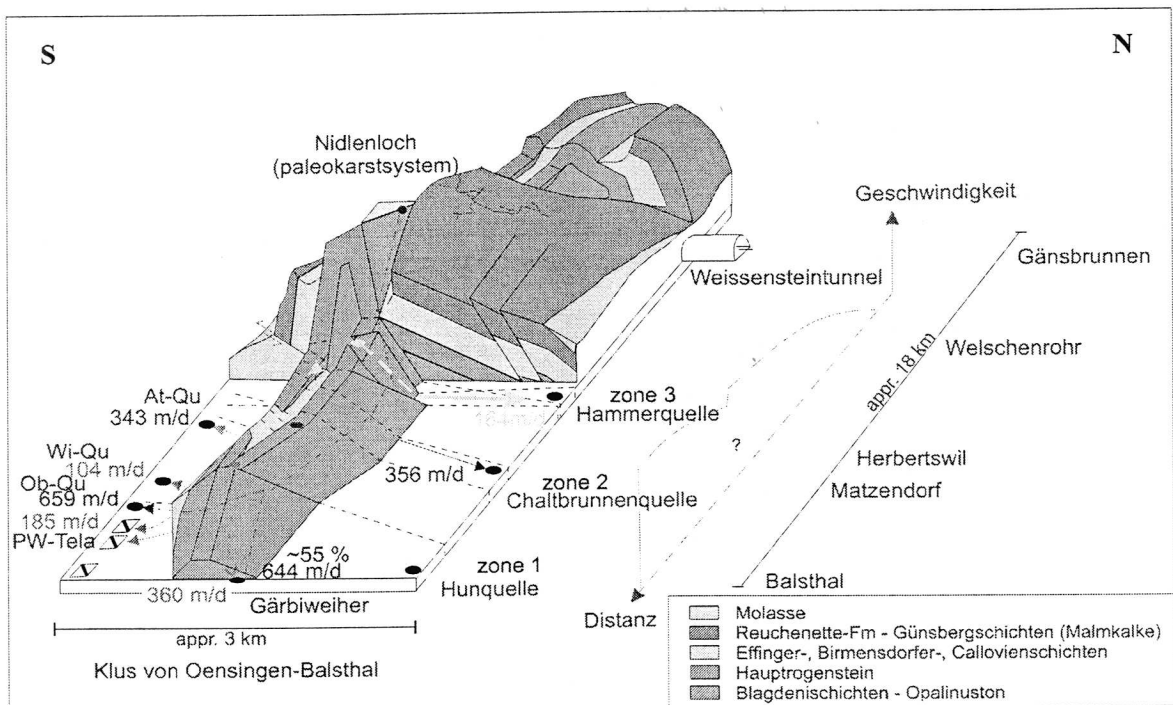


Fig. 41: Schematisierte Darstellung der Weissensteinantiklinalen mit den Bereichen der NNE-SSW streichenden Bruchzonen (Zone 1 bis 3) und deren Einfluss auf die Entwässerung des Karstaquifers entlang der Flanken. Im vorderen Teil sind die Schichten bis auf den Haupttrogenstein entfernt. (Grünes Diagramm = Auswertung der Tracerversuche im Haupttrogenstein, Kap.4.3).

Da es auf dieser Seite der Weissensteinkette, bedingt durch ihr seitliches Einknicken, zu einer kompressiven Tektonik kam (Figur 7), ist es unwahrscheinlich dass aus dem Kern der Antiklinalen Karstwasser entlang von Störungszonen durch die undurchlässigen Schichten in die Flanke entwässert. So wurden bei der Hunquelle nur Farbstoffe aus den Malmkalken beobachtet.

Auf der gegenüberliegenden Seite, im Bereich der Südflanke kam es zu einem Austritt des Farbstoffes aus dem Antiklinalkern (Hauptrogenstein) in die Quellen bei Oberbipp (Ob-Qu / Figur 41). Dieser Farbstoff wurde beim Kurhaus Weissenstein (Hauptrogenstein) eingegeben und gelangte durch das Tiefensystem im Hauptrogenstein zu dieser Quelle. Bei ihr konnten keine anderen Farbstoffdurchgänge von nahegelegeneren Einspeisestellen gefunden werden. Die restlichen in den Hauptrogenstein eingegebenen Tracer tauchten dafür in zwei weiteren Quellen (Wi-Qu, At-Qu) und in den Pumpwerken (PW-Tela) im Mittelland wieder auf (Figur 41). Damit ist der Abfluss der Karstsysteme in die grossen Grundwasservorkommen des Aaregäus nachgewiesen.

- Zone 2

Der zweite Bereich der Bruchzonen verläuft ebenfalls in NNE-SSW Richtung zwischen Herbetswil und Matzendorf (Figur 41). In dieser Zone erfolgt ein grosser oberirdischer Austritt des Wassers durch die Chaltbrunnenquelle bei Matzendorf. Neben dieser Quelle können noch weitere kleinere Quellaustritte bzw. –aufstösse beobachtet werden. Hier müsste daher eher von einer Gruppe von Quellaustritten gesprochen werden.

Topographisch wirkt sich der stetig nach E und W ansteigende bzw. verengende Talboden günstig auf einen grossflächigeren Austritt aus (Figur 39). Vor allem die im Osten liegenden Sedimente des auftauchenden Tertiärs bilden einen mehr oder weniger dichten Deckel auf dem Malm. Zudem sind die Austritte auf zwei tektonisch begünstigende Umstände zurückzuführen. Einerseits befinden sie sich innerhalb einer Zone mit deutlichen Bruchzonen. Andererseits kommt es hier zum zweiten Umknicken der Weissensteinkette, wobei der Bereich mit einer eher extensiven Tektonik auf die Nordseite zu liegen kommt. Das Abknicken der Antiklinale bewirkt hier nicht nur eine Entwässerung der Karstsysteme aus den Malmkalke der Nordflanke, sondern zusätzlich auch noch des tiefen Karstsystems im Hauptrogenstein, das sich im Bereich dieser Störungszone verzweigt und einen kleinen Teil seines Wassers in die Dünnerntalebene entwässert (roter Pfeil mit 356 m/d in Figur 41).

Wie sich diese Störungszonen und das Einknicken der Faltenachse auf der Südseite auswirken, kann nicht genau gesagt werden, da die tektonischen Verhältnisse noch nicht genau abgeklärt sind. Zudem scheint es ein Zusammenreffen oder Ineinanderlaufen der tektonischen Störzonen mit denen der dritten Bruchzone (Zone 3) zu geben, was die Interpretation stark erschwert. Auf jeden Fall konnte bei den untersuchten Quellen und Bachläufen auf dieser Seite der Tracer vom Kurhaus Weissenstein nicht nachgewiesen werden. Einzig ein

direkt in die Bruchzonen des Haupttrogenstein eingespiessenen Tracers konnte bei einer Quelle von Attiswil (AT-Qu) nachgewiesen werden (Figur 41).

- Zone 3

Die dritte NNE-SSW verlaufende Bruchzone verläuft im westlichen Teil des Arbeitsgebietes (direkt östlich von Welschenrohr). Die Störungszonen führen in diesem Bereich in der Weissensteinkette zur Ausbildung von ausgeprägten Versätzen, die auch im Haupttrogenstein innerhalb des Antiklinalteils beobachtet werden können. Eine Teilentwässerung dieses Gebietes findet durch die Hammerquelle in der Talverengung zwischen Welschenrohr und Herbetswil statt. Diese Quelle weist die konstanteste Schüttung aller untersuchten Quellen auf. Sie entwässert zumindest einen Teil der westlich davon gelegenen Malmnordflanke. Westlich von der Hammerquelle liegt der Talboden bei Welschenrohr am höchsten und fällt in Richtung Herbetswil relativ rasch ab. Vermutlich kommt es infolge dieser auch im Untergrund ausgebildeten "Schwelle" zur Bildung der ergiebigen Hammerquelle mit zuströmendem Wasser aus dem gespannten Karstaquifer der Malm- und sogar Haupttrogensteinantiklinalen und -synklinalen. Beim Färbversuch konnte bei dieser Quelle der Farbstoff von der Weissensteinnordflanke (Schitterwald und Solmattwald) in sehr geringen Mengen nachgewiesen werden (Figur 39, 40). Interessanterweise gelangte aber auch der Farbstoff aus dem Haupttrogenstein beim Balmberg in diese Quelle, womit zumindest ein lokaler Einfluss nachgewiesen werden konnte (gelber Pfeil in Figur 41). Dieser Farbstoff wurde zusätzlich in einer Quelle (= BA-Roll in Figur 39) aus dem Muschelkalk auf der Südflanke nachgewiesen.

- Zone 4

Die vierte Bruchzone befindet sich westlich des Weissensteintunnels. Hier soll nur kurz erwähnt werden, dass die im Höhlensystem Nidlenloch (Malmkalke) eingegebenen Tracer in den Quellen des Weissensteintunnels aus dem Malmkalke wie auch aus dem Haupttrogenstein wieder aufgefunden wurden. Sie flossen damit auch entgegen der allgemeinen Tendenz von E nach W.

4.4 Distanz versus dominierende Geschwindigkeit

Die Distanz wird aus der direkten Verbindung zwischen dem Einspeiseort und dem Austrittsort des Tracers (Meter = m) ermittelt; die Geschwindigkeit aus der ersten Ableitung dieses Weges nach der Zeit (Tagen = d). Die Geschwindigkeit wird hier mit m/d angegeben.

Vergleicht man die dominierende Geschwindigkeit (aus Distanz – Tracermaximum), bzw. die Geschwindigkeit ermittelt anhand des Ersteinsatzes des Tracers, dann können die verschiedenen Gruppierungen Hinweise auf gewisse Charakteristiken des Karstsystems geben. Bei dieser Interpretation sind jedoch auch immer Randbedingungen, wie z. B. geologische Situation, Lage der Einspeisestelle im Einzugsgebiet, Art des Einspeiseortes etc. mitzubersichtigen.

Gruppe 1 (Malmkalke)

In Figur 42 sind die verschiedenen Geschwindigkeiten der Tracerverläufe in den Malmkalken gegen die entsprechende Distanz aufgetragen. Es kann kein eindeutiger Trend beobachtet werden. Mit den Pfeilen in der Figur 42 ist ein möglicher Trend durch die jeweiligen Maximalwerte der Geschwindigkeiten der entsprechenden Distanzen angedeutet. Dabei erfolgt eine schnelle Geschwindigkeitszunahme innerhalb der ersten 2 bis 3 km. Danach flacht der Trend ab und scheint sich asymptotisch gegen einen Höchstwert von ca. 800 m/d anzunähern. Die grösste Geschwindigkeit wird durch einen Tracerdurchgang bei einer der grössten Quellen im Untersuchungsgebiet (Hunquelle, vgl. Figuren 39, 40) gegeben. In der Figur 42 ist er mit Hu-95-Su bezeichnet. Dieser Tracer floss dabei durch keine der im vorigen Kapitel erwähnten Störungszonen. Ein anderer Tracer (Hu-94-Su), der bei der gleichen Quelle beobachtet wurde, besitzt dagegen eine wesentlich niedrigere Geschwindigkeit. Die unterschiedliche Geschwindigkeit der beiden Tracer ist dadurch bedingt, dass der Tracer Hu-94-Su im Gegensatz zum Tracer Hu-95-Su fast die ganze Bruchzone No. 2 (Figur 5, 39) durchqueren musste. Er wurde am westlichen Rand dieser grossen Störungszone eingegeben (Bach der in eine Doline floss). Die Fliessgeschwindigkeit des Tracers wurde beim Durchqueren der Bruchzone so stark vermindert, dass seine Geschwindigkeit nur noch bei 151 m/d liegt.

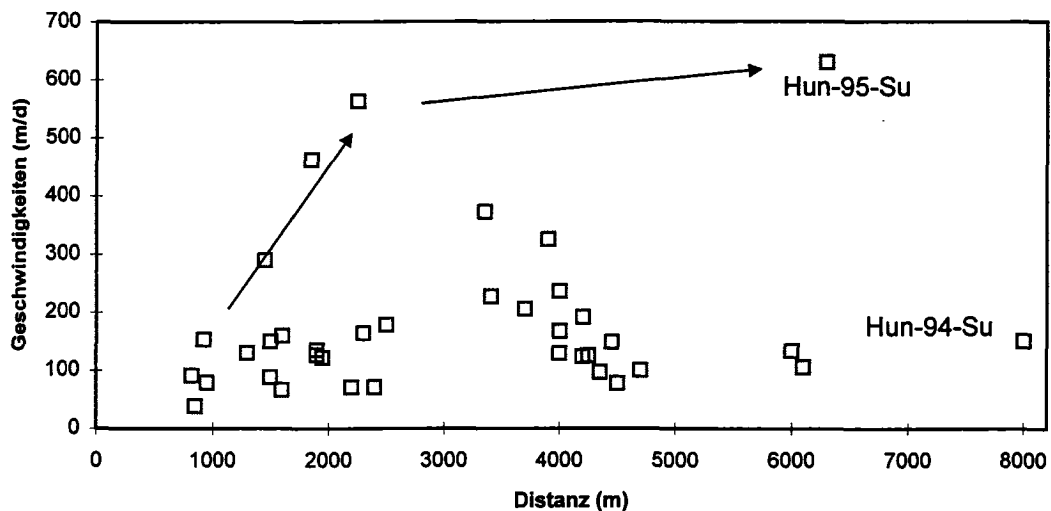


Fig. 42: Vergleich der Geschwindigkeiten der Tracerdurchläufe im Malm in Abhängigkeit zur Distanz.

Der Farbstoff von Hu-95-Su entspricht demjenigen, der im Horngraben (östlich Rüttelhorn / Figur 11, 39) in die Malmkalke eingegeben wurde (versickernder Bach) und zusätzlich auch noch beim Gärobiweiher im Hauptrogenstein auftauchte. Seine Eingabestelle lag damit auf der östlichen Seite der Bruchzonen No. 2 (Figur 5). Auf seinem Weg bis zur Hunquelle sind keine dilatativen Störungszonen anzutreffen die einen drainierenden Einfluss auf die Karstsysteme innerhalb der Malmkalke haben. Seine mittlere Fliesszeit beträgt 630 m/d und ca. 20 % des eingegebenen Farbstoffes wurde durch die Hunquelle wieder zu-

rückgewonnen. Diese Unterschiede zeigen deutlich die hydrodynamisch hemmende, wie auch lateral drainierende Wirkung dieser Störungszone auf das Karstsystem in den Malmkalke.

Die restlichen Punkte unterhalb dieses Trendes bilden, resp. zeigen keinen Zusammenhang. Wahrscheinlich kommt es hierbei zu einer Überlagerung verschiedener störender Einflüsse, die nicht mehr voneinander getrennt werden können.

Gruppe 2 (Hauptrogenstein)

Bei der zweiten Gruppe kann bezüglich der zunehmenden Geschwindigkeit besser ein Trend erkannt werden als dies in den Malmkalken der Fall ist. Hier erfolgt ebenfalls eine Zunahme der Geschwindigkeit mit zunehmender Distanz. Der Verlauf dieses vermuteten Trendes hat die Form einer Hyperbel (Figur 43).

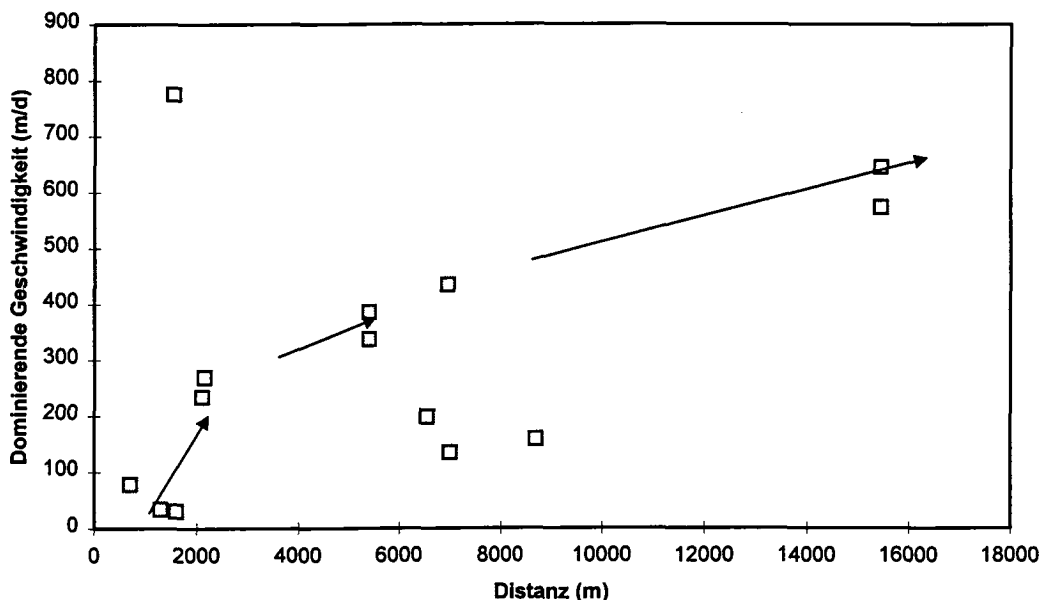


Fig. 43: Vergleich der dominierenden Geschwindigkeiten der Tracerdurchläufe im Hauptrogenstein in Abhängigkeit zur Distanz.

Dies bedeutet, dass die Geschwindigkeit gegen einen konstanten Wert läuft (ca. 700 m/d). Vermutlich ist dies durch die Tatsache gegeben, dass der Hauptrogenstein im Innern der Antiklinale durch die Einbettung in undurchlässige Schichten primär zur Entwässerung des topographisch tiefstliegenden Vorfluters innerhalb der Klus von Oensingen-Balsthal beiträgt (Gäbiweiher oder weitere unterirdische Austritte). Eventuell war dadurch schon in einem relativ frühen Stadium der Karstentwicklung und damit auch über eine längere Zeit eine Hauptentwässerungsrichtung der Karstsysteme vorgegeben, die wegen ihrer

schützenden Einbettung von der drainierenden Beeinflussung der Bruchzonen relativ unbeeinflusst blieb.

Neben diesem Trend sind noch drei weitere Tracerdurchgänge zu beobachten, die im Verhältnis zur Distanz tiefere Geschwindigkeiten aufweisen. Eine Ursache für diese niedrigere Geschwindigkeit könnte dadurch gegeben sein, dass die Tracer zuerst in lokale, schlecht entwickelte Systeme gelangten, dort abgebremst wurden und danach erst in das Hauptsystem gelangten.

Ein einziger Tracerdurchgang befindet sich oberhalb des vermuteten Trends. Es handelt sich dabei um eine Quelle (Ba-Tela4 /Farbstoff Su von 1994) die in der Klus von Balsthal-Mümliswil austritt. Sie ist ebenfalls eine der grössten Quellen im Untersuchungsgebiet (Schüttung auf ca. 30-50 l/sec geschätzt), vergleichbar mit dem Gäbiweiher in der Klus von Oensingen-Balsthal. Der Tracerdurchgang dieser Quelle (Ba-Tela4) weist eine sehr hohe Geschwindigkeit im Vergleich zur ermittelten Distanz auf. Ein Tracer, der ebenfalls in dieser Quelle beobachtet, aber in grösserer Entfernung eingegeben wurde, liegt dagegen auf der vermuteten Trendlinie. Diese Unterschiede sind damit zu erklären, dass der Tracer mit der hohen Geschwindigkeit wahrscheinlich direkt in das relativ grosse Hauptkarstsystem gelangte und wegen der kurzen Distanz bis zum Hauptaustrittsort ohne Behinderung durch tektonische Störzonen direkt bis zum Austrittsort der Quelle gelangte. Die nahe Lage des Einspeisortes (1'500 m) und die grosse Höhendifferenz (300 m) bewirkten wahrscheinlich auch noch eine zusätzliche Beschleunigung des Tracers, wegen des relativ hohen Verhältnisses zwischen Höhe und Distanz.

Gruppe 3 (Bruchzonen zwischen den beiden Hauptkarstaquifern)

Bei der dritten Gruppe wurden nur die Tracerdurchgänge verglichen, die zwischen den beiden Hauptaquifern (Malmkalke und Haupttrogenstein) durch undurchlässige Schichten wechselten (Figur 44).

In dieser Gruppe können keine Trends mit Hilfe der vorhandenen Datenbasis bestimmt werden. Es können jedoch primär zwei Gruppen unterschieden werden:

Die erste Gruppe befindet sich im unteren linken Teil der Figur 44. Sie wird hauptsächlich von Tracern dominiert, die in den Haupttrogenstein eingegeben wurden und in Quellen innerhalb des Malmes oder am Weissensteinsüdfuss in den grossen Sackungsmassen wieder auftauchen (H-M).

Die zweite Gruppe befindet sich auf der rechten Seite des Diagrammes und ist ausschliesslich durch Tracerverläufe gekennzeichnet die vom Haupttrogenstein in die Malmkalke (H-M) übertraten. Davon etwas abgesondert befindet sich ein weiterer Punkt der einen Tracerverlauf von den Malmkalken in den Haupttrogenstein darstellt.

Inwieweit hier Zusammenhänge bestehen ist nicht weiter eindeutig zu bestimmen. Betrachtet man den einzelnen Punkt ausserhalb der beiden Gruppen als

Ausreisser, dann könnten die beiden Gruppen eventuell wieder Teile eines hyperbelförmigen Verlaufes darstellen, der, ähnlich wie bei den beiden vorhergehenden Diagrammen, gegen einen bestimmten Wert von rund 700 m/d läuft. Um dies belegen zu können müssten jedoch weitere zusätzliche Untersuchungen im Bereich der Distanzen zwischen 4 und 8 km durchgeführt werden.

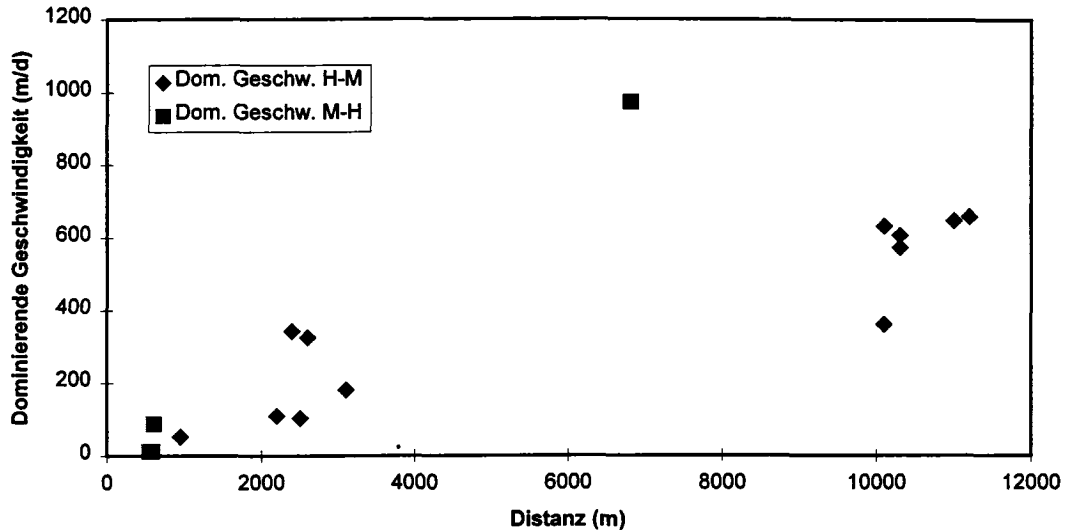


Fig. 44: Vergleich der dominierenden Geschwindigkeiten der Tracerdurchläufe durch Bruchzonen in Abhängigkeit zur Distanz.

4.5 Verhältnis dh/dl versus Geschwindigkeit

Da bei den vorliegenden Untersuchungen die Lage des Wasserspiegels nicht direkt bestimmt werden konnte, wird für die Korrelationen das Verhältnis Höhendifferenz dh (Tracereingabe und Quellaustritt) / Distanz dl (Tracereingabe und Quellaustritt) verwendet.

Es wird hier wie im Kapitel vorher zwischen denselben drei verschiedenen Gruppen unterschieden.

Gruppe 1 (Malmkalke)

Bei dem gegenseitigen Vergleich der Geschwindigkeiten und der dh/dl -Verhältnisse in den Malmkalken kann keine Tendenz festgestellt werden. Die Daten bilden eine Punktwolke. Allgemein kann gesagt werden, dass die höchsten Geschwindigkeiten in den Bereichen mit den niedrigsten dh/dl -Verhältnissen liegen.

Bei den Quellen mit einer Schüttung > 1000 l/min können Unterschiede festgestellt werden, die wieder auf die NNE-SSW streichenden Bruchzonen zurückzuführen sind, da diese zu einer starken Abminderung der Fließgeschwindigkeit führen. So ist z. B. der Farbstoff bei der Quelle Hu-95-Su nicht durch eine die-

ser grossen Bruchzonen geflossen, wogegen ein anderer Farbstoff bei derselben Quelle (Hu-94-Su) die ganze Bruchzone Nr. 2 durchqueren musste.

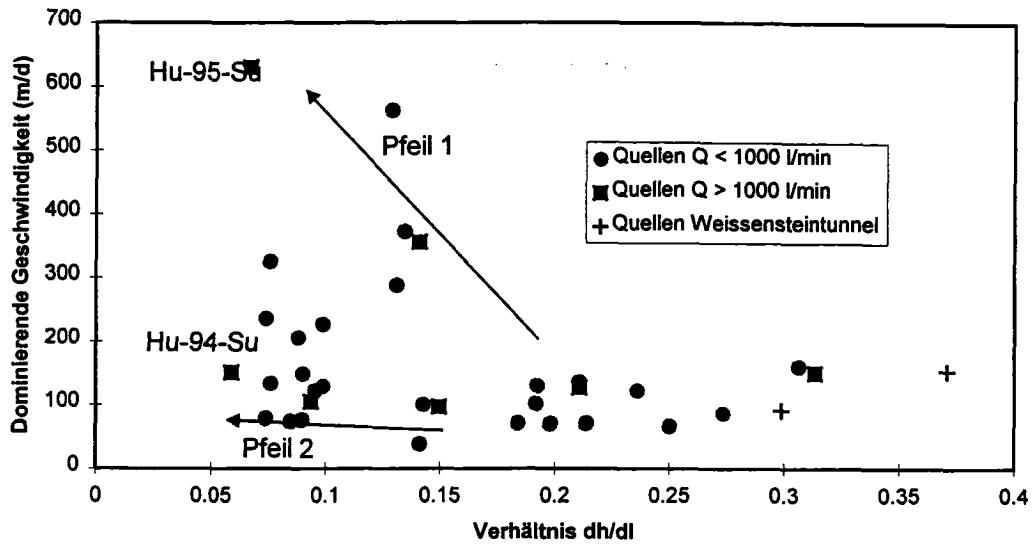


Fig. 45: Vergleich der Geschwindigkeiten und der Verhältnisse dh/dl für die Tracerverläufe im Malmkalk.

Gruppe 2 (Hauptrogenstein)

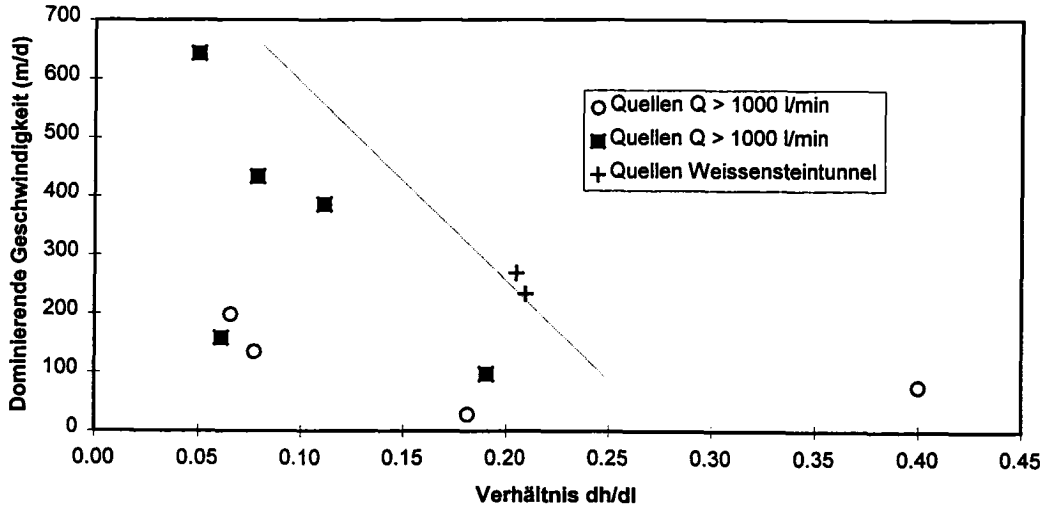


Fig. 46: Vergleich der Geschwindigkeiten der Tracerdurchläufe im Hauptrogenstein im Vergleich zu dh/dl.

Betrachtet man die Figur 46, dann ist kein Trend zu erkennen. Es ist jedoch möglich, eine oberste Gerade in die Figur zu legen, die allgemein zeigt, dass die höchsten Geschwindigkeiten bei den niedrigsten dh/dl-Verhältnissen auftreten. Am Schluss dieses Abschnittes wird auf diesen Widerspruch eingegangen.

Gruppe 3 (Bruchzonen)

Vergleicht man die Geschwindigkeiten der Tracerdurchläufe zwischen den beiden Hauptkarstaquiferen (Haupttrogenstein und Malmkalke) mit den entsprechenden Verhältnissen von dh/dl , dann ist deutlicher als bei Gruppe 2 eine Tendenz zu erkennen. Sie zeigt auch wieder eine Zunahme der Geschwindigkeit mit abnehmendem Verhältnis dh/dl .

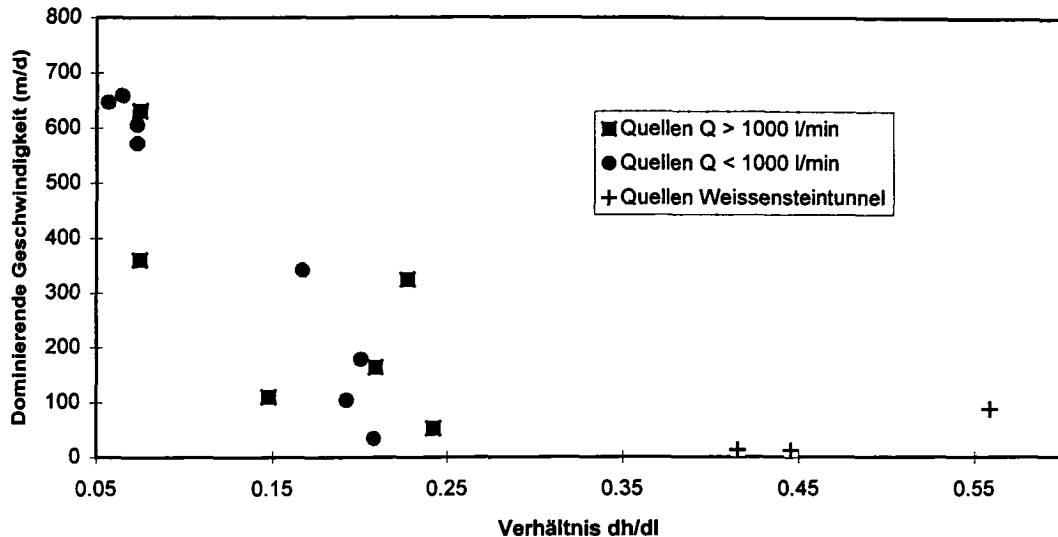


Fig. 47: Vergleich der Geschwindigkeiten und der Verhältnisse dh/dl für die Tracerverläufe zwischen den beiden Hauptkarstaquiferen.

Bei allen drei Figuren lagen die höchsten Geschwindigkeiten immer in den Bereichen mit den niedrigsten dh/dl -Verhältnissen. Würden diese dh/dl -Verhältnisse dem hydraulischen Gradienten entsprechen, dann wäre dies unlogisch, da mit steigendem hydraulischen Gradienten eine Erhöhung der Geschwindigkeit zu erwarten ist. Dafür können verschiedene Gründe verantwortlich sein:

- Wollte man die berechneten dh/dl -Werte mit dem hydraulischen Gradienten gleichsetzen, dann müsste davon ausgegangen werden, dass der Wasserspiegel mit der Terrainoberfläche identisch ist. Dies ist jedoch sicherlich nicht der Fall. Typisch für den Karst ist eine tiefere Lage des Wasserspiegels, der zudem unabhängig von der Topographie sein kann. Der hydraulische Gradient ist von der Durchlässigkeit bzw. dem Durchflussquerschnitt abhängig. Beides sind Werte, die innerhalb des Untersuchungsgebietes nicht bestimmt werden konnten. Da keiner dieser wichtigen Parameter bestimmt wurde, ist es unmöglich hier genauere Aussagen zu machen. Es ist eher der Fall, dass die hydraulischen Gradienten andere Werte besitzen als die berechneten dh/dl -Werte.
- Geht man davon aus, dass die berechneten dh/dl -Werte eine ähnliche Tendenz wie der reale hydraulische Gradient aufweisen, dann könnte für die oben gemachten Beobachtungen eine mögliche Erklärung darin bestehen,

die Fließwege in lokale langsame Systeme und in ein schnelles Hauptsystem zu unterteilen (Figur 48).

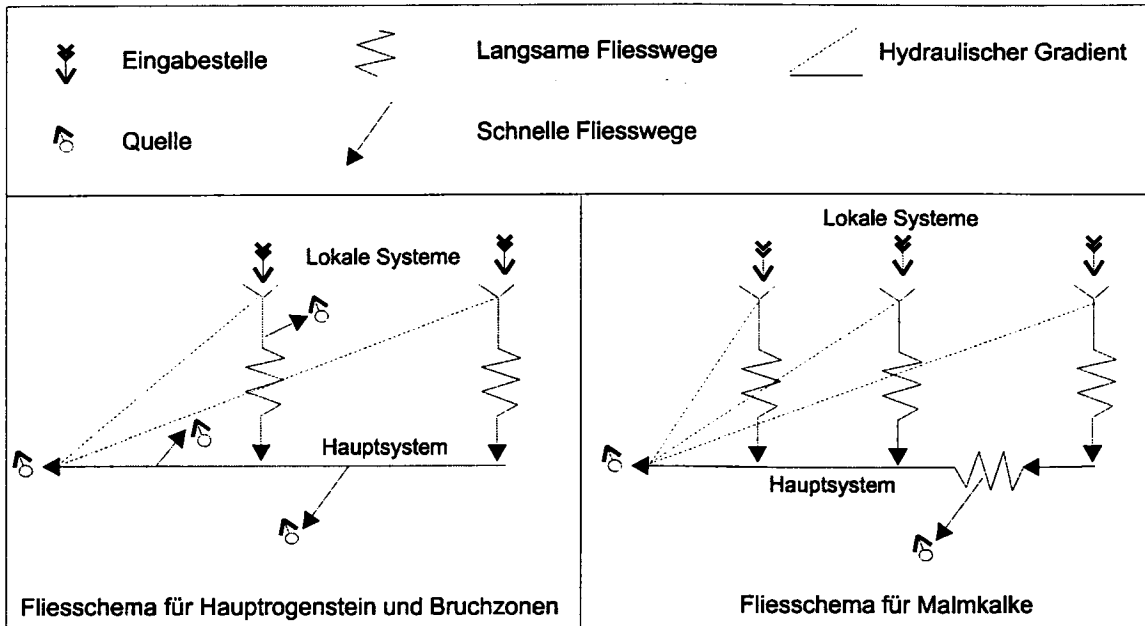


Fig. 48: Vereinfachtes Modell zur Erklärung der unterschiedlichen Geschwindigkeitsverteilungen in den Karstsystemen.

Haupttrogenstein:

Hier wird das tiefer liegende Hauptsystem von einzelnen lokalen Systemen gespeist. Diese Systeme entwässern primär seitwärts (z. B. nach Süden ins Mittelland) und geben einen Teil ihres Karstwassers nach unten in das tiefer liegende System ab (vgl. Kapitel 5.2). Diese Verbindung (Zickzacklinie in Figur 48) ist jedoch schlecht durchlässig und führt daher zu langsameren Fließzeiten. Dagegen weist das tiefer liegende, gut ausgebildete Hauptsystem eine gute Durchlässigkeit und damit auch höhere Geschwindigkeiten auf. Erfolgt nun ein Wassereintritt durch ein lokales System nahe bei der Quelle (linker senkrechter Pfeil im Haupttrogensteinsystem in Figur 48), dann ist das Verhältnis dh/dl relativ gross, wogegen der Anteil von langsam fließenden Bereichen (Zickzackkurve) und schnell fließendem Tiefensystem in etwa gleich gross ist. Betrachtet man dagegen eine weiter entfernte Eingabestelle (rechter senkrechter Pfeil im Haupttrogensteinsystem in Figur 48) bei dem ein Teil des Wassers ebenfalls durch einen schlecht durchlässigen Bereich nach unten in das tiefere System abgegeben wird, dann ist der Anteil des schnell fließenden tiefen Systems gegenüber dem Anteil der langsamen Zone wesentlich grösser, obwohl das Verhältnis dh/dl gegenüber der näher liegenden Eingabestelle geringer ist. Dieses System von kommunizierenden lokalen und tieferen Systemen könnte so dazu führen, dass mit abnehmendem dh/dl -Verhältnis die Geschwindigkeit erhöht wird.

Malmkalke:

Bei den Malmkalke gilt für die Bereiche zwischen den NNE-SSW verlaufenden Bruchzonen das gleiche Prinzip wie beim Haupttrogenstein. Muss ein

Tracer (Karstsystem) jedoch eine dieser Bruchzonen durchqueren, dann wird die Geschwindigkeit zusätzlich verlangsamt, so wie dies auch beobachtet werden konnte (siehe Tracerdurchgang bei Hu-94-Su und Hu-95-Su bei Gruppe 1 weiter oben und in Figur 49).

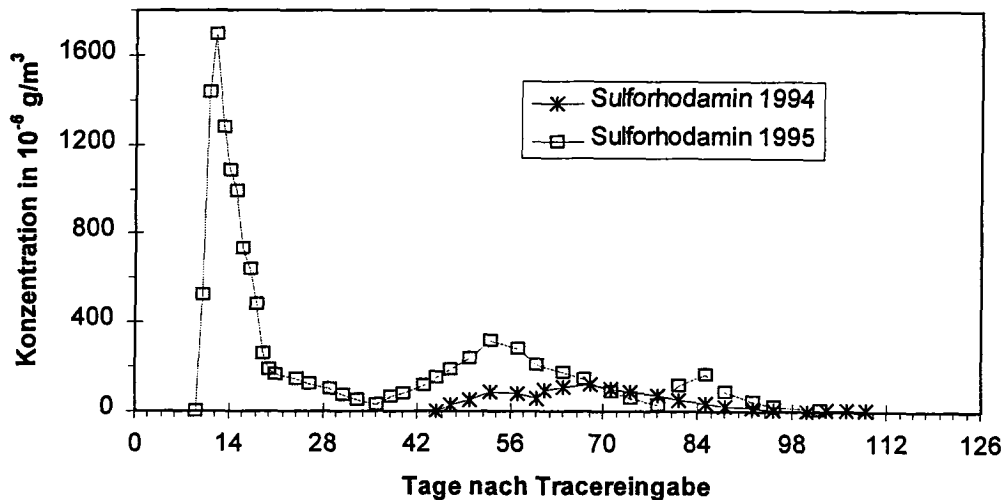


Fig. 49: Darstellung der Durchgangskurve des Sulforhodamin (Su) von 1994 und 1995 bei der Hunquelle.

4.6 Interpretation der wichtigsten Tracerdurchgangskurven

In den folgenden Abschnitten sollen anhand verschiedener Durchgangskurven die Charakteristiken der verschiedenen Quellen und ihre Fließwege diskutiert werden. Alle Bezeichnungen der Quellen beziehen sich auf die Figur 39. In den Diagrammen bei denen die Schüttungsmenge miteingetragen ist, wird nur der relative Verlauf der Schüttungsmenge berücksichtigt.

Wegen der grossen Konzentrationsunterschiede der gemessenen Tracerdurchgänge wurden alle Kurven ausgehend von ihrer höchsten gemessenen Konzentration auf 100 % normiert. Dadurch ist es möglich, mehrere Tracerkurven in einem Diagramm zu vergleichen, obwohl die Konzentrationsunterschiede Grössenordnungen bis zu 10^4 aufweisen.

4.6.1 Hunquelle

Die Hunquelle ist mit eine der grössten aus dem Untergrund aufstossenden Karstquellen im Untersuchungsgebiet. Ihre Lage direkt am Eingang der Klus bei Balsthal am Ostende der Weissensteinnordflanke in den Malmkalke führt dazu, dass sie einen Grossteil dieser Flanke entwässert. Bezüglich der Schüttungsschwankungen zeigt sie ein ähnliches Verhalten wie die Chaltbrunnenquelle bei Matzendorf. Dagegen wurden bei der Hunquelle nur Farbstoffe, die in die Malmkalke eingegeben wurden, nachgewiesen.

In Figur 50 und 51 sind die verschiedenen Tracerdurchgänge der Jahre 1994 und 1995 dargestellt.

1994 (Figur 50)

Der Tracer Sulforhodamin (Su) wurde 1994 westlich der Bruchzone No. 2 (Figur 5, 39) in einen Bach eingegeben der in einer Doline versickerte. Die Durchgangskurve dieses Tracers zeigt entsprechend der längeren Verweilzeit eine breite Tracerwolke, deren Ersteinsatz aber relativ steil beginnt. Weitere schubartige Erhöhungen der Konzentration vor allem mit dem zweiten Peak ab dem 2.9.94 sind direkt mit dem Anstieg der Schüttungsmenge korrelierbar. Dabei führen die grossen Niederschläge zu einem erneuten Ausspülen des Tracers.

Wie zu erwarten war, kommt dieser Tracer bei der näher gelegenen Chaltbrunnenquelle wesentlich früher an und besitzt auch eine grössere dominierende Geschwindigkeit (356 m/d) gegenüber der Hunquelle (151 m/d). Erstaunlich ist jedoch, dass bei der Hunquelle trotz der niedrigeren Konzentration ($120 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$) rund 8 % des Farbstoffes ausgeschieden wurde, bei der Chaltbrunnenquelle mit der höheren Konzentration ($276 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$) jedoch weniger als 0.5 %. Eventuell kann dies auf eine falsch bestimmte Schüttungsmenge der Chaltbrunnenquelle zurückzuführen sein, andererseits ist zu beachten, dass der Tracer bei der Hunquelle über einen wesentlich längeren Zeitraum (und niederschlagsintensiveren) ausgetragen wurde und so trotz der niedrigeren Konzentration mehr Tracer ausgetragen werden konnte. Für Vergleiche bezüglich der ausgetragenen Menge an Tracer bei den beiden Quellen müssten jedoch die Schüttungsmengen exakter bestimmt werden.

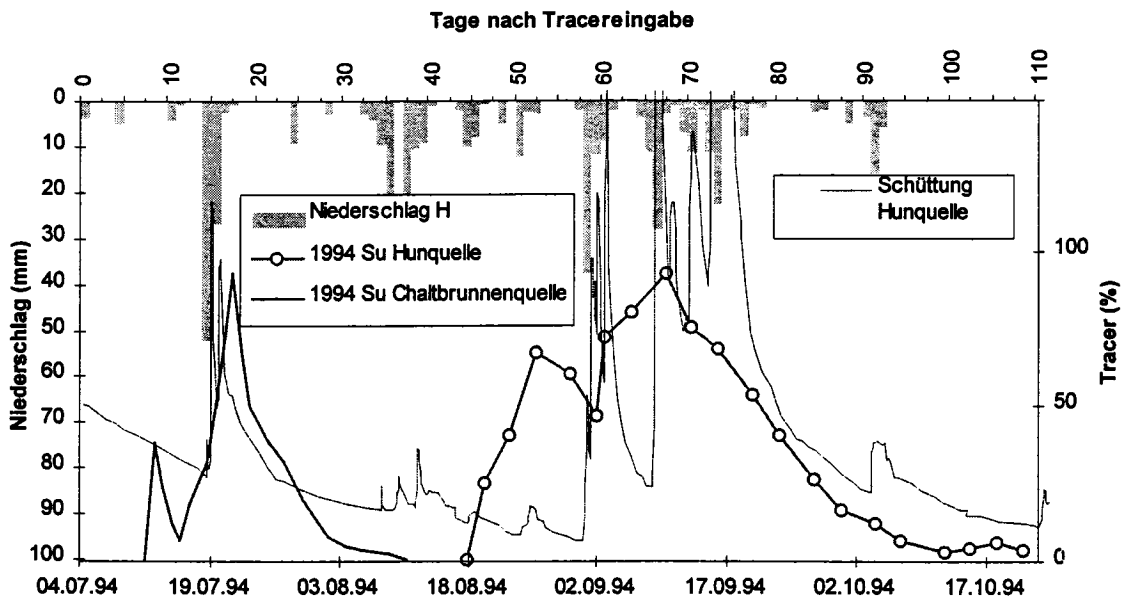


Fig. 50: Darstellung der Durchgangskurve des Sulforhodamin (Su) von 1994 bei der Hunquelle. Zum Vergleich ist noch die Durchgangskurve desselben Tracers bei der Chaltbrunnenquelle aufgeführt (Lage der Quelle und Einspeiseort siehe Figur 39).

1995 (Figur 51)

In diesem Jahr wurde der Tracer Sulforhodamin (Su) in einen versickernden Bach im Horngraben eingegeben, also gerade am östlichen Rand der Bruchzone No. 2 (Figur 39). Der von diesem Tracer erhaltene Peak ist im Vergleich zum letztjährigen wesentlich schärfer und steiler ausgebildet. Er kam ca. 45 Tage früher als der Peak von 1994 an.

Dies zeigt deutlich den hemmenden Faktor, der von den NNE-SSW verlaufenden Bruchzonen auf den Verlauf der Karstsysteme innerhalb der Malmkalke ausgeübt wird. Ein Merkmal dieser Kurve ist der flache langegezogene Teil nach dem ersten Abfall der Kurve. Er könnte ein Hinweis auf eine länger anhaltende Abgabe des Tracers aus kleineren Klüften oder auf langsamer fließende Bereiche des Höhlensystems sein. Der relativ späte Einsatz eines zweiten flacheren Peaks setzt schon vor den grossen Niederschlagsereignissen ein. Er ist deshalb eher auf unterschiedliche Fließwege zurückzuführen.

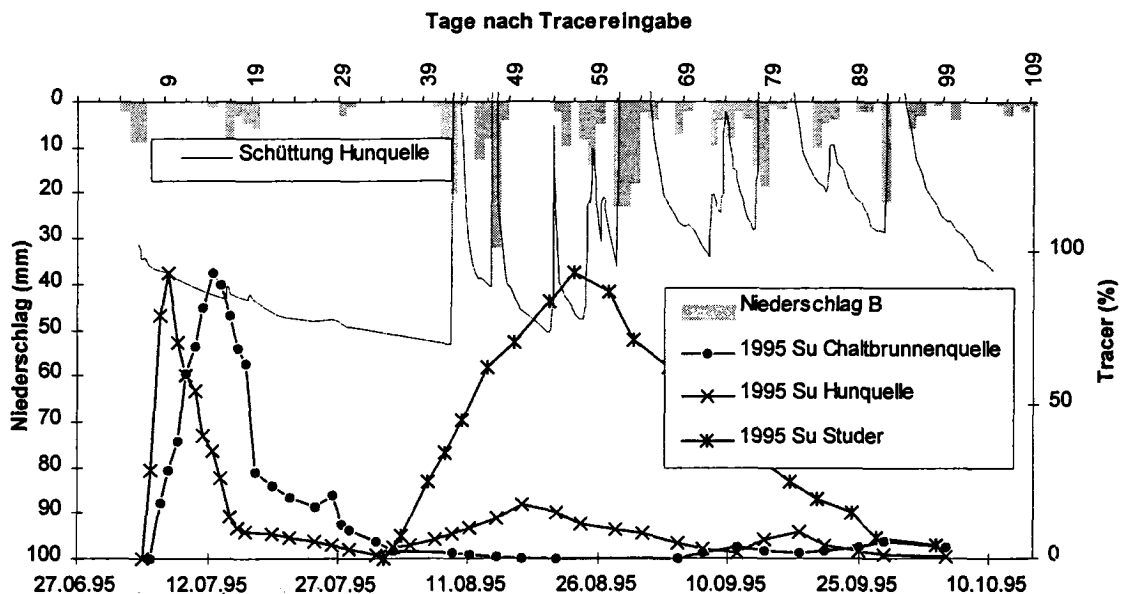


Fig. 51: Darstellung der Durchgangskurve des Tracers Sulforhodamin (Su) bei der Hunquelle für die Tracerversuche von 1995. Zum Vergleich sind noch die Durchgangskurven des gleichen Tracers bei der Quelle Studer und bei der Chaltbrunnenquelle eingetragen (Lage der Quellen und Einspeiseorte siehe Figur 39).

Vergleicht man diesen Tracerdurchgang der Hunquelle mit dem der Chaltbrunnenquelle in Figur 51, dann ist gut der fast gleichzeitige Ersteinsatz der beiden Tracer, aber auch ihr unterschiedliches Maxima zu erkennen. Der Tracer kam in der Hunquelle sogar einige Tage vor der Chaltbrunnenquelle an, obwohl diese Quelle um ca. 7 km näher am Einspeiseort lag. Unterschiede ergeben sich zudem durch die Breite der beiden Kurven und ihre Fließzeiten, bzw. Maximalkonzentrationen. Die Hunquelle besitzt eine dominierende Geschwindigkeit von 630 m/d mit einer Maximalkonzentration von $1692 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$, wodurch rund 20 % des Farbstoffes ausgetragen wurde. Alle diese Werte sind deutlich höher im

Vergleich zum Tracerdurchgang von 1994. Dagegen liegen die entsprechenden Werte bei der Chaltbrunnenquelle (127 m/d, $766 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$) niedriger.

Die Vergleiche der mittleren Geschwindigkeiten zeigen, dass die hangparallelen Fliesswege, sofern keine querverlaufenden Störungszonen (vgl. Tracerdurchgang Hunquelle von 1994 in Figur 50 gegenüber dem von 1995 in Figur 51) dazwischenliegen, sehr hohe Werte aufweisen (630m/d). Die auffällig ähnlichen maximalen Konzentrationen der Hunquelle und der Quelle Chalchofen und den im Vergleich dazu niedrigen Werten der Chaltbrunnenquelle könnten ein Hinweis darauf sein, dass der oberflächennahe Anteil der Bereiche, bei denen der Tracer eingegeben wurde, bei der Chaltbrunnenquelle relativ gering ist im Vergleich zur Gesamtschüttung. Dagegen ist die Quelle Chalchofen wesentlich stärker von lokalen Systemen dominiert.

Vermutlich sind bei der Hunquelle zumindest zwei geologische Situationen dafür verantwortlich, dass sie einen grossen Teil der Nordflanke zwischen der Klus und der Chaltbrunnenquelle entwässert, aber trotzdem keinen Einfluss aus den tieferen Systemen des Antiklinalkernes (Hauptrogenstein) aufweist. Einerseits sind die Malmkalke zwischen dem Eingabeort des Sulforhodamin (Su) von 1995 und der Hunquelle nur durch NNE-SSW verlaufende Störungszonen beeinflusst, die ein Einknicken (Kompression) der Nordflanke bewirken, also keine extensiven Zonen mit drainierendem Einfluss, der sogar bis in den zweiten Aquifer (Tiefes Karstsystem im Hauptrogenstein) im Kern der Antiklinalen reicht. Andererseits kann es auch zu einer zu grossen Verdünnung der Tracer kommen, so dass sie bei der Hunquelle nicht mehr nachweisbar sind.

Der Tracerdurchgang bei der kleinen Quelle Studer (Q min. 10 l/min) (Figur 51, 39), die innerhalb der Molasse weiter in der Talmitte liegt, zeigt jedoch, dass die Einbettung in die Molasse nicht absolut undurchlässig sein muss. Der Verlauf ihrer Kurve in Figur 51 weist eine wesentlich stärkere Dispersion auf als die vergleichsweise später eintreffende Kurve des Sulforhodamin (Su) von 1994 (Figur 50) bei der Hunquelle. Eventuell kann die grössere Dispersion auf eine schlechtere Durchlässigkeit der Fliesswege zurückgeführt werden.

Vergleicht man die oben besprochenen Tracerdurchgänge mit dem Austritt des Tracers Sulforhodamin (Su) von 1995 beim Gäbiweiher (Figur 39), dann ist dieser, obwohl er undurchlässige Schichten durchqueren musste, wesentlich schneller (971 m/d). Dieser Durchgang zeigt im Vergleich zu den anderen Quellen, dass die Verbindung zwischen den beiden Hauptaquiferen durch die impermeablen Schichten hindurch innerhalb der extensiven Zonen sehr gut ausgebildet ist.

4.6.2 Chaltbrunnenquelle und Quelle Chalchofen

Die Chaltbrunnenquelle ist ebenfalls eine der grössten Quellen im Thal. Sie bezieht den Grossteil ihres Wassers aus den Malmkalken. Wie die Tracerversuche zeigten, erhält sie einen geringfügigen Teil ihres Wassers auch aus den tiefen Karstsystemen des Hauptrogensteines. Sie befindet sich innerhalb der Bruchzone No. 2 (Figur 5). Ungefähr 1 km weiter südöstlich treten kleinere

Quellen aus dem Untergrund aus (Quelle Chalchofen). Ihre Schüttung ist wesentlich niedriger als die der Chaltbrunnenquelle, konnte aber nur geschätzt werden.

Bei der Chaltbrunnenquelle, wie auch bei der Quelle Chalchofen konnten neben den Tracern, die in die Malmkalke der Nordflanke eingegeben wurden, auch Tracer aus dem Haupttrogenstein nachgewiesen werden (Figur 52).

Aus diesem Grund wird bei der Diskussion der Resultate zwischen Tracerverläufen aus den Malmkalcken und aus dem Haupttrogenstein unterschieden.

Farbstoffe aus den Malmkalcken

1994 (Figur 52)

Obwohl der Tracer Sulforhodamin (Su) direkt in einen Bach eingegeben wurde, der in eine Doline versickert, kam es entweder als Reaktion auf das erste Niederschlagsereignis 10 Tage nach dem Einspeisen des Tracers zu einem verstärkten Austrag oder der multi-modale Peak ist auf verschiedene FlieBssysteme zurückzuführen. Der Ersteinsatz wie auch die Reaktion des Tracers auf die Niederschläge bei der Chaltbrunnenquelle und bei der Quelle Chalchofen zeigen, dass die Chaltbrunnenquelle gegenüber der Quelle Chalchofen verzögert auf den Eintrag reagierte. Auch der abfallende Teil der Durchgangskurve sinkt deutlich langsamer ab. Der verzögerte Abfall der Durchgangskurve, die dort sogar einen leichten Buckel aufweist, lässt vermuten, dass der Farbstoff nach dem Hochwasserereignis auf unterschiedlichen FlieBswegen zur Chaltbrunnenquelle gelangte.

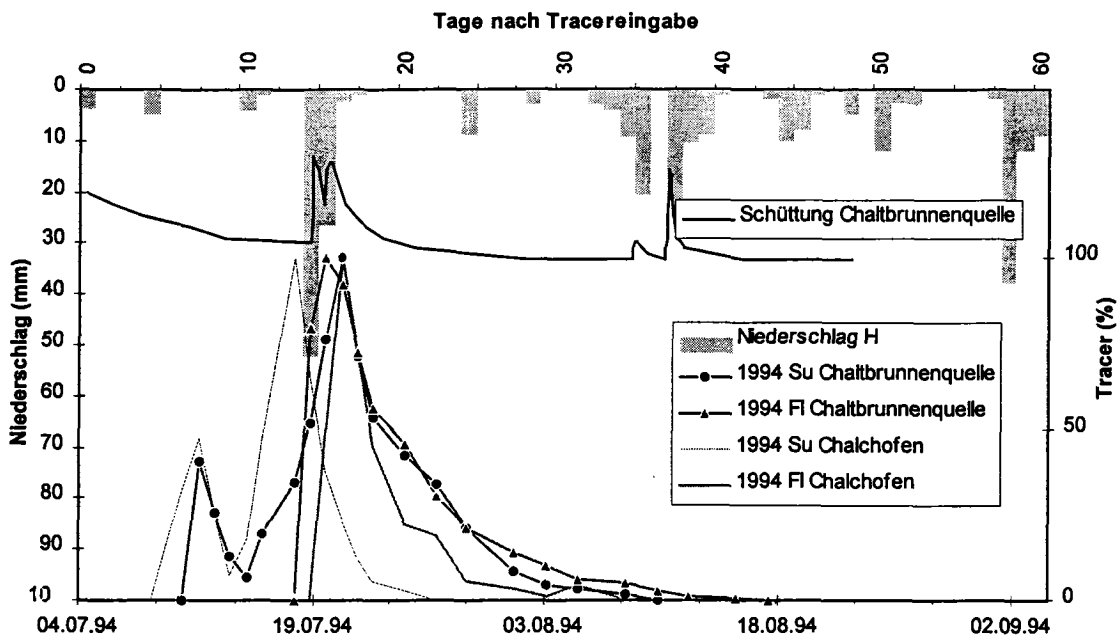


Fig. 52: Darstellung der Durchgangskurven von 1994 der Tracer Sulforhodamin und Fluorescein bei der Chaltbrunnenquelle. Zum Vergleich sind zusätzlich die Kurven der nahegelegenen kleinen Quelle Chalchofen eingetragen.

Auch bezüglich der Konzentrationen sind Unterschiede bei beiden vorhanden. So ist die maximale gemessene Konzentration bei der Quelle Chalchofen mit $552 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$ gegenüber der Konzentration bei der Chaltbrunnenquelle mit $356 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$ immer noch knapp zweimal grösser. Diese Beobachtungen geben Hinweise darauf, dass das Karstsystem der Chaltbrunnenquelle eine kompliziertere Struktur aufweist und der Anteil des Eintrages aus den nahegelegenen, lokalen Einzugsgebieten wesentlich geringer ist im Vergleich zu der mehr oberflächenbeeinflussten Quelle beim Chalchofen.

1995 (Figur 53)

Das Sulforhodamin (Su) wurde 1995 fast direkt oberhalb der Chaltbrunnenquelle in einen Bach gegeben, der in den Malmkalken versickert. Obwohl die Distanz geringer ist, kam der Farbstoff im Vergleich zu der Eingabe des Sulforhodamin (Su) von 1994 einen Tag später bei der Quelle an. Nach dem Durchgang des Hauptpeaks kam es auf dem abfallenden Ast nochmals zur Ausbildung eines kleinen Parasitärpeaks. Er ist jedoch direkt mit einem kleinen Niederschlagsereignis vom 28.7.95 zu korrelieren. Ebenso führt der Einsatz einer grösseren Niederschlagsperiode ab dem 1.9.95 zum Wiederaustrag des Farbstoffes.

Vergleicht man die erhaltenen Konzentrationen dieser Einfärbestelle bei der Chaltbrunnenquelle und bei der Quelle Chalchofen, dann ist die Konzentration bei der Quelle Chalchofen mit $1716 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$ wieder grösser als diejenige bei der Chaltbrunnenquelle ($766 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$). Entweder ist dies auf den geringeren Einfluss des lokalen Einzugsgebietes auf die Chaltbrunnenquelle gegenüber der Quelle Chalchofen zurückzuführen.

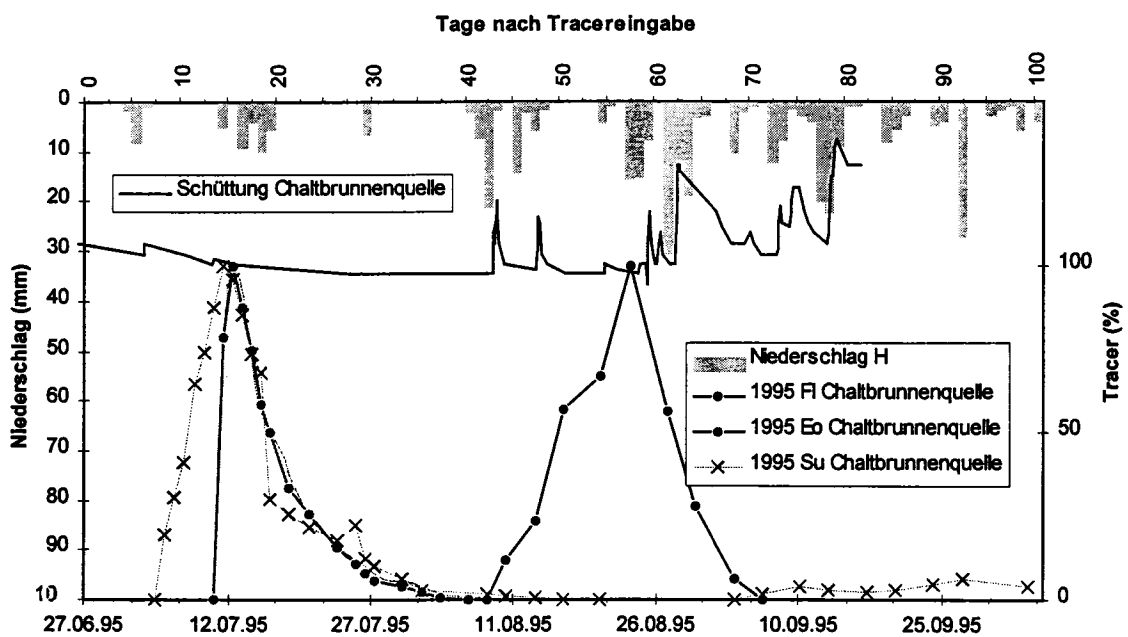


Fig. 53: Darstellung der Durchgangskurven von 1995 der Tracer Fluorescein, Eosin und Sulforhodamin bei der Chaltbrunnenquelle.

Sehr spät kommt es bei der Chaltbrunnenquelle noch zu einem Auftreten des Tracers Fluorescein (FI). Er wurde bei der weiter westlich gelegenen Bruchzone No. 3 (Figur 5) eingegeben. Wegen seines späten Auftretens ist er relativ auseinandergezogen. Seine Dispersivität ist jedoch deutlich geringer als die des Tracerdurchganges des Sulforhodamin (Su) von 1994 bei der Hunquelle (Figur 50). Dies kann durch einen geringeren Einfluss der durchquerten Bruchzonen oder eine geringeren Anzahl gequerrter Störungszonen gegeben sein.

Farbstoffe aus dem Hauptrogenstein

Schon 1994 wurde der Farbstoff Fluorescein (1995 Eosin) in einen versickernden Bach beim Kurhaus Weissenstein eingegeben (Figur 52, 53). Mit dem Nachweis dieser Tracer bei der Chaltbrunnenquelle und bei der Quelle Chalchhofen konnte bewiesen werden, dass auch ein Teil des Karstwassers aus dem tiefen System des Hauptrogensteines in der Antiklinale innerhalb der extensiven Bereiche der Antiklinalflanken entwässert werden. Der Ersteinsatz des Tracers ist bei beiden Quellen praktisch identisch. Nur die Durchgangskurve bei der Quelle Chalchhofen zeigt wieder einen schnelleren Abfall. Wahrscheinlich ist der leichte Buckel des Fluorescein (FI) bei der Chaltbrunnenquelle auf unterschiedliche Fliesswege zurückzuführen.

Die Durchgangskurven bei der Chaltbrunnenquelle für die beiden Farbstoffe Fluorescein (FI) von 1994 und Eosin (Eo) von 1995 (Figur 53) sind fast genau identisch. Die Konzentration des Eosins (Eo) ist mit $1080 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$ bei der Chaltbrunnenquelle wesentlich grösser als bei der Quelle Chalchhofen ($130 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$). Daraus ist ersichtlich, dass die Chaltbrunnenquelle stärker von den Tiefensystemen beeinflusst ist.

Die bei der Chaltbrunnenquelle ermittelte wiedergewonnene Menge des Tracers aus dem Hauptrogenstein beträgt rund 1 % des eingegebenen Farbstoffes. Dagegen sind die wiedergewonnenen Mengen aus dem Malmkalk mit 0.1 bis 0.3 % wesentlich geringer. Die ausgebrachte Menge von 3 % des Fluorescein (FI) von 1995 aus den Malmkalken zeigt, dass ein grösserer Anteil aus dem westlich gelegeneren Teil stammt.

Dies zeigt, dass die tiefen Karstsysteme aus dem Hauptrogenstein einen prozentual grösseren Anteil an der Chaltbrunnenquelle haben als die lokal eingefärbten Karstsysteme in den Malmkalken der Nordflanke. Berücksichtigt man den Tracerdurchgang des Fluorescein (FI) von 1995, dann kann das Haupteinzugsgebiet in den Bereich der Weissensteinnordflanke zwischen Hammerquelle und Chaltbrunnenquelle gelegt werden.

4.6.3 Hammerquelle und Quellgruppen Hinterer Hammer

Die Hammerquelle ist mit die kontinuierlichste Quelle des Thales. Dies zeigt sich in ihrem jahreszeitlichen Verlauf der Schüttung, Leitfähigkeit, Temperatur und des ^{18}O , der im Verhältnis zu den anderen grossen Quellen wesentlich

gleichmässiger ausgebildet ist. Sie tritt innerhalb der Bruchzone No. 3 (Figur 5) aus, ist aber innerhalb alter Rutschungsmassen gelegen.

Etwas weiter südöstlich befindet sich die Quellgruppe Hinterer Hammer, deren Schüttungsmenge im Verhältnis zur Hammerquelle geringer ist. Wahrscheinlich sind sie vergleichbar mit der Quelle Chalchofen ebenso stärker durch lokale Einzugsgebiete beeinflusst als die Hammerquelle, die den Grundabfluss eines tieferen Systems darstellt.

1994 (Figur 54)

In Figur 54 sind die Durchgangskurven des Tracers Duassin (Du) bei der Hammerquelle für das Jahr 1994 dargestellt. Dieser Tracer wurde westlich der Bruchzone No. 3 (Figur 5) eingegeben. Um zur Hammerquelle zu gelangen, musste er ein tektonisch intensiv beeinflusstes Gebiet durchqueren.

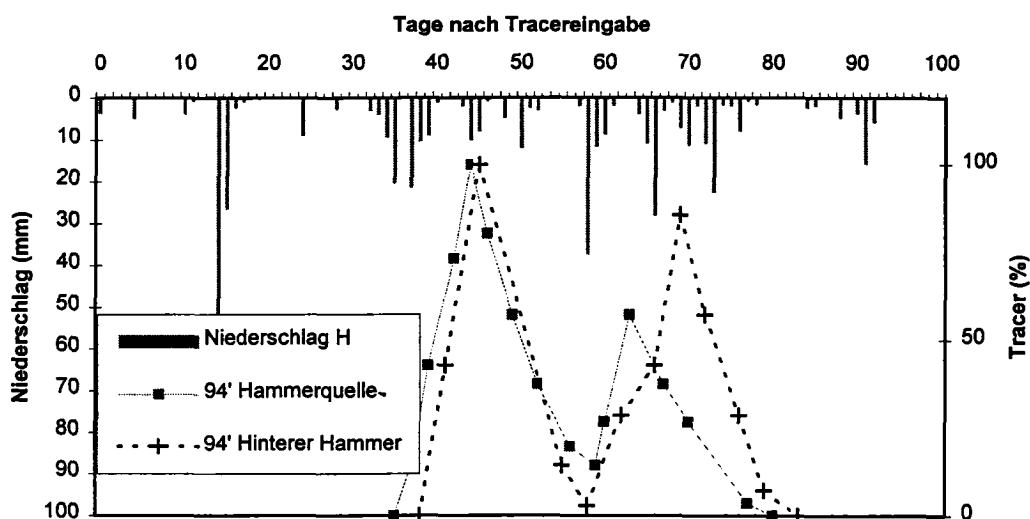


Fig. 54: Darstellung der Tracerdurchgänge des Duassins (Du) von 1994 bei der Hammerquelle und der Quellgruppe Hinterer Hammer.

Die dominierende Geschwindigkeit ist mit 97 m/d relativ niedrig, ebenso die maximale Konzentration von $56 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$. Der Verlauf der Kurve zeigt einen gleichmässigen Anstieg und einen ebenso gleichmässigen Abfall. Der zweite nachfolgende Peak, der bei der Hammerquelle auftritt, kann mit den stärkeren Niederschlagsereignissen ab dem 15. Tag nach der Tracereingabe korreliert werden (die Schüttung wurde bei dieser Quelle erst ab dem Färbversuch 1994 aufgezeichnet). Eine mögliche Erklärung für die geringe Konzentration des Tracers besteht darin, dass ein geringer Teil des Farbstoffes schon westlich der Bruchzone No. 3 in ein tieferes, gut entwickeltes grosses System abgegeben wurde und dann in die Hammerquelle austrat.

1995 (Figur 55)

Beim zweiten Färbversuch 1995 wurden zwei verschiedene Tracer in der Nähe der Hammerquelle eingegeben. Das Pyranin (Py) wurde in eine grosse Doline beim Balmberg in den Haupttrogenstein eingespült, das Fluorescein (FI) wurde in einen versickernden Bach bei den Malmkalke eingegeben (Figur 39).

Die Durchgangskurven der beiden Tracer Fluorescein (FI) und Pyranin (Py) bei der Hammerquelle und bei der Quellgruppe Hinterer Hammer bilden in der Figur 55 gleich zu Beginn eine eng beieinander liegende Gruppe. Der Verlauf aller Kurven ist praktisch identisch. Jedoch setzen die Kurven des Fluorescein (FI), das in die Malmkalke eingegeben wurde, 3 Tage früher ein als die des Pyranin (Py), das in den Haupttrogenstein initiiert wurde. Der Ersteinsatz und das Maximum ist bei beiden Quellen für die entsprechenden Farbstoffe identisch.

Auffällig bei diesen Tracerdurchgängen ist, dass sie keine Verschleppung des Tracers in ihrem rückwärtigen Teil aufweisen. Alle beginnen mit einem klaren Einsatz und fallen fast genauso steil auch wieder ab. Dies deutet auf ein gut entwickeltes System z. B. sekundäre Fließwege, hin. Die Geschwindigkeiten liegen für diese vier Durchgangskurven in der gleichen Grössenordnung, beim Pyranin (Py) der Hammerquelle liegt sie bei 164 m/d (max. Konz. $447 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$), beim Fluorescein (FI) liegt sie bei 150 m/d (max. Konz. $949 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$), beim Pyranin (Py) der Quellgruppe Hint. Hammer beträgt die mittl. Geschwindigkeit 179 m/d (max. Konz. $163 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$), die des Fluorescein (FI) beträgt 160 m/d (max. Konz. $345 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$).

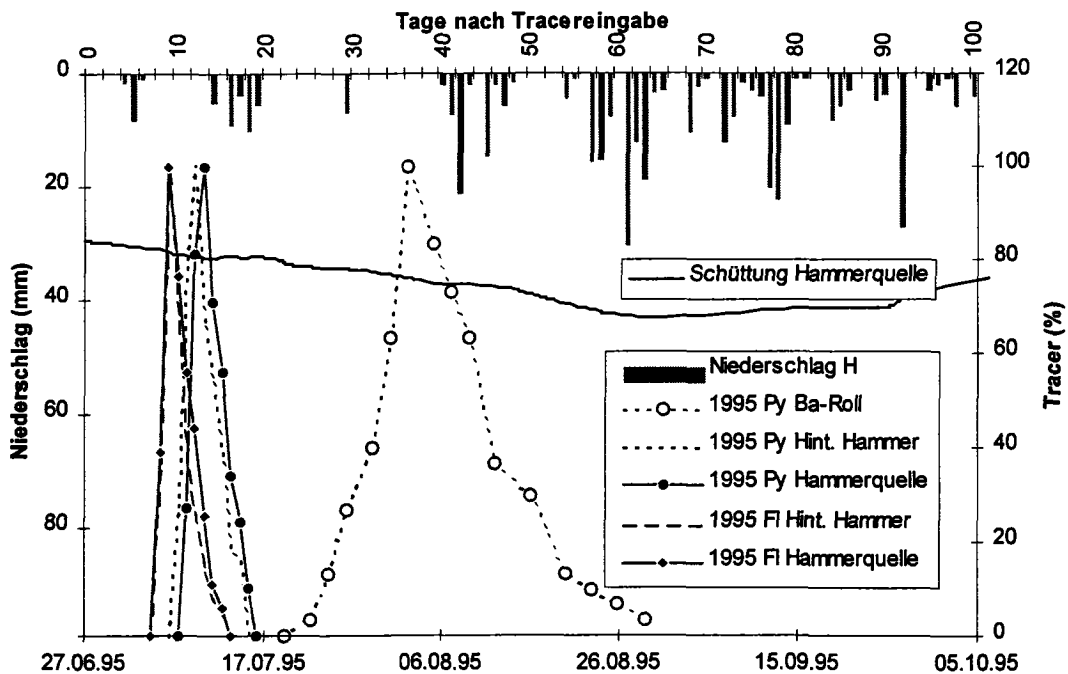


Fig. 55: Darstellung der Tracerdurchgänge des Pyranins (Py) und Fluorescein (FI) 1995 bei der Hammerquelle, der Quellgruppe Hinterer Hammer und bei einer kleineren Quelle auf der Südseite der Weissensteinkette (Balmberg).

Da bei der Hammerquelle der zurückgewonnene Anteil des Farbstoffes relativ gut bestimmt werden konnte, sind die Angaben von 1.2 % für das Fluorescein (Fl) und 0.2 % für das Pyranin (Py) zuverlässig. Es zeigt sich, dass die prozentuale Abgabe des Anteiles aus dem Hauptrogenstein (Py) geringer ist als die aus den Malmkalken.

Bei den Resultaten ist zu beachten, dass dieser Farbstoff (Py) weder bei der Chaltbrunnenquelle, noch beim Gäbiweiher in der Klus von Oensingen-Balsthal angetroffen wurde. Er gelangte somit überhaupt nicht bis in das tiefe System des Hauptrogensteines oder höchstens in solch geringen Mengen, dass er in diesen Quellen nicht mehr nachweisbar war.

Der Eingabeort des Pyranin (Py) befindet sich auf Bruchzonen die gut als Lineamente zu erkennen sind. Sie ziehen nach Norden eventuell auch nach Süden, in die Flanken der Antiklinalen hinein. Wahrscheinlich ist die Entstehung der grossen Doline, in die der Tracer eingegeben wurde, auf die Entwässerung der Bruchzonen zurückzuführen.

Im Zusammenhang mit den Bruchzonen ist ein weiterer Tracerdurchgang des Pyranin (Py) bei einer Quelle auf dem Balmberg zu beachten (Ba-Roll, Figur 55). Obwohl dieser Tracer nördlich der Wasserscheide, also auf dem Nordhang der Weissensteinkette eingespiessen wurde, konnte er bei einer kleineren Quelle am Südhang innerhalb des ebenfalls verkarsteten Hauptmuschelkalkes (!) beobachtet werden. Diese Quelle ist direkt an eine der grössten und deutlichsten Bruchzonen (NW-SE verlaufend) des ganzen Untersuchungsgebietes gekoppelt (Figur 5). Sie verläuft ca. 500 m weiter östlich der Eingabestelle des Pyranin (Py). Aus diesem Grund wurde der Tracer auch dort erwartet. Die Durchgangskurve der Quelle ist allerdings bezüglich ihrer Dispersivität deutlich grösser als die entsprechenden Kurven bei der Hammerquelle bzw. beim Hinteren Hammer. Sie kommt auch wesentlich später an. Ihre dominierende Geschwindigkeit ist mit 34 m/d sehr tief und die gemessene Höchstkonzentration von 30×10^{-6} g/m³ ist auch wesentlich tiefer als die bei der Hammerquelle.

- Diese Beobachtungen deuten darauf hin, dass entlang der Bruchzonen Fliesssysteme existieren, die topographische Wasserscheiden unterfliessen und dabei auch noch zusätzlich fast die ganze stratigraphische Abfolge durchqueren.
- Die grossen Quellen, wie z. B. die Hammerquelle erhalten neben ihrem Hauptanteil aus den tiefen Karstsystemen der Malmkalke auch noch einen Teil ihres Wassers aus dem Hauptrogenstein innerhalb der Antiklinalen.
- Die niedrigen Wiederrückgewinnungsraten der Tracer können durch die zu gering bestimmte Schüttungsmenge bei den Quelfassungen, durch weitere grössere Austritte im Untergrund der Alluvialschotter, durch eine längere Verweilzeit (> 3 Monate) eines Teils des Tracers im Karstsystem oder durch Verdünnung mit Wasser aus anderen Einzugsgebieten gegeben sein.

4.6.4 Höhlensystem Nidlenloch - Weissensteintunnel

Von besonderem Interesse sind die Ergebnisse der eingegebenen Tracerversuche im Höhlensystem Nidlenloch auf dem Hinterweissenstein. Das Nidlenloch ist auf der Übersichtskarte der Färbversuche (Figur 39) und der topographischen Karte (Figur 11) dargestellt.

Es gilt als Riesenhöhlensystem, das in den Malmkalken der Weissensteinnordflanke gelegen ist. Die bis heute vermessene Gesamtlänge liegt bei ca. 5'500 m. Der Eingang befindet sich direkt unter der höchsten Erhebung der Malmkalkke der Weissensteinkette, dem Dilitschkopf. Seine Entstehung wird auf den Einfluss des Rhonegletschers während seiner grössten Eisführung zurückgeführt. Dabei bildete sich das Nidlenlochsystem als Folge von abfließendem Schmelzwasser (Vuille 1979).

Das Nidlenloch liegt vollständig im Oberflächeneinzugsgebiet des Dünnerntales. Die Färbversuche zeigten jedoch, dass der westliche Teil des Nidlenloches zum Weissensteintunnel hin entwässert wird.

Im Weissensteintunnel selber wurden Quellaustritte aus den Malmkalken und aus dem Haupttrogenstein beobachtet. Sie sind in der Übersichtskarte in Figur 39 dargestellt.

1994 (Figur 56)

In diesem Jahr wurde der Tracer Naphtionat (Na) auf einer Höhe von 945 m innerhalb des Nidlenloches einer kleinen versickernden Quelle (2-3 l/min) beigegeben. Der Tracer wurde wieder bei einer Quelle in den Malmkalken (WT 4) innerhalb des Weissensteintunnels nach 8 Tagen beobachtet (Q geschätzt bei ungefähr 500 l/min).

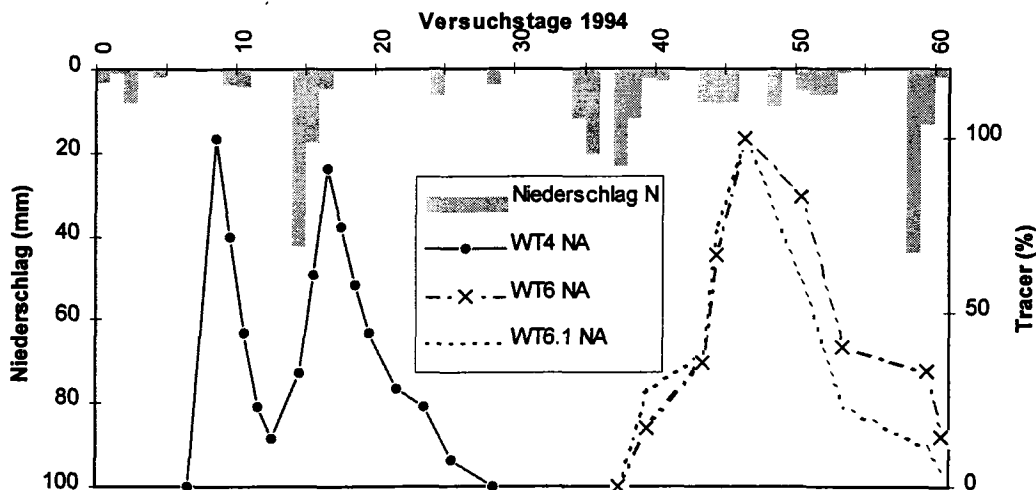


Fig. 56: Darstellung der Durchgangskurven der Tracer Eosin (Eo) und Naphtionat (Na) für die Quellen im Weissensteintunnel.

Die Durchgangskurve setzt steil ein und fällt danach fast ebenso steil wieder ab, bis ein zweiter Peak auftaucht. Er kann direkt mit dem Einsatz des Niederschlages am 14 Tag nach der Tracereingabe korreliert werden. Die dominierende Geschwindigkeit betrug 91 m/d, die maximale Konzentration des Naphtionat (Na) betrug $95 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$. Einige Zeit später, nach 48 Tagen konnte derselbe Tracer auch bei zwei Quellen (WT6, WT6.1) aus dem Haupttrogenstein (Nord-schenkel) innerhalb des Weissensteintunnels beobachtet werden (Q geschätzt ca. 50 l/min). Ihre Durchgangskurven sind sehr unregelmässig. Entweder ist dies durch die verzögerte Reaktion auf die Niederschlagsereignisse zurückzuführen oder auf eine Überlagerung mehrerer eintreffender Peaks, die nicht mehr voneinander getrennt werden können. Für die letzte Vermutung sprechen auch die Resultate der Färbversuche von 1995 (s. unten). Die dominierende Geschwindigkeit lag bei 12 m/d, die Konzentration betrug $40 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$.

Aus diesen Ergebnissen geht eindeutig hervor, dass ein geringer Teil des Tracers durch die Bruchzonen hindurch von den Malmkalken in den Haupttrogenstein gelangen konnte. Dabei wurde die Geschwindigkeit stark vermindert.

Der Tracer Eosin (Eo), der an der Oberfläche westlich des Weissensteintunnels in den Haupttrogenstein eingegeben wurde, gelangte relativ rasch in eine Quelle (WT10) im Haupttrogenstein (Südschenkel) des Weissensteintunnels. Die Geschwindigkeit betrug 269 m/d, die höchste Konzentration lag bei $320 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$.

1995 (Figur 57)

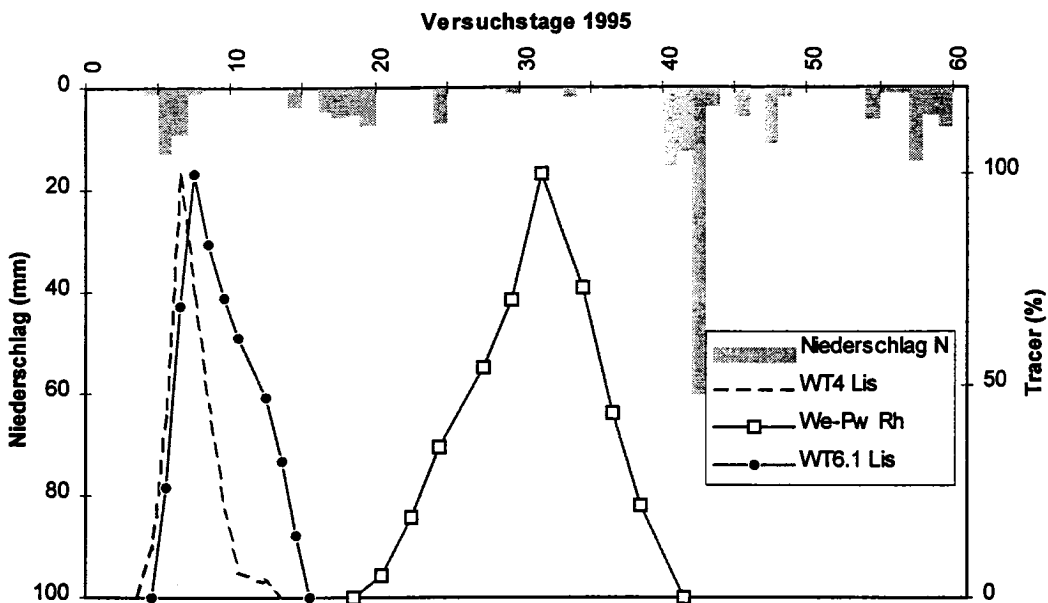


Fig. 57: Darstellung der Durchgangskurven für den Tracer Lissamine (Li) in den Quellen des Weissenteintunnels und für den Tracer Rhodamin (Rh) beim Pumpwerk in Weischenrohr.

In diesem Jahr wurde ein Tracer (Li) in einer höheren Lage (1'041m) innerhalb des Nidlenloches eingegeben. Dieser Tracer wurde ebenfalls wieder in derselben Quelle (WT4) der Malmkalke innerhalb des Weissensteintunnels angetrof-

fen wie das Jahr zuvor, allerdings 3 Tage früher. Der Verlauf der Kurve ist ungefähr ähnlich wie im vorigen Jahr (Figur 57). Die dominierende Geschwindigkeit betrug 153 m/d, die maximale Konzentration betrug $857 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$. Damit gelangte der Tracer von diesem höher gelegenen Ort schneller in die Quelle als das Jahr davor.

Bei den beiden Quellen aus dem Hauptrogenstein konnte der Farbstoff jedoch nur bei der etwas weiter südlich gelegenen (WT 6.1) angetroffen werden. Die dominierende Geschwindigkeit betrug 87 m/d, die maximale Konzentration lag bei $387 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$. Damit kam es auch auf diesem Fliessweg zu einer Verminderung der Fliessgeschwindigkeit. Dass der Tracer nur bei einer Quelle aus dem Hauptrogenstein und nicht wie das Jahr zuvor bei beiden Quellen austrat, zeigt, wie verschiedene Quellen gleichzeitig gemeinsame aber auch unterschiedliche Einzugsgebiete besitzen können. Ein weiterer deutlicher Unterschied gegenüber dem Tracer des Vorjahres ist durch die relativ rasche Ankunftszeit des Tracers nach 7 Tagen (gegenüber 48 Tagen 1994) und der Form des Peaks gegeben. Er setzt relativ steil ein und hat nur im rückwärtigen Teil der Kurve einen Buckel. Dieser kann nicht direkt mit den Niederschlagsereignissen korreliert werden. Aus diesem Grund scheint es eher eine Überlagerung des Hauptpeaks mit einem zweiten zu sein, der einen anderen Verlauf des Fliesssystemes darstellt oder durch eine kurzfristige Immobilität des Tracers gegeben ist.

Einzugsgebiete der Quellaustritte und Bohrungen bei Welschenrohr

Die Tracer die 1994 und 1995 am östlichen Rand des Nidlenloches eingegeben wurden, konnten alle nur östlich davon wieder bei Welschenrohr nachgewiesen werden (Figur 39, 57). Damit ist bewiesen, dass innerhalb des Höhlensystems des Nidlenloches eine unterirdische Wasserscheide existiert.

Der Tracer Rhodamin (Rh) wurde am östlichen Rand des Nidlenloches eingegeben. Er tauchte nicht in den Quellen des Weissensteintunnels auf, sondern wurde in einer Quelle (Gä-Chä) am Fuss der Weissensteinnordflanke, einer privaten Quelle (We-Scha) oberhalb von Welschenrohr und im Pumpwerk der Gemeinde Welschenrohr (We-PW, vgl. Figur 39 und 57) und anderen kleinen Quellen wieder angetroffen. Die Verzögerung des Peaks aus dem Pumpwerk ist wahrscheinlich dadurch gegeben, dass der quartäre Aquifer in dem sich das Pumpwerk befindet, durch diverse kleine Hangquellen gespiesen wird, deren Wasser erst durch diesen Aquifer fließen muss.

Bei Welschenrohr konnten zusätzliche Beobachtungen gemacht werden: Bei früheren Bohrungen auf Karstwasser wurde u.a. eine Bohrung (We-Bohrung 2 / Figur 39) direkt neben der Dünnern durch die Schotter (15 m), dann durch die Molasse (ca. 20 m) und bis auf 70 m Tiefe in die darunterliegenden Malmkalke gebohrt. Der obere Teil dieser Bohrung liegt somit im Schottergrundwasser. In diesem Teil ist die Bohrlochwand geschlitz, was eine freie Kommunikation des Schottergrundwassers mit dem angebohrten Karstsystem im Untergrund bewirkt. Mit Hilfe von Flowmetermessungen konnte nachgewiesen werden, dass die Fliessrichtung des Wassers in der Bohrung von oben nach

unten erfolgt (Geotest 1991). Dies bedeutet, dass hier eine Infiltration von Schottergrundwasser in die darunterliegenden Malmkalke erfolgt. Diese Bohrung zeigte zur gleichen Zeit die gleichen Tracerdurchgänge wie das Grundwasser im Pumpwerk der Gemeinde Welschenrohr. Der nachgewiesene Farbstoff trat wahrscheinlich durch Hangschuttquellen in den Schottergrundwasserstrom ein und gelangte durch diesen in die Bohrung (We-Bohrung 2). Dies wird auch dadurch bestätigt, dass bei einer ca. 100 m südlich darüberliegenden Baugrube innerhalb des Quartärs der Farbstoff in kleinen Quellaustritten nachgewiesen werden konnte.

- Der Verlauf der Tracer, die innerhalb des Nidlenloches eingegeben wurden, zeigten eindeutig, dass im Karstsystem des Nidlenloches eine Wasserscheide vorhanden ist. Aufgrund der Entwässerung des westlichen Teiles des Nidlenloches durch den Weissensteintunnel wird die Grenze des oberirdischen Einzugsgebietes um ca. 1 km nach Osten verschoben. Auch hier kam es wieder zu einem Durchgang des Tracers vom Malm in den Hauptrogenstein entlang von Bruchzonen.

4.6.5 Südostflanke der Weissensteinkette - Bipperamt (BE) - Gäu (SO)

Beim ersten Multitracerversuch während des Jahres 1994 wurden noch keine Quellen, bzw. Pumpwerke im Mittelland (ausser bei Oensingen) untersucht.

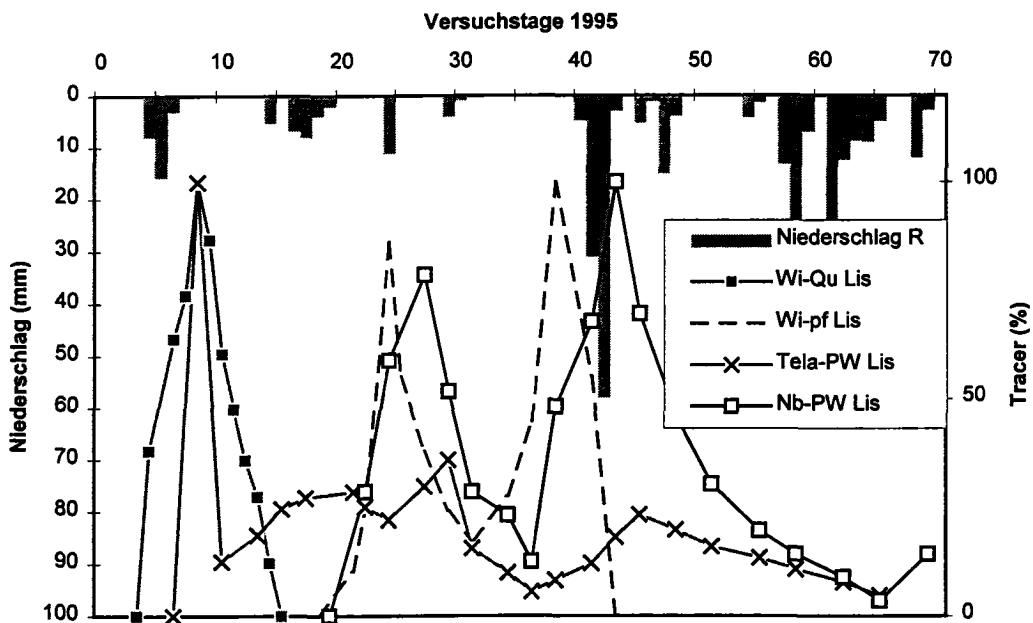


Fig. 58: Darstellung der Durchgangskurven für die Probenahmestellen (Quellen und Pumpwerke) des östlichen Teiles der Weissensteinkette.

Dafür konnten 1995 entlang des Weissensteinsüdfusses mehrere Quellen und vor allem auch private und öffentliche Grundwasserpumpwerke, in den ausgedehnten Alluvialschottern des Bipperamtes (BE) und des Gäus (SO) untersucht werden. Die dabei erhaltenen Resultate belegen eindeutig, dass die schon lan-

ge vermutete und weiter östlich indirekt nachgewiesene (Pasquier 1986) Entwässerung der Karstsysteme in diese Alluvialschotter tatsächlich stattfindet (Figur 58).

In der Figur 58 sind alle Durchgangskurven des Tracers Lissamin (Li) dargestellt. Dieser Tracer wurde 1995 in eine sehr grosse Doline (\varnothing 15 m) auf der Antiklinale bei Hinteregg mit Hilfe zweier Wassertransporte ($2 \times 3 \text{ m}^3$) in den Haupttrogenstein eingeschwenmt (Figur 39).

Die daraufhin erhaltenen Durchgangskurven können primär in zwei unterschiedliche Gruppen unterteilt werden:

Die erste Gruppe weist einen Kurvenverlauf ohne Verschleppung des Farbstoffes im rückwärtigen Teil auf. Die Form der Kurve ist damit fast gleichschenkelig und daher den Kurven der Hammerquelle sehr ähnlich. Diese Charakteristik kann bei zwei Quellen beobachtet werden.

Die erste Quelle (Wi-Qu) ist ein grosser Quellaustritt am Südfuss der Weissensteinantiklinale bei Wiedlisbach. Nach den Berichten des Brunnenmeisters scheint sie ebensowenig auf Niederschlagsereignisse zu reagieren wie die Hammerquelle. Ihre Schüttung liegt ebenfalls in der gleichen Grössenordnung.

Die zweite Quelle ist eine Privatquelle bei Wiedlisbach (Wi-pf). Sie besitzt eine geschätzte Schüttung von ca. 100 l/min. Ob sie bezüglich ihrer Kurvenform wirklich zu der gleichen Gruppe gehört wie die Wi-Qu ist schwer zu sagen, da der abfallende Teil ihres ersten Peaks eher eine Verschleppung anzeigt, der abfallende Teil des zweiten Peaks jedoch relativ geradlinig nach unten verläuft. Vergleicht man ihren Kurvenverlauf mit den Niederschlägen, dann könnte der Einsatz des zweiten Peaks mit einem kleinen Niederschlagsereignis (nur 3 mm) korreliert werden. Auf ein wesentlich grösseres Niederschlagsereignis nach dem zweiten Peak reagiert sie dann aber nicht mehr. Da die Regenmessstation (hier: Riedholz) nicht direkt in ihrem Einzugsgebiet liegt, kann es sehr gut möglich sein, dass im ostwärtigen Teil des Weissensteinsüdfusses die Niederschlagsverteilung vor allem bei Gewitterschauer unterschiedlich ausfiel. Eine andere Möglichkeit wäre, dass diese Quelle ebenfalls ein Austritt einer tieferen Karstquelle ist und der zweite Peak auf das Eintreffen eines zweiten Fliessweges zurückzuführen ist.

Die zweite Gruppe von Quellen zeigt deutliche Verschleppungen des Farbstoffes nach dem Durchgang des Hauptpeaks mit der maximalen Konzentration.

Der erste Peak dieser Gruppen trat im Pumpwerk der Papierfabrik Tela (Tela-PW) in Oberbipp auf. Nach einem scharfen Ersteinsatz mit einem ebenso schnellen Abfall zieht sich die restliche Kurve unregelmässig dahin und kann nur sehr grob mit den Niederschlägen korreliert werden. Natürlich könnte solch ein Peak (nur ein Messpunkt !) auch durch das Ausspülen eines Tracers von älteren Versuchen her verursacht sein. Dies würde auch das unruhige Ausspülen erklären. Dem widerspricht jedoch die Beobachtung, dass der Tracer auch im anderen Pumpwerk (Nb-PW) von Niederbipp, wenn auch zu einem späteren

Zeitpunkt, beobachtet wurde. Zudem kann nach Bericht des zuständigen Personals der Firma Tela bei ihrem Pumpwerk nach grösseren Gewittern in der Weissensteinregion Tage später eine von Auge sichtbare Trübung des Wassers festgestellt werden. Läge hier ein reiner Grundwasserstrom ohne schnelle Zuflüsse vor, dann könnten keine solche Beobachtungen gemacht werden. Ebenso mussten bei einer 2-dimensionalen Grobmodellierung des grossen Grundwasserleiters, der in den Alluvialkiesen des Gäus verläuft und von Niederbipp bis Olten reicht, im Raum der untersuchten Pumpwerke ein starker Zustrombereich von Karstwasser von der Weissensteinantiklinalen her postuliert werden (Geotechnisches Institut 1996). Diese Gründe sprechen dafür, dass es sich bei dem beobachteten Tracer um denjenigen handelt, der 1995 eingegeben wurde.

Vergleicht man seine Geschwindigkeit (628 m/d) mit denen der anderen Austritte des Lissamin (Li), so ist es doch erstaunlich, dass er immer noch doppelt so schnell ist wie derjenige der Wi-Qu (325 m/d) oder des Gäbiweiher (386 m/d). Dieser unterirdische Zufluss muss also sehr schnell erfolgen, was mit den Beobachtungen des Personals (Tela) übereinstimmt. Dagegen braucht der Tracer bis zum Eintritt in das Np-PW fast dreimal so lange (185 m/d). Hier kann eindeutig ein zweiter Peak beobachtet werden. Er setzt schon vor einem grossen Niederschlag ein. Aus diesem Grund muss davon ausgegangen werden, dass er den Zufluss eines zweiten unterirdischen Karstwasserzutrittes darstellt.

Obwohl beide Pumpwerke relativ nahe beieinander liegen, kommt der Tracer beim Nb-PW ca. 20 Tage später an als beim Tela-PW. Die Gründe dafür sind sicherlich in der geologischen Situation zu suchen, die aber wegen der grossen Rutschungsmassen in diesem Bereich nicht völlig klar ist. Die Grundwasser-scheide des Grundwasserstromes befindet sich wesentlich weiter westlich bei Oberbipp. Eventuell könnte der schnelle Anteil des Farbstoffes aus dem Gebiet der Dürrmühle bei Niederbipp im Untergrund austreten, der dann sogleich vom Grundwasserstrom nach Norden an die Weissensteinflanke abgedrängt wird. Der später beim Nb-PW eintreffende Teil könnte die nördlich davon gelegenen grossen Rutschungsmassen durchquert haben und so verspätet eingetroffen sein. Dafür spricht auch, dass die gemessenen Höchstkonzentrationen des Farbstoffes beim Tela-PW ($231 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$) wesentlich höher lagen als beim Nb-PW ($56 \times 10^{-6} \text{ g/m}^3$).

Auch beim Oensinger Pumpwerk (Oe-PW) ist der Farbstoff nochmals später auffindbar. Allerdings ist es hier fraglich, ob der Farbstoff nicht derselbe ist, der aus dem Gäbiweiher ca. 40 Tage vorher austrat und danach wieder entlang der Dünnern infiltrierte. Zumindest 1994 konnte das Fluorescein, das damals vom Gäbiweiher in die Dünnern gelangte, ebenso im Oe-PW beobachtet werden.

- Die Resultate des auf der Antiklinale in den Hauptrogenstein eingegebenen Tracers (Li) zeigen damit eindeutig, dass ein unterirdischer Eintritt von grösseren Karstwasserquellen in das Schottergrundwasser des Gäus erfolgt. Dabei scheint sich ein präferentielles Entwässerungsgebiet im Bereich des Pumpwerkes Tela-PW abzuzeichnen. Der Kurvenverlauf beim Pumpwerk

Np-PW deutet zudem darauf hin, dass es zum Austritt von unterschiedlich spät eintreffenden Karstwässern kommt.

4.6.6 Gärbiweiher

Der Gärbiweiher in der Klus von Oensingen-Balsthal scheint eine Sammelquelle fast der gesamten Weissensteinkette zu sein. Obwohl er aus dem Haupttrogenstein austritt, konnte dort ein Tracer aus den Malmkalken sowie, bis auf einen, alle Tracer aus dem Haupttrogenstein nachgewiesen werden. Der Gärbiweiher stellt bezüglich seines Einzugsgebietes eine Ausnahme dar. Er tritt zwar direkt am Fuss des Kernes des Haupttrogensteines auf 475 m Höhe in der Klus aus, besitzt dort aber nur ein sehr kleines Einzugsgebiet. Weiter nach Westen ist der Aquifer des Haupttrogensteines aufgrund der tektonischen Situation auf ca. 3 km überdeckt. Das eigentliche Einzugsgebiet beginnt auf einer höheren Lage ab ca. 1'000 m Höhe. Dazwischen erfolgt ein steiles Abtauchen des Haupttrogensteines und damit auch des darin enthaltenen Karstaquifers.

1994 (Figur 59)

Das Diagramm in der Figur 59 stellt die Tracerdurchgänge des Fluorescein (Eingabeort: Kurhaus Weissenstein) und des Naphtionat (Eingabeort: Hinteregg) von 1994 dar. Gleichzeitig sind noch die Niederschläge während dieses Zeitraumes und der entsprechende Schüttungsverlauf der Quelle dargestellt.

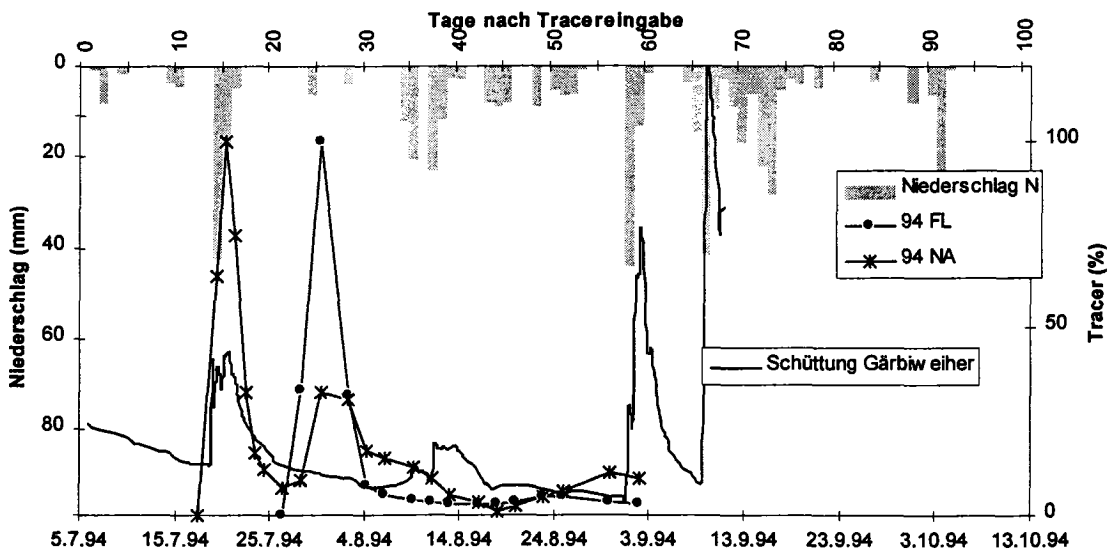


Fig. 59: Darstellung der Durchgangskurve für die verschiedenen Tracerdurchgänge beim Gärbiweiher für das Jahr 1994.

Bei den Kurven von 1994 ist der Tracerdurchgang des Naphtionat (Na) interessant. Bei ihm kommt es nach dem ersten grossen Peak zu zwei weiteren kleinen Peaks, die der Reihe nach kleiner werden. Dieser Tracer wurde kurz vor dem Abtauchen der Antiklinalen zur Klus hinunter in eine Doline des Haupttrogensteines eingegeben, d.h. er war relativ rasch in der überdeckten Zone dieses Karstsystems und kam dann nach ca. 14 Tagen (Ersteinsatz) bzw. nach 16

Tagen (erstes Peakmaximum) in der Quelle an. Vergleicht man die nachfolgenden Peaks dieses Tracers, dann können sie mit grösseren Niederschlägen, die ungefähr 10 Tage vorher auftraten, korreliert werden. Wahrscheinlich bewirkte der infiltrierende Regen auf der Antiklinalen eine Auswaschung des Farbstoffes aus der Doline, der aber erst mit einer Verspätung von ca. 10 Tagen austrat. Dass die Ursache dieser Peaks mit den Niederschlägen zusammenhängt, zeigt sich auch darin, dass es im darauffolgenden Jahr beim nochmaligen Einfärben der gleichen Doline mit Lissamin (Li) nicht mehr zu einer Ausbildung von gleichen Nachfolgepeaks kam (Figur 59).

1995 (Figur 60, 61)

Im Diagramm der Figur 60 sind alle beobachteten Tracerdurchgänge von 1995 eingetragen. Es handelt sich dabei um den Tracer Naphtionat (Na), der in den Haupttrogenstein bei der Schmidmatt eingegeben wurde. Der Tracer Eosin (Eo) wurde wieder wie das vorherige Jahr beim Kurhaus Weissenstein in den Haupttrogenstein gegeben. Der Tracer Lissamine (Li) wurde ebenfalls wie 1994 in eine grosse Doline bei Hinteregg eingespült (Figur 60).

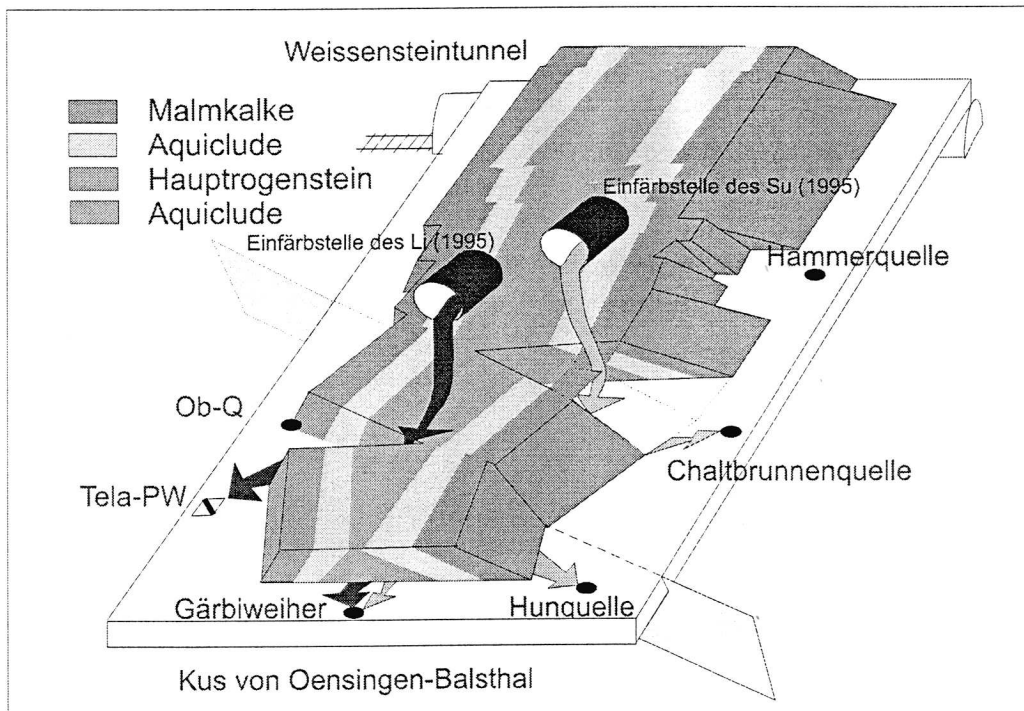


Fig. 60: Stark schematisierte Darstellung der Weissensteinantiklinalen mit den Bereichen einer dilatativen und kompressiven Tektonik in Verbindung mit den NNE-SSW streichenden Bruchzonen und deren Einfluss auf die Entwässerung der beiden Hauptkarstaquifere in den Malmkalken und im Haupttrogenstein.

Nur der Tracer Sulforhodamin (Su) gelangte von den Malmkalken der Nordflanke in den Haupttrogenstein und konnte dann im Gäbiweiher beobachtet werden. In der Figur 60 sind in einer stark abstrahierten Darstellung der Weissensteinkette die Eingabeorte und die Austrittsstellen der beiden Tracer (Li und Su) dargestellt.

Die Durchgangskurve des Sulforhodamin (Su) (1995) aus den Malmkalken tritt deutlich vor allen anderen Kurven auf, obwohl der Tracer eine grössere Distanz (6.8 km - 971 m/d) zurücklegen musste als der deutlich langsamere Tracer Li (5.4 km - 390 m/d) mit einer ähnlichen Distanz aber direkter Einspeisung in den Hauptrogenstein.

Es liegt nahe, den Tracereintrag Sulforhodamin (Su) durch die Bruchzone als einen direkten Eintrag in das tiefere System des Hauptrogensteines zu interpretieren und die Einspeisung des Li als primäre Einspeisung in ein mehr lokales System anzusehen, das nur einen Teil seines Wassers in das tiefere und schnellere System abgibt.

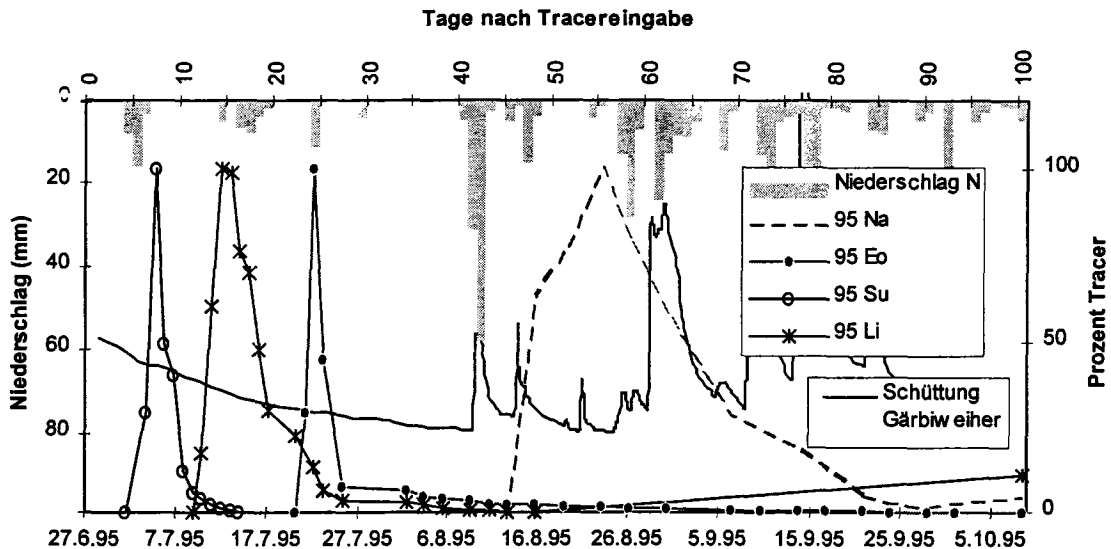


Fig. 61: Durchgangskurve für die verschiedenen Tracerdurchgänge beim Gärbiweiher für das Jahr 1995.

Vom Tracer (Li) konnten durch den Gärbiweiher rund 7 % wieder zurückgewonnen werden. Für eine verzögerte Abgabe des kleineren Anteils des Wassers, aus den oberflächlichen lokalen Karstsystemen in das darunterliegende Tiefensystem, spricht auch eine weitere Beobachtung. Der Tracer Naphtionat (Na) wurde weiter westlich bei der Hinteren Schmidmatt in eine Doline des Hauptrogensteines eingegeben (Figur 39).

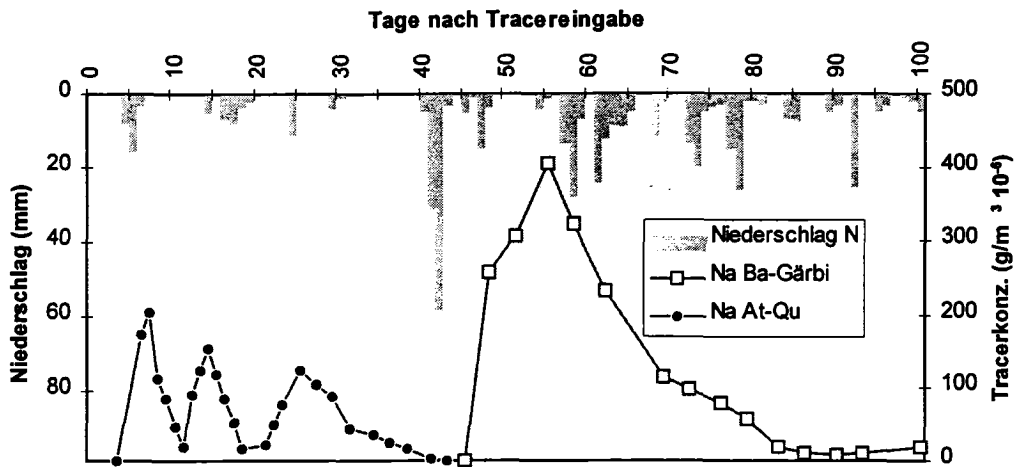


Fig. 62: Darstellung der Durchgangskurve des Tracers Naphtionat (Na) von 1995 beim Gärbiweiher (Ba-Gärbi) und bei der Attiswilerquelle (At-Qu).

Dieser Tracer trat zudem noch in einer Quelle (At-Qu) am Südhang aus (Figur 62). Die Distanz (2.4 km) ist relativ kurz und die mittlere Fliessgeschwindigkeit (340 m/d) liegt im mittleren Bereich. Im Vergleich dazu konnte derselbe Farbstoff im Gärbiweiher (Ba-Gärbi) erst einiges später beobachtet werden und obwohl die Distanz (8.7 km) grösser war, war die Fliessgeschwindigkeit mit 158 m/d mehr als halb so langsam. Von diesem Farbstoff wurde etwa die gleiche prozentuale Menge (6 %), wie beim Lissamin auch, wieder vom Gärbiweiher ausgeschieden. Der Rest ist wahrscheinlich in weiteren unterirdischen Austritten am Südfuss verloren gegangen.

Vergleicht man die Nachfolgepeaks des Tracers bei der Attiswilerquelle (At-Qu/ Figur 62) mit den Niederschlägen, dann kann hier keine direkte Beziehung erstellt werden. Eventuell deuten die nachfolgenden Peaks auf verschiedene Fliesswege hin.

- Die oben besprochenen Tracerdurchgänge lassen erkennen, dass das primäre Einzugsgebiet des Gärbiweihers durch den Haupttrogenstein auf dem Antiklinarrücken liegt. Ein Teil des dort infiltrierenden Wassers wird jedoch durch lokale Einzugsgebiete wiederum den Quellen bzw. direkt dem Grundwasserstrom an der Weissensteinsüdflanke zugeführt. Nur ein geringerer Teil des Tracers von ungefähr 7 % gelangte in das tiefer liegenden System im Haupttrogenstein das beim Gärbiweiher (Ba-Gärbi) entwässert. Er erhält zusätzlich entlang des dilatativen Bereiches der umgeknickten Weissensteinantiklinale entlang gut entwickelter Fliesssysteme durch die undurchlässigen Schichten hindurch auch noch Wasser aus den Karstsystemen der Malmkalken.

4.6.7 Tiefensystem im Haupttrogenstein der Antiklinale

Vereinzelt wurden bei den Quellen in den Malmkalken, bei denen auch Tracer aus dem Haupttrogenstein nachgewiesen werden konnten, schon die Durchgangskurven besprochen. In diesem Teil soll auf diese wichtigen Beobachtun-

gen aber nochmals ausführlicher eingegangen und noch nicht erwähnte Zusammenhänge dargelegt werden.

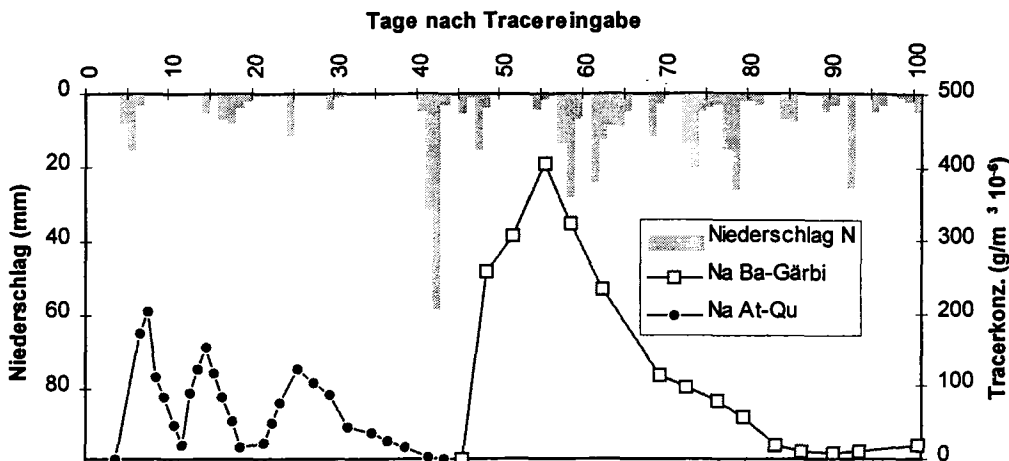


Fig. 63: Darstellung der verschiedenen Tracerdurchgänge des Tracers Eosin (Eo), der 1995 in den Hauptrogenstein beim Kurhaus Weissenstein eingegeben wurde, und auch bei verschiedenen Quellen innerhalb der Malmkalke wie auch beim Gärbiweiher wieder beobachtet werden konnte.

1994 wurde beim Kurhaus Weissenstein der Tracer Fluorescein (Fl) in den dort versickernden Überlauf der Kläranlage gegeben. Er wurde daraufhin bei der Chaltbrunnenquelle und beim Gärbiweiher wieder nachgewiesen. Im Jahr (1995) wurde der gesamte Multitracerversuch auf die Weissensteinkette konzentriert. Dabei wurde zum Vergleich Eosin (Eo) beim Kurhaus eingegeben und zusätzliche Beobachtungsstellen im Mittelland miteinbezogen (Figur 63, 64). Aus diesem Grund sollen im folgenden ausschliesslich die Resultate von 1995, die nur eine Erweiterung der Ergebnisse von 1994 darstellen, ausführlicher anhand der Figur 63 und Figur 64 besprochen werden.

Der Farbstoff (Eo) konnte bei insgesamt 5 Quellen wieder beobachtet werden. Es handelt sich dabei um die Chaltbrunnenquelle (Chaltbrunnen) und die Quelle Chalchofen (Chalchofen), die beide ca. 500 m auseinander liegen und aus den Malmkalke der Weissensteinsüdflanke entwässern. Weiterhin konnte der Farbstoff auch beim Gärbiweiher (Gärbi) in der Klus von Balsthal im Hauptrogenstein beobachtet werden.

Auf der Weissensteinsüdflanke wurde der Farbstoff bei zwei nahe beieinanderliegenden Quellen (Ob-Qu) beobachtet. Sie sind in Figur 64 als eine Quelle (Ob-Qu) dargestellt.

Der grösste Teil des Tracers, rund 75%, wurde durch den Gärbiweiher wieder ausgespült. Die Geschwindigkeit der Tracerdurchgänge liegt zwischen 631 m/d bei der Chaltbrunnenquelle (Chaltbrunnen) und 659 m/d bei der Oberbipp Quelle (Ob-Qu). Die Geschwindigkeiten sind damit fast identisch.

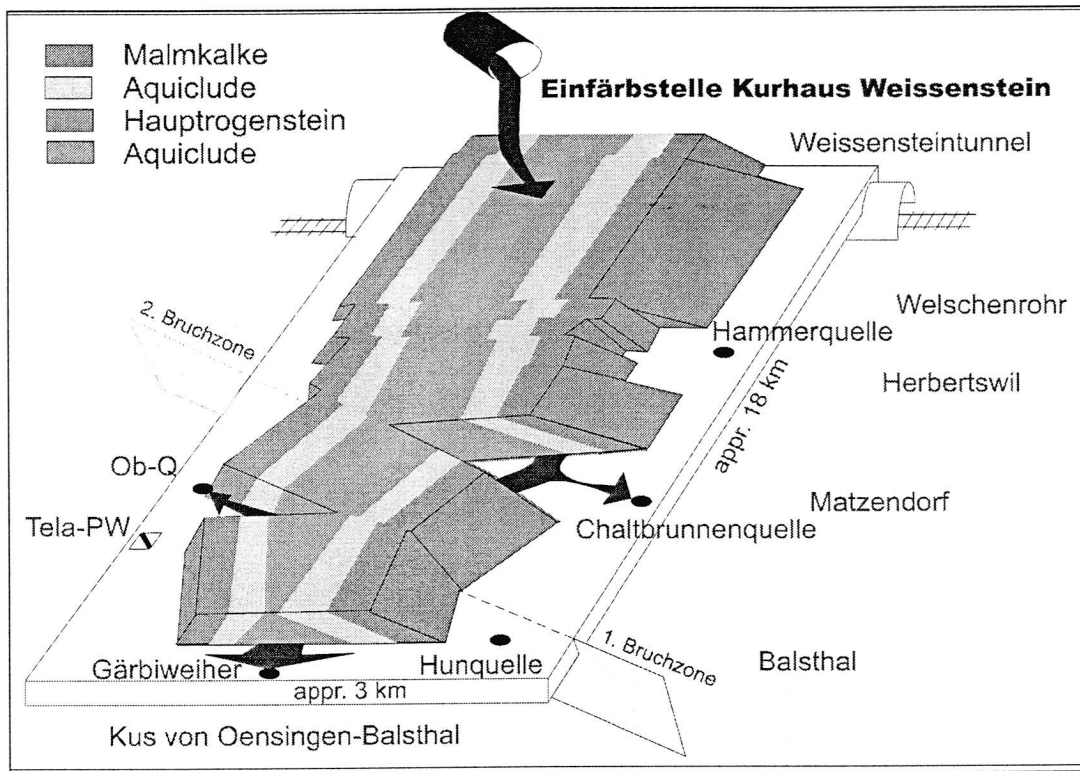


Fig. 64: Stark schematisierte Darstellung der Weissensteinantiklinalen mit den Bereichen einer dilatativen Tektonik in Verbindung mit den NNE-SSW streichenden Bruchzonen und deren Einfluss auf die Entwässerung des Karst-aquifers im Haupttrogenstein der beiden Tracer Fluorescein (Fl, 1994) und Eosin (Eo, 1995).

Bei der Form der Durchgangskurven sind jedoch Unterschiede zu erkennen (Figur 63). Die Durchgangskurven der Oberbipper Quelle (Ob-Qu) und der Quelle Chalchofen (Chalchofen) sind sehr ähnlich, wie auch die Form der Durchgangskurve bei der Chaltbrunnenquelle (Chaltbrunnen). Sie weist nur eine etwas verbreiterte Kurvenform auf. Eine Interpretation dieser Unterschiede ist fast unmöglich, da die Verhältnisse in den Karstsystemen zu wenig bekannt sind. Dafür zeigt die Kurvenform, wie sie beim Gärbweiher für den Tracer beobachtet wurde, signifikantere Unterschiede. Sie hat einen engeren Peak und es kommt bei ihr zu einem geringen aber stetigen Austrag des Tracers nach dessen Hauptdurchgang. Der scharfe Peak ist wahrscheinlich durch das besser ausgebildete und unverzweigt verlaufende Karstsystem innerhalb des Haupttrogensteines zu erklären. Zudem musste der Tracer nicht die undurchlässigen Schichten und Bruchzonen in den Flanken durchqueren. Die lange Verschleppung des Tracers könnte durch eine verzögerte und langsamere Abgabe des Tracers aus den Klüften heraus gegeben sein, der wegen der hohen Konzentration noch beobachtet werden kann.

Bei der Oberbipp Quelle (Ob-Qu) können zusätzlich noch weitere wichtige Beobachtungen gemacht werden (Figur 63):

- Beim Tracerdurchgang des Eosins (Eo) bei der Ob-Qu kann ein zweiter Peak, nach ca. 80 Tagen, beobachtet werden. Da es schon Wochen vorher sehr stark regnete und es zu keinem Austrag des Farbstoffes bei der Ob-Qu

kam, ist es wahrscheinlich, dass dieser Nachfolgepeak einen zweiten Fließweg innerhalb des Karstsystems darstellt. Ob dieser zusätzliche Fließweg allerdings mit der tektonischen Situation innerhalb der Antiklinalen oder mit den grossen Rutschungsmassen am Südhang der Antiklinalen zusammenhängt, ist nicht klar.

- Interessant ist auch die Austrittshöhe dieser Quelle (Ob-Qu). Sie entspringt auf einer Höhe von 640 m. Geht man vom einfachsten Fall aus, dass die Quellen (Ob-Qu) und der Gärbiweiher zum gleichen tiefen Karstsystem gehören, dann kann daraus ungefähr die niedrigste Höhenlage des Wasserspiegels dieses Tiefensystems, vor dem Abtauchen zur Klus hinunter, ermittelt werden. Das würde bedeuten, dass er bis ca. 4.5 km vor dem Austritt durch den Gärbiweiher noch auf einer Höhe von 640 m liegt. Da die Austrittshöhe des Gärbiweihers auf 480 m Höhe liegt, muss das System auf dieser kurzen Distanz um mindestens 160 m abfallen.

4.6.8 Typische Merkmale der Durchgangskurven

Durch den direkten Vergleich der einzelner Durchgangskurven der Tracer können vereinfacht drei verschiedene Grundtypen von Karstquellen unterschieden werden. Ihre Bezeichnung erhalten sie nach den grossen Quellaustritten des Thales bei denen sie vorwiegend beobachtet wurden (Figur 65).

In der Synthese (Kap. IV) wird die Interpretation dieser Typen durch kombinierte Vergleiche mit den Resultaten der zusätzlich untersuchten Parameter weiter verfeinert und erweitert.

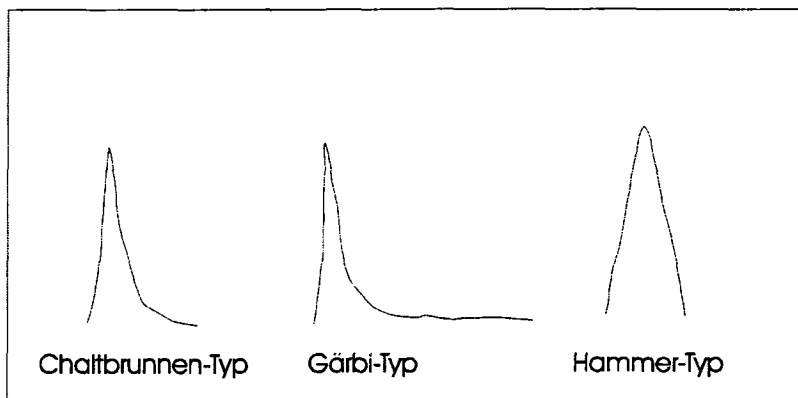


Fig. 65: Drei verschiedene Grundtypen von Durchgangskurven, die während der Multitracerversuche beobachtet wurden.

- **Chaltbrunnen-Typ:**
Diese Kurven zeigen einen steilen Anstieg der nach dem Maximum wieder kontinuierlich abfällt und dann immer flacher ausläuft bis er nach einer kurzen Zeit nicht mehr nachweisbar ist.
- **Gärbi-Typ:**
Die Kurve dieses Typs steigt steil an und fällt nach dem Maximum wieder bis auf einen gewissen Wert herunter, ab dem es zu einem langen Auslaufen des

Tracers nach dem Durchgang des Maximums der Tracerkurve kommt. Seine Ursache könnte auf den Einfluss von Klüften zurückzuführen sein, die sukzessive einen Teil des gespeicherten Tracers wieder abgeben.

- **Hammer-Typ:**

Dieser Typ steigt fast kontinuierlich geradlinig an und fällt danach ebenso wieder ab ohne einen auslaufenden rückwärtigen Kurvenabfall zu besitzen. Er wird als ein Indikator eines kompakten Tracerdurchganges interpretiert, der auf ein gut entwickeltes, wenig turbulentes und einheitliches Karstsystem hinweist. Die Form der Tracerdurchgangskurven, welche durch den Eintrag aus den lokalen Einzugsgebieten erfolgten, ist typisch für einen homogenen Grundwasserleiter mit relativ kleinem Grundwasserneubildungsgebiet, entsprechend dem Piston flow-Modell (Maloszewski & Zuber 1982).

4.6.9 Abgrenzung der Einzugsgebiete

Die Abgrenzung der Einzugsgebiete, wie sie anhand der schnellen Fließwege ermittelt werden konnten, wurde primär mit Hilfe der Ergebnisse der beiden Multitracerversuche von 1994 und 1995 durchgeführt. Da sie jedoch nur punktförmige Informationen geben ist es zudem wichtig, die geologische und topographische Situation zu berücksichtigen. Dabei stellte sich heraus, dass es anhand der Ergebnisse der Tracerversuche notwendig ist, zwischen lokalen und regionalen Einzugsgebieten zu unterscheiden. Eine eindeutige Abgrenzung einzelner Einzugsgebiete war nicht immer möglich, im Gegenteil, fast immer sind Überschneidungen zu beobachten. Dass mehrere Quellen teilweise gemeinsame Einzugsgebiete besitzen können ist bei der einfachen Annahme eines sich teilenden Baches im Untergrund gut vorstellbar. Dass dies auch hydraulisch erklärbar ist, wurde von Kiraly (1977) ausführlich dargelegt.

Im Folgenden sollen aufgrund der vorherigen Diskussion der Tracerverläufe die Einzugsgebiete der wichtigsten Quellen kurz dargelegt werden. Auf der Figur 66 wurden nur die Einzugsgebiete der Quellen aus den Malmkalken eingezeichnet.

Auf der Figur 67 diejenigen des Haupttrogensteins. Eine Ausnahme davon bilden die Quellen und Grundwasserpumpwerke am Südfuss der Weissensteinkette. Sie werden trotzdem zu dieser Gruppe gezählt, da sie deutlich durch die Karstsysteme aus dem Haupttrogenstein beeinflusst werden.

4.6.9.1 Einzugsgebiete in den Malmkalken (Figur 66) – Weissenstein-antiklinale

- **Höhlensystem Nidlenloch**

Innerhalb des Höhlensystems Nidlenloch verläuft eine unterirdische Wasserscheide. Die im westlichen Teil gelegenen Höhlensysteme entwässern nach Westen zum Weissensteintunnel. Die des östlichen Teiles entwässern alle nach Osten in die Richtung von Welschenrohr. Die unterirdische Wasserscheide liegt damit rund 500 m weiter östlich als die oberirdische und führt zu einer Verkleinerung des gesamten oberirdischen Einzugsgebietes.

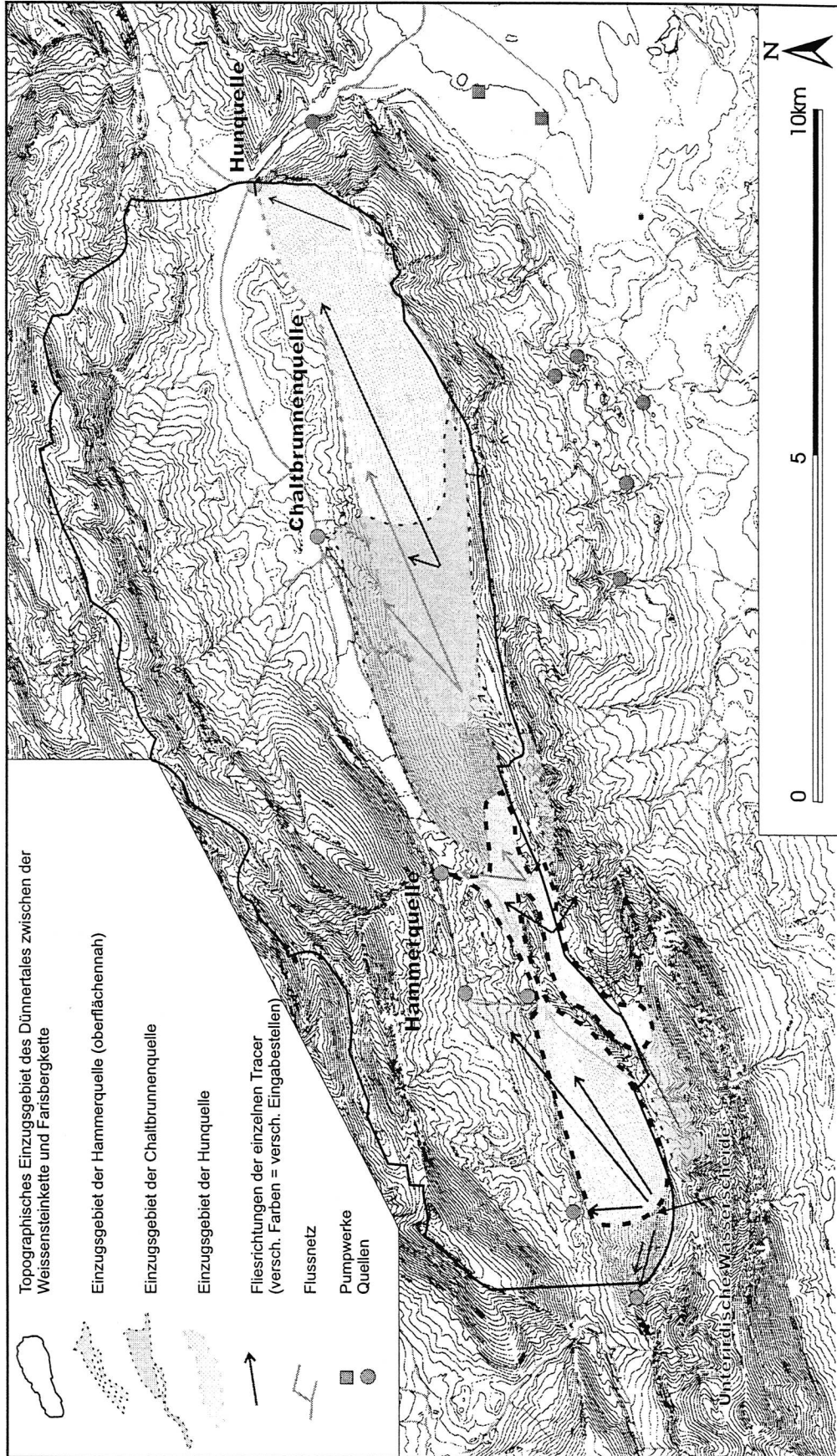


Fig. 66: Einzugsgebiete einzelner Quellaustritte in den Kalken des Malmes

- **Hammerquelle**

Innerhalb dieses grossen Infiltrationsgebietes der Malmkalke ist es möglich das Einzugsgebiet der oberflächlicheren Systeme, die mit der Hammerquelle in Verbindung stehen, etwas genauer zu erfassen. Die Quelle wird von ihrem Einzugsgebiet her den Malmkalken der Weissensteinnordflanke zugeordnet, was aufgrund der Tracerversuche auch bestätigt werden kann. Für eine Beeinflussung durch ein Karstsystem im Hauptrogenstein spricht der nachgewiesene Tracerdurchgang von einer Eingabestelle auf dem Balmberg in den dortigen Hauptrogenstein. Für den Nachweis von tieferliegenden Verbindungen, z.B. der Durchgang durch das Tiefensystem aus dem Bereich des Nidlenloches, müsste ein Tracerversuch über einen wesentlich längeren Zeitraum durchgeführt werden.

- **Chaltbrunnenquelle**

Die Ausdehnung des Einzugsgebietes der Chaltbrunnenquelle kann anhand der Multitracerversuche abgegrenzt werden. Hauptsächlich wird sie aus den Malmkalken der Weissensteinnordflanke gespeisen. Es konnte aber auch ein Tracer beobachtet werden, der beim Kurhaus Weissenstein in den Hauptrogenstein eingegeben wurde, was eindeutig auf einen Zufluss aus dem Karstsystem aus dem Antiklinalkern hinweist.

Betrachtet man die Wiederaustrittsmengen der Tracer, so sind sie unerwartet gering. Dies kann damit erklärt werden, dass die untersuchte Quelle einerseits sehr schlecht gefasst ist, so dass ein nicht genau bestimmbarer Teil des Wassers unterirdisch in den tieferen Grundwasserstrom abfließt und deshalb die bestimmte Schüttungsmenge zu gering ist und, dass das Haupteinzugsgebiet nicht eingefärbt wurde. Dies zeigt, dass das Einzugsgebiet, so wie in der Figur 66 eingezeichnet, weiter westlich liegt.

- **Hunquelle**

Die Hunquelle ist ebenso wie die Chaltbrunnenquelle eine aus dem Untergrund aufstossende Karstquelle. Bei ihr konnten wohl verschiedene Tracer aus dem Malm, jedoch nie irgendwelche Tracer aus dem Hauptrogenstein nachgewiesen werden. Die Ergebnisse der Tracerversuche zeigen auch eindeutig, dass sie ein gemeinsames Einzugsgebiet mit der Chaltbrunnenquelle besitzt.

4.6.9.2 Einzugsgebiete im Hauptrogenstein (Figur 67)

1. Weissensteinkette:

Ein Teil der Antiklinale wird durch den Hauptrogenstein seitlich in die Klus drainiert. Hier ist zu beachten, dass nur der Gäbiweiher eine Quelle ist, die direkt aus dem anstehenden Hauptrogenstein entspringt (ausgenommen zwei Quellen im Weissensteintunnel). Alle anderen Quellen sind auf dem Südhang der Weissensteinkette innerhalb der grossen Hangrutschungsmassen gelegen. Zumindest ein Teil der Einzugsgebiete dieser Quellen befindet sich im Bereich des Hauptrogensteines. Die Einzugsgebiete führen dazu, dass ein Teil des infiltrierenden Wassers, längs des Höhenzuges des Hauptrogensteines, nach Süden fließt und so dem tiefen Karstsystem des Gäbiweiher entzogen wird.

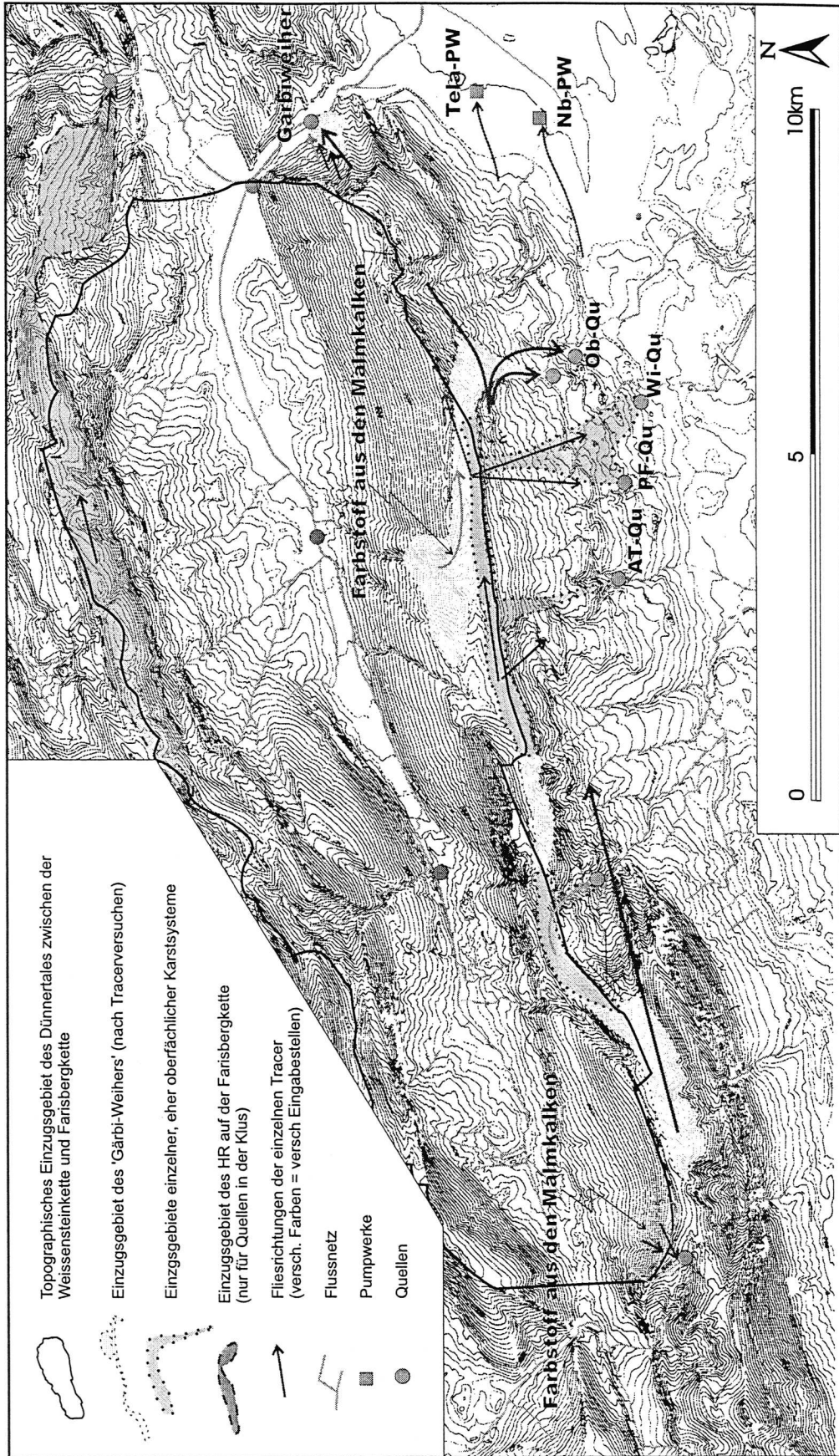


Fig. 67: Einzugsgebiete einzelner Quellaustritte in den Kalken des Hauptrogenstein

Die topographische Wasserscheide ist dabei ebensowenig ein Hindernis wie undurchlässige Schichtreihen oder die grossen Sackungsmassen im Gebiet von Attiswil oder Niederbipp.

- **Gärbiweiher**

Das Einzugsgebiet des Gärbiweiher ist grösser als das der anderen Quellen auf der Südseite der Weissensteinkette. Anhand der Färbversuche konnte nachgewiesen werden, dass die Hauptentwässerungsrichtung von W nach E erfolgt.

Hier konnte die grösste zurückgelegte Distanz von 15.8 km (direkter Weg) zwischen dem Kurhaus Weissenstein bei der Westgrenze des Arbeitsgebietes und dem Gärbiweiher in der Klus von Oensingen-Balsthal festgestellt werden. Auch die Geschwindigkeit mit 644 m/d liegt relativ hoch. Dass das Einzugsgebiet noch weiter nach Westen reicht, ist unwahrscheinlich aber nicht ausgeschlossen (siehe nächstes Kapitel). Zumindest konnten die westlich des Weissensteintunnels in den Hauptrogenstein eingegebenen Tracer nur noch in den Quellen des Tunnels, jedoch nicht mehr beim Gärbiweiher festgestellt werden. Deshalb wird angenommen, dass die unterirdische Wasserscheide zwischen dem Kurhaus Weissenstein und dem Weissensteintunnel liegt.

Ungefähr in der Mitte der Antiklinalen innerhalb des Arbeitsgebietes erfolgt, entlang der Bruchzonen, eine seitliche Entwässerung des Einzugsgebietes in die Nord- und Südflanke. Aufgrund dieses Abzuges, u. a. auch durch lokale Systeme, gelangt nur ein Teil des Wassers aus dem Tiefensystem bis zum Gärbiweiher.

Vor dem Austritt des Gärbiweiher ist das oberflächliche Einzugsgebiet, entlang einer Strecke von ca. 4 km, durch die Ausserbergüberschiebung unterbrochen. Wegen dieser Überschiebung sind undurchlässige Schichten als "Deckel" dem darunterliegenden Hauptkarstaquifer überlagert. Ein sehr kleines Einzugsgebiet befindet sich direkt beim Austritt des Gärbiweiher.

Ein nicht genau bestimmbarer Teil seines Wassers erhält der Gärbiweiher aber auch noch durch den Eintritt von Karstwasser aus den Malmkalken der Weissensteinnordflanke. Dieser Übertritt muss entlang von dilatativen Bruchzonen stattfinden. Der weitere Verlauf dieses Systems innerhalb der Antiklinalen ist unklar.

2. Farisbergkette:

Wie anhand der Ergebnisse der Markiersuche auf dieser Kette für den Hauptrogensteinaquifer gut gezeigt werden konnte, wird durch die ähnliche geologische Situation ein Teil des Oberflächeneinzugsgebietes durch den Hauptrogenstein im Kern der Antiklinalen seitlich in die Klus von Balsthal-Mümliswil drainiert. Weiter westlich konnte die Wasserscheide nicht mehr bestimmt werden, da der westlichste Tracer (Rhodamin (Rh) 1994 / Figur 39) primär durch eine nahegelegene Quelle wieder ausgeschieden wurde. Die Grenze

wurde daher aufgrund geologischer und geomorphologischer Kriterien aus-
geschieden.

5 Bilanzierung einzelner Einzugsgebiete

5.1 Oberirdisches Einzugsgebiet des Dünnerntales

Für die Bilanzierung eines Einzugsgebietes ist es notwendig, über zuverlässige
Datengrundlagen zu verfügen. So konnte Lüscher während seiner Arbeit (1975)
durch sein weit ausgebautes Messnetz eine sehr gute Datendichte für die Nie-
derschlagsverteilung und Verdunstungsrate für das Dünnerntal erarbeiten und
sich ausschliesslich auf die Bilanzierung des Oberflächeneinzugsgebietes kon-
zentrieren. Aufgrund seiner Daten wurde in der vorliegenden Arbeit eine erwie-
terte Bilanzierung des Untersuchungsgebietes durchgeführt, bei dem die unter-
irdischen Ab- und Zuflüsse aus dem hydrologischen Einzugsgebiet berücksich-
tigt sind.

Lüscher (1975) gab die Grösse des oberirdischen Einzugsgebietes mit 75.13
km² sehr genau an. Seine Bilanzierungen zeigten jedoch, dass mit einer erwie-
terten Wasserbilanzrechnung gearbeitet werden muss. Dabei werden für die Bi-
lanzierungsgleichung folgende Grössen verwendet:

$$N = A_o + V + (R-B) + A_u$$

$$N = \text{Niederschlag (mm)}$$

$$V = \text{Verdunstung (mm)}$$

$$A_o = \text{oberirdischer Abfluss (mm)}$$

$$A_u = \text{unterirdischer Abfluss (= } A_{uK} \text{ (Karstanteil) + } A_{uS} \text{ (Schotter-} \\ \text{grundwassr)) (mm)}$$

$$R = \text{Rücklage für das folgende Jahr (mm)}$$

$$B = \text{Aufbrauch der Rücklage (aus dem Vorjahr) (mm)}$$

Da seine Messungen 4 Jahre andauerten, setzte er voraus, dass $R-B=0$ ist. Bei
der Bilanzierung erhielt er eine Differenzhöhe von 147 mm ohne Berücksichti-
gung von A_u . Damit erkannte er damals richtig, dass ein Teil des Wassers durch
den Schottergrundwasserkörper (A_{uS}) durch die Klus von Oensingen-Balsthal
entströmt und ein anderer Teil durch die Karstgrundwässer (A_{uK}) seitlich aus
dem oberirdischen Einzugsgebiet abdrainiert wird. Er berechnete für den Anteil
 A_{uS} einen Wert von 40 bis 50 mm. Dieser Wert ist plausibel (vgl. Regli 1997,
Unmüssig 1995). Die restlichen rund 100 mm müssen als einen Austrag durch
Karstsysteme betrachtet werden. Dies bedeutet, dass der Anteil des A_u rund 30
% des oberirdischen Abflusses ausmacht.

Bei der Neubestimmung des oberflächlichen Einzugsgebietes wurden zwei
Möglichkeiten in Betracht gezogen:

1. Bei der ersten wurden folgende Teileinzugsgebiete vom Gesamteinzugsge-
biet abgezogen:

- Haupttrogenstein auf den beiden Antiklinalen.
- Fläche in den Malmkalken, die sich durch die unterirdische Wasserscheide beim Nidlenloch ergibt.

Dadurch kommt es zu einer Verkleinerung des oberirdischen Einzugsgebietes um rund 10 %. Dieser Wert ist noch zu klein, um den Bilanzüberschuss von Lüscher plausibel erklären zu können.

2. Bei der zweiten wurden folgende Teileinzugsgebiete vom Gesamteinzugsgebiet abgezogen:

- Haupttrogenstein auf den beiden Antiklinalen.
- Fläche in den Malmkalken, die sich durch die unterirdische Wasserscheide beim Nidlenloch ergibt.
- Einzugsgebiet der Hunquelle an der Weissensteinnordflanke.

Lüscher berücksichtigte in seinen Bilanzierungen die grosse Schüttungsmenge der Hunquelle nicht. Zieht man ihr Einzugsgebiet jedoch mit ab, dann führt dies zu einer Verringerung des oberirdischen Einzugsgebietes um nochmals rund 10 %. Damit erfährt das Einzugsgebiet insgesamt eine Verringerung vorwiegend in den Höhenlagen um 20 %. Dieser Wert scheint, vor allem da die Höhenlagen mit einer grösseren Niederschlagsmenge und einer geringeren Verdunstungsrate sich nochmals stärker auswirken, in realistischere Bereiche zu gelangen. Es fehlen jedoch immer noch 10 %. Ein weiterer, hier nicht berücksichtigter Abzug von Karstwasser muss deshalb noch entlang der Bruchzonen aus den Malmkalken heraus in Betracht gezogen werden. Für diese Annahme spricht auch die Bilanzierung der Einzugsgebiete der grössten Karstquellen (siehe folgendes Kapitel).

5.2 Einzugsgebiete einzelner Quellen

Für die grössten Quellen des Untersuchungsgebietes wurde eine Bilanzierung ihres Einzugsgebietes durchgeführt. Nicht berücksichtigt wurden die Rücklagen der Grundwasserspeicher. Da die Beobachtungszeiträume (2 Jahre) jedoch noch relativ kurz sind und der Austrag durch einzelne Quellen nicht besser quantifiziert werden kann, werden mit Hilfe der ausgeführten und stark vereinfachten Berechnungen mehr die Grössenordnungen der jeweiligen Bilanzierungen betrachtet. Die wichtigsten Parameter, wie Verdunstung und Oberflächenabfluss, mussten unterschiedlich bestimmt werden:

- Oberflächenabfluss:

Da aus den verschiedenen Einzugsgebieten der einzelnen Quellen die jeweiligen Oberflächengewässer nur selten während der grossen Hochwasserereignisse aktiv sind, und ein Teil der Bäche auf den Höhenzügen direkt in die Karstsysteme eintreten (z. B. via Dolinen), wird für diesen Abfluss ein geschätzter Wert von rund 10 % angenommen. Für das gesamte Dünnerntal lag er bei ca. 36 % (vgl. Lüscher 1975).

- Verdunstung:

Für die Bestimmung der wichtigen Grösse der Verdunstung konnte ein Modell des Geographischen Institutes der ETH-Z verwendet werden. In diesem Modell wird eine Karte der mittleren Jahresverdunstung in Isolinienform für einen Zeitraum von 20 Jahren dargestellt (Menzel 1997). Die damit berechneten Werte stellen einen Mittelwert während dieses Zeitraumes dar, der die längerfristige Tendenz angibt. Einzelne Jahre können davon stärker abweichen. Zusätzlich können mit diesem Modell aber auch die mittleren Niederschlagsmengen berechnet werden. Da die Messung der Quellschüttung von den Quellen erst seit zwei Jahren (1995, 1996) kontinuierlich erfolgt, wurde eine Bilanzierung über diese zwei Jahre durchgeführt. Zur Kontrolle wurden die Summe der Jahresniederschläge von 1995 und 1996 der umliegenden Niederschlagsmessstationen mit derjenigen des Modells verglichen. Die Abweichungen waren mit 3.8 % erstaunlich gering. Die Verdunstungsraten konnten nicht überprüft werden. Ihre Standardabweichung beträgt im 10-Jahresmittel im Gebiet des Riedholzaches (NE-Schweiz) rund 8.5 % (mündl. Mitteilung, L. Menzel).

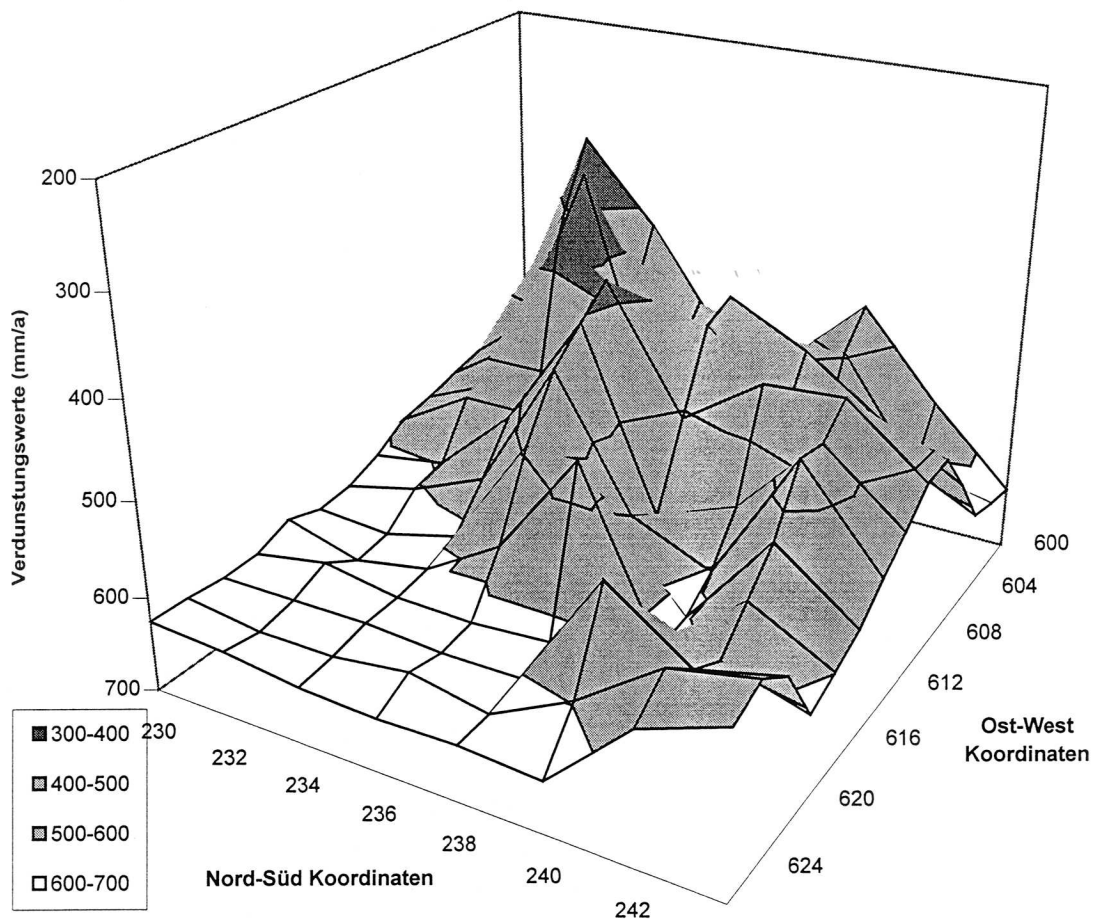


Fig. 68: Darstellung der Verdunstungswerte mit einem Raster von 4 km² für das Arbeitsgebiet. Dass die topographische Geländeform grob wiedererkannt werden kann, ist auf die Höhenabhängigkeit der Verdunstung zurückzuführen.

In der Figur 68 sind die Verdunstungswerte für das Arbeitsgebiet dargestellt. Das Raster beträgt 4 km². Deutlich ist dabei die vereinfachte topographische Struktur des Gebietes zu erkennen, was durch die Höhenabhängigkeit der Verdunstung gegeben ist. Für das gleiche Raster konnten auch gemittelte Niederschlagswerte verwendet werden. Aufgrund dieser Datenbasis wurde dann der effektive Eintrag für die jeweiligen Einzugsgebiete berechnet.

In der unten folgenden Tabelle 6 sind die hydrologischen Kenngrößen der Einzugsgebiete und der zugehörigen Quellen während eines Zeitraumes über 2 Jahre dargestellt. Bei der Berechnung wurde der Eintrag entlang von Bruchzonen zwischen den beiden grössten Aquiferen (Malmkalke und Hauptrogenstein) nicht weiter mitberücksichtigt.

Beim Gärobiweiher wurden zwei verschiedene Berechnungen durchgeführt:

- Bei Gärobi (1) wurde das innerhalb des Einzugsgebietes des Gärobiweihers infiltrierende Niederschlagswasser auf der Weissensteinkette als ein vollständiger Eintrag in sein Karstsystem gerechnet. Einen Teilabzug ins Mittelland, wie anhand der Färbversuche nachgewiesen werden konnte, wurde nicht mitberücksichtigt. Diese Rechnung stellt somit einen Höchstwert des infiltrierenden Regenwasseranteiles dar.
- Bei der Berechnung von Gärobi (2) wurde von folgender konzeptueller Modellvorstellung ausgegangen: Das infiltrierte Niederschlagswasser auf der Weissensteinantiklinalen gelangt zuerst in ein lokales System, das einen Teil seines Wassers zu den Quellen am Weissensteinsüdfuss abgibt und den Rest in das tiefere System, das zum Gärobiweiher hin entwässert. Geht man davon aus, dass vor dieser Aufteilung des Karstwassers im lokalen System eine homogene Durchmischung mit dem Tracer stattfand und die Eingabestelle repräsentativ für einen lokalen Teil des Gesamteinzugsgebietes ist, dann können die Tracerrückgewinnungsraten als einfache Mittel zur Bestimmung der unterschiedlich wegfließenden Anteile des lokalen Karstwassers benützt werden. Die Unterteilung des Gesamteinzugsgebietes in die jeweiligen Teileinzugsgebiete wurde mit Hilfe geomorphologischer Kriterien durchgeführt. Für die in den Teileinzugsgebieten eingegebenen Tracer wurde die Rückgewinnungsrate beim Gärobiweiher berechnet und auf das lokale Teileinzugsgebiet übertragen. Damit kann dann eine grobe Abschätzung des jeweiligen Anteiles des infiltrierte Niederschlages, der in das tiefere Karstsystem des Gärobiweihers gelangt (=effektiver Eintrag), durchgeführt werden. Das bedeutet, dass aus dem westlichen Teil (Kurhaus Weissenstein) 55 % effektiver Eintrag gerechnet wurde und für den Teil entlang der Weissensteinantiklinale nur rund 6 bis 7 % effektiver Eintrag. Bei der Bestimmung des Einzugsgebietes wurde der Anteil aus den Malmkalken bei beiden Berechnungen nicht mitberücksichtigt.

Bei den anderen Quellen in den Malmkalken wurde kein zusätzlicher Betrag abgezogen. Ebenso wurde bei der Chaltbrunnenquelle der Anteil ihres Einzugsgebietes im Hauptrogenstein nicht mitgerechnet.

Tabelle 6: Vergleich der Wasserbilanzierungen der jeweiligen Einzugsgebiete der grössten Quellen des Untersuchungsgebietes während zwei Jahren (1995, 1996).

	GÄRBI (1)	GÄRBI (2)	HAMMER	CHALTBR.	HUN	
Q (m ³ x 10 ⁶ /a)	5	5	0.95	2.15	4.4	
F (km ²)	5.8	(5.8) 2.6	6.3	6.1	7.1	
N (mm)	1481	1481	1400	1400	1400	
V (mm)	457	457	480	480	480	
Ao (mm)	148	148	140	140	140	
INPUT (m ³ x10 ⁶ /a)	5.1	2.3	4.9	4.7	5.5	
BILANZ (m ³ x10 ⁶ /a)	0.1	-2.7	+3.95	+2.55	+1.1	+4.9
			+3.95	+2.55	+1.1	+7.7

- Q = Schüttung der Quellen (m³ x 10⁶/a)
 F = Fläche (km²)
 N = Niederschlag (mm)
 V = Verdunstung (mm)
 Ao = Oberirdischer Abfluss (generell 10% des Niederschlages (mm))
 Input = Effektiver Eintrag des Niederschlagswassers (m³ x 10⁶)
 = (N-V-A₀) * F * 10⁻³ (m³ * 10⁶/a)
 Bilanz = Input - Q (m³x10⁶/a)

Weissensteinnordflanke (Hammer-, Chaltbrunnen- und Hunquelle)

Anhand der Berechnungen ist zu erkennen, dass im hinteren Teil des Tales, entlang der Weissensteinnordflanke (Hammerquelle und Chaltbrunnenquelle), der Eintrag wesentlich grösser ist als der erfasste Austrag durch die grossen Quellen. Von West nach Ost erfolgt eine Abnahme des Inputüberschusses, so dass am Ende des Untersuchungsgebietes, bei der Klus von Oensingen-Balsthal, der Input und Output bei der Hunquelle fast identisch sind.

Bei den Berechnungen der Schüttungen der Chaltbrunnen- und Hunquelle ist zu beachten, dass die effektive Schüttung wahrscheinlich grösser ist als die gemessenen. Bei der Hammerquelle und eventuell auch bei den anderen Quellen erfolgen zusätzliche Austritte durch kleinere Quellgruppen. Ihr Beitrag ist wahrscheinlich geringer als derjenige der grossen Quellen; er kann jedoch nicht bestimmt werden.

Haupttrogenstein (Gärbiweiher)

Beim Gärbiweiher fallen die Ergebnisse gerade entgegengesetzt aus. Je nach Berechnung ist die Bilanz ausgeglichen (Gärbi 1) oder es kommt zu einem Fehlbetrag von rund 50 % (Gärbi 2). Wahrscheinlich liegt der reale Wert zwi-

schen diesen beiden, da bei der Berechnung für Gärbi (2) eine gewisse Variationsbreite der Werte durch Fehler gegeben ist (Fehler bei der Bestimmung der Tracerrückgewinnungsrate, der Verdunstungsrate, der Niederschlagsmenge, etc.), aber die Tracerversuche zeigten auch eindeutig einen Abzug des Wassers der Karstsysteme in die Südflanke der Weissensteinkette. Geht man von einem Mittelwert aus, dann wird immer noch rund 25 % mehr Wasser durch den Gärbiweiher ausgetragen als effektiv in das Einzugsgebiet infiltriert. Diese Differenz ist immer noch recht hoch.

Der Fehlbetrag des effektiven Eintrages in das Karstsystem kann mehrere Gründe haben. Wie die Färbversuche zeigten, wird sicherlich ein Teil des Wassers auch aus den Karstsystemen innerhalb der Malmkalke erhalten. Wieviel davon abgezogen wird, ist jedoch unklar. Ganz sicher erfolgt ein Übertritt bei der Bruchzone No. 2, eventuell könnte auch ein noch nicht nachgewiesener Übertritt bei der Bruchzone No. 3 stattfinden. Vorstellbar wäre es zumindest, da aus dem westlichen Bereich der Weissensteinnordflanke genügend Wasserüberschuss und auch genügend grosse tektonische Bruchzonen vorliegen. Eine andere Möglichkeit besteht aber auch darin, dass das Einzugsgebiet des Tiefensystems vom Gärbiweiher noch weiter nach Westen reicht und die lokale Drainage des Weissensteintunnels unterfließt. Um diese Vermutungen zu erhärten, müssten aber noch weitere Untersuchungen durchgeführt werden.

Insgesamt bleibt bei der gegenseitigen Bilanzierung (je nach Berechnung von Gärbi 1 oder Gärbi 2) ein Überschuss von 4.9 bzw. $7.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ pro Jahr. Soweit diese Zahlen zuverlässig sind, können sie durch den zusätzlichen Abfluss der Karstsysteme durch oberflächliche Quellgruppen an den südlich und nördlich gelegenen Flanken der Weissensteinkette und durch direkte Infiltration in die Dünnern erklärt werden.

IV SYNTHESE

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der besprochenen Resultate in einen gemeinsamen Zusammenhang gestellt. Dies erlaubt eine gegenseitige Überprüfung und eine umfassendere Formulierung des konzeptuellen Modells.

Bei der Erstellung des Modells wurden folgende Schwerpunkte berücksichtigt:

- Um überhaupt die Wechselwirkung zwischen den tektonischen Strukturen und den Karstsystemen erfassen zu können, muss in erster Line die tektonische Situation analysiert werden, um damit hydrogeologisch bedeutsame Strukturelemente erfassen zu können.
- Aus den Messungen und Analysen der Einzelproben von unterschiedlichen Quellen können dann die Charakteristika der Wässer des regionalen Untersuchungsgebietes ermittelt werden. Dadurch ist es möglich, die verschiedenen durchflossenen Grundwasserleiter indizienmässig zu identifizieren.
- Langzeitmessungen einzelner Parameter an wichtigen Quellen, wie auch Multitracerversuche liefern Informationen über hydrologische Verbindungen, Einzugsgebiete und allgemeine Fliessverhältnisse.

Kontinuierliche Messreihen

Für das Gebiet der Weissensteinkette kann anhand der ^{18}O -Werte eine Höhenabhängigkeit erstellt werden, die primär mit der Schüttungsmenge der Quellen in Zusammenhang steht. Es kann gesagt werden, dass je grösser die Schüttungsmenge ist, desto mehr wird die entsprechende Korrelationsgerade in den negativeren Bereich der ^{18}O Werte verschoben.

Allgemeine Beziehungen der Interaktion Geologie - Karst

Die Weissensteinantiklinale besitzt zwei voneinander getrennte Hauptkarstaquifere. Der erste befindet sich an der Nordflanke in den Malmkalken, der zweite im Innern der Antiklinale im Haupttrogenstein. Entlang der vier grossen NNE-SSW verlaufenden Bruchzonen erfolgt ein Einknicken der Antiklinalen. In der Figur 69 ist die Weissensteinkette schematisch in ihre verschiedenen tektonischen Segmente unterteilt (a bis g). Die Bruchzonen No.1 bis No.4 befinden sich zwischen den Segmenten g und f, f und e, e bis c und c bis a. Die schematisierte Rotation der Segmente in der Figur 69 verdeutlicht, wie dies zu einer Öffnung der Flanken in den extensiven Bereichen führt. Gleichfalls sind in dieser Figur sowohl das unterschiedlich starke Fallen als auch die verschiedenartige Orientierung der Faltenachsen eingetragen. Aufgrund dieser geologisch-tektonischen Vorbedingungen ergibt sich ein vordefiniertes Muster, das die Struktur der jeweiligen Karstsysteme deutlich beeinflusst.

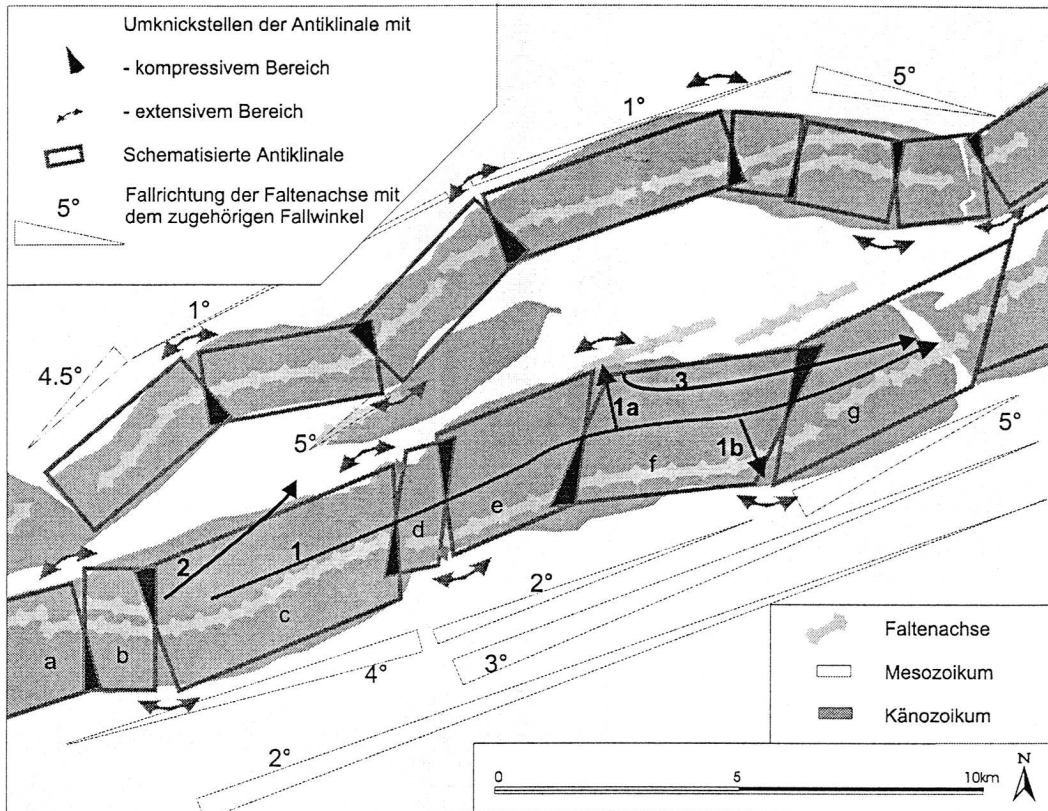


Fig.69: Stark schematisierte Darstellung der Weissensteinantiklinalen mit den Bereichen einer dilatativen Tektonik in Verbindung mit den NE-SW streichenden Bruchzonen und deren Einfluss auf die Entwässerung des Karstaquifers entlang der Flanken.

Folgende Elemente beeinflussen den Verlauf der Karstsysteme in einer unterschiedlicher Art:

- Fallrichtung der Faltenachsen

Der allgemeine Verlauf der Entwässerungsrichtung der Karstsysteme in der Antiklinalen von Westen nach Osten und damit zum tiefsten Vorfluterniveau in der Klus von Oensingen-Balsthal zeigt, dass lokal auftretende Änderungen der Fallrichtung der Faltenachse die allgemeine Fließrichtung der Karstsysteme nicht beeinflussen. Entscheidend für deren Fließrichtung scheint die Lage der tiefstliegenden Abflussmöglichkeit zu sein. Dies ist gut durch den Tracerverlauf (Pfeil 1) in Figur 69 zu erkennen. Er wurde beim Kurhaus Weissenstein (1250m Höhe) eingegeben und floss im Segment c gegen die Fallrichtung der Faltenachse zur Klus von Oensingen-Balsthal (480m Höhe) und nicht zum näher gelegenen Weissensteintunnel (680m Höhe / Segment b). Gleiches konnte ebenfalls auf kürzere Distanzen in den Karstsystemen der Malmkalke beobachtet werden. Die Tracer flossen vom östlichen Teil des Nidlenloches Richtung Welchenrohr nach E (Pfeil 2 in Figur 69).

- **Bereiche mit extensiver Tektonik**

Dort wo die vier Bruchzonen in der Antiklinalen zu einer gegensinnigen Rotation der Segmente führen, erfolgt ein Aufreissen der Flanken. Dies wirkt sich je nach Formation unterschiedlich aus:

1. Bei diesen Öffnungen findet entlang der Bruchzonen durch die impermeablen Schichten hindurch ein Austritt des Karstwassers aus dem Kern (Haupttrogenstein) in die Flanken (Malmkalke) der Antiklinalen statt (Pfeil 1a und 1b in Figur 61). Ebenso erfolgt in diesen Bereichen ein Zutritt des Wassers aus den Malmkalken der Antiklinalflanken in den Haupttrogenstein (Pfeil 3 in Figur 69).
2. In den Karstsystemen der Malmkalke wirken sie als laterale Drainagen des ganzen Systems, wodurch es zu einem erschwerten Durchfluss der Wasserläufe quer zu den Störungszonen (d.h. entlang der Antiklinalflanken) kommt. Dadurch erfolgt allgemein eine Verminderung der Geschwindigkeit der Karstwasserzirkulation mit zunehmender Distanz.
3. In den Karstsystemen im Haupttrogenstein konnte dagegen eine kontinuierliche Zunahme der Fliessgeschwindigkeit mit zunehmender Distanz beobachtet werden. Dieser Unterschied ist darauf zurückzuführen, dass im Haupttrogenstein eine bessere Abschottung des Haupttrogensteinantiklinalkerns durch die seitlich angrenzenden Stauhorizonte (Argovienkalke, Effingerschichten oder Opalinuston) gegeben ist. Entlang der Bruchzonen findet zwar eine Entwässerung statt, aber sie ist nicht von so grosser Bedeutung, dass es hierbei zu einem Unterbruch ganzer Karstwassersysteme kommt, wie dies in den Malmkalken der Fall ist. Deshalb wurden nur im Haupttrogenstein Karstwassersysteme gefunden, die auf eine längere Distanz (max. 15.8 km) gut ausgebildet sind.
4. Die Färbversuche zeigten, dass die oberirdischen Einzugsgebiete und die unterirdischen von unterschiedlichen Faktoren bestimmt werden und damit einen anderen Verlauf besitzen. In dem untersuchten Gebiet ist die oberirdische Wasserscheide des Balsthalertales um rund 10% auf 67.3 km² (ohne Hunquelle) bzw. um rund 20% auf 59.6 km² (mit Hunquelle) durch die unterirdischen Abflussrichtungen verringert.

- **Bereiche mit kompressiver Tektonik**

1. Als Folge der Rotation der einzelnen Segmente kommt es auch zu kompressiv beeinflussten Bereichen in der Antiklinalen. Sie führen dazu, dass es zu keinem Durchfluss durch impermeable Schichten kommt. Ihre Beeinflussung auf den Verlauf der Systeme innerhalb der mächtigen Kalkserien (Malmkalke, Haupttrogenstein) kann insofern nur indirekt vermutet werden.
2. Die kleinen, teilweise hangparallel verlaufenden Überschiebungen in der Nordflanke der Weissensteinkette verursachen kleine Faltenstrukturen, die vereinzelt im Feld oder auf der seismischen Linie durch die Klus beobachtet werden konnten. Sie könnten so präferentielle Fliesswege innerhalb der

Malmkalke bilden, die aber nicht mehr quer zur Antiklinalstruktur verlaufen, sondern diese in einem sehr flachen Winkel schneiden.

Charakteristische Quelltypen des Untersuchungsgebietes

Im Kapitel 4.5 konnten anhand der Färbversuche schon drei charakteristische Quelltypen unterschieden werden. Sie sollen im Folgenden durch die Kombination mit den anderen Resultaten noch mehr verfeinert und um einen zusätzlichen Typ erweitert werden.

• Gärbi-Typ

Die Tracerverläufe des Gärbiweiher zeigen, dass sich das Einzugsgebiet des Gärbiweiher entlang der Antiklinalen bis zum Kurhaus Weissenstein hinzieht. Obwohl die Quelle zu einem Tiefensystem gehört, zeigen ihre Kurven ein langanhaltendes flaches Auslaufen. Eventuell könnte dies durch eine langsame Diffusion aus Klüften heraus verursacht sein. Dieser Übergang erfolgt beim Eintritt des tiefen Karstsystems in die Zone des überdeckten Karstes, der durch die tektonische Überlagerung des Hauptrogensteines (Ausserbergüberschiebung) durch undurchlässige Schichten ca. 4 km vor dem Quellaustritt des Gärbiweiher bedingt ist. Die Langzeitmessungen der Leitfähigkeit und der Temperatur bestätigen, dass es sich um eine überdeckte Karstzone handelt, da nur ein hoher hydraulischer Druck, wie z. B. bei einer sehr starken Schneeschmelze oder bei sehr langanhaltenden und sehr intensiven Niederschlägen, einen raschen Durchgang des infiltrierten Wassers verursacht.

Zusätzliche Langzeitmessungen des $\delta^{18}\text{O}$ zeigen, dass die jahreszeitlichen Variationen gedämpft wiedergegeben werden.

Die Rückgewinnungsraten der Tracer deuten darauf hin, dass diese Quelle primär aus grösserer Entfernung von dem tiefen Karst gespiessen wird (Kurhaus Weissenstein ca. 55%). Von den restlichen, im Mittelteil der Antiklinalen, eingegebenen Tracern (Hauptrogenstein) wurde der grösste Teil durch lokale Systeme abgezogen und nur ein geringerer Teil (ca. 7%) an das tiefere System abgegeben. Eine Rückgewinnungsrate von ca. 5% aus den Malmkalcken zeigt, dass auch aus diesen Systemen ein Teil des Wassers kommt.

Aufgrund dieser verschiedenen Beobachtungen wird in der Figur 70 eine einfache Darstellung der verschiedenen Zuflüsse hierarchisch dargestellt.

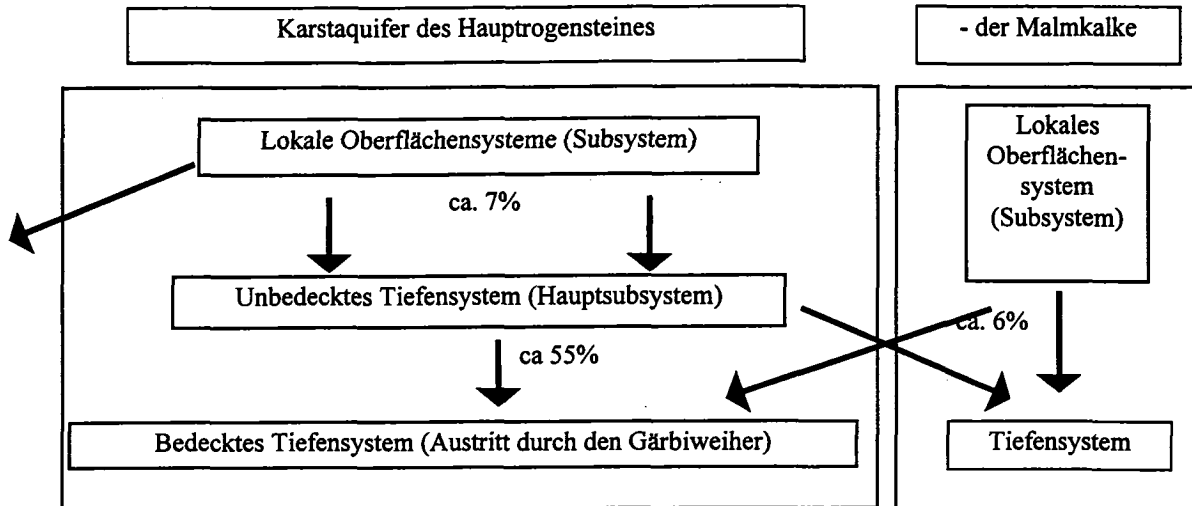


Fig. 70: Schema der Subsysteme im Hauptrogenstein der Weissensteinkette, die beim Gärbiweiher austreten.

Wie schon erwähnt wurde, erhält der Gärbiweiher sein Wasser aus einem Tiefensystem, das bis zum Kurhaus Weissenstein reicht (Figur 72). Das tiefe System, zwischen dem Kurhaus bis vor dem Abtauchen des Hauptrogensteines zur Klus hinunter, wird als Hauptsystem bezeichnet, da beim Austritt desselben Farbstoffes (vom Kurhaus) bei einer höher gelegenen Quelle kurz vor dem Abtauchen des Hauptrogensteines (Ob-Qu) die Form des Tracerpeaks dem Chaltbrunnen-Typ (siehe weiter unten) entspricht. Da die Durchgangskurve des gleichen Tracers beim Gärbiweiher lange ausläuft, kann davon ausgegangen werden, dass es erst beim Eintritt in die überdeckte Karstzone zu einer Veränderung der Tracerform gekommen ist. Dies bedeutet, dass sich die Fließbedingungen und damit auch die Charakteristik des ganzen Systems ändern. Aus diesem Grund wird hier zwischen zwei verschiedenen Tiefensystemen unterschieden werden (bedecktes und unbedecktes Tiefensystem).

Dieser Typ von Karstquelle wird als „Gärbi-Typ“ bezeichnet. Er stellt den Typ eines lokal bedeckten Tiefenkarstsystems dar, das von oberflächennahen lokalen Subsystemen des Hauptrogensteines und Subsystemen aus den Malmkalken gespeisen wird.

Bezüglich der Form der Tracerdurchgangskurven und dem Verhalten der Langzeitparameter ist die Hunquelle dem Gärbiweiher-Typ sehr ähnlich. Da sie jedoch keinen Farbstoff aus dem Hauptrogenstein erhalten hat, wird sie einem separaten Typ zugeordnet.

• **Hammer-Typ**

Die Färbversuche zeigten, dass bei der Hammerquelle kein Tracer aus dem Tiefensystem des Hauptrogensteines (Gärbiweiher) auffindbar ist. Dafür konnten aber Tracer von den Malmkalken, wie auch von lokalen Systemen aus dem Hauptrogenstein der Antiklinalen nachgewiesen werden. Sie bestätigen, dass die sehr selten auftretenden und nur kurzfristigen Änderungen der Parameter

(Lfk, Q, $\delta^{18}\text{O}$) eine sehr schwache Reaktion des Hauptkarstsystems dieser Quelle auf den Einfluss oberflächennaher Einträge ist.

Die Langzeitbeobachtungen erlauben weiterführende Aussagen. So kann die Schüttung dieser Quelle nicht mit den Niederschlagsereignissen korreliert werden. Es lassen sich zwar jahreszeitliche Schwankungen feststellen, wohingegen die Temperatur und die Leitfähigkeit, jedoch nur sehr selten, geringfügig und bei ganz vereinzelt Niederschlagsereignissen Veränderungen aufweisen. Der nicht direkt korrelierbare Verlauf der Schüttung zeigt, dass es sich dabei um eine Überlagerung verschiedener Zuflusssysteme handelt, die in weiterer Entfernung einen Kontakt zu dem Hauptsystem besitzen. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um die lokalen Karstsysteme östlich des Paläokarstsystems Nidlenloch. Dass von den dort eingegebenen Tracern nur einer beobachtet werden konnte (Duasyne 1994) wird auf die lange Verweilzeit innerhalb des Karstsystems der Hammerquelle zurückgeführt.

Ein weiterer Hinweis auf einen Eintrag von Niederschlagswasser aus diesem höhergelegenen Gebiet ist durch die Werte des $\delta^{18}\text{O}$ gegeben. Sie bleiben über Jahre hinweg unveränderlich bei -10.4‰ . Hier kommt es zu einer völligen Equilibrierung der jahreszeitlichen Variationen der Niederschlagswerte. Dieser Wert zeigt, dass das Einzugsgebiet relativ hoch gelegen ist, ungefähr bei 1300 bis 1400 m Höhe. Dies ergibt eine gute Übereinstimmung mit der Höhenlage des westlichen Teiles der Weissensteinnordflanke.

Aufgrund dieser Beobachtungen kann das System der Hammerquelle enger eingegrenzt werden:

Die Hammerquelle wird als einzige Quelle des Untersuchungsgebietes von einem Tiefensystem der Malmkalke und entlang der Bruchzonen auch aus Systemen des Haupttrogensteines gespiesen. Aus den oben aufgeführten Gründen ist es für die Hammerquelle naheliegend, dass das Einzugsgebiet ihres Tiefensystems im hinteren und höhergelegenen Teil des Tales bei Welschenrohr liegt. Längs der Weissensteinnordflanke gelangt ein grosser Teil des dort infiltrierten Wassers aus den lokalen Karstsystemen in die überdeckte Zone unter dem Talboden. Von dort aus erreicht das Wasser, wie die Messreihen des ^{18}O zeigen, erst nach einer längeren Verweilzeit die Hammerquelle oder andere Quellgruppen in diesem Gebiet. Der Austritt erfolgt genau in der Übergangzone des Hochtales von Welschenrohr zum tiefer liegenden östlichen Teil und ist auf die tektonischen Störungen und die Einengung des Tales zurückzuführen. Wegen der Überdeckung durch die Molasse bis zum Quellaustritt kommt es zu einer Überdeckung des Karstes, was zu einer Abminderung der hydraulischen Einflüsse, wie im Falle der Schüttung, oder sogar zu einer völligen Eliminierung der Inputvariationen, wie z. B. des ^{18}O , führt.

- **Dieser Typ von Karstquelle wird als „Hammer-Typ“ bezeichnet. Er stellt einen fast unbeeinflussten Grundabfluss des bedeckten Tiefenkarstes dar.**

Bezüglich der Tracerdurchgangskurven konnten weitere vergleichbare Karstquellen identifiziert werden. Es handelt sich dabei um die Wiedlisbacherquelle (Wi-Q), eine Quelle im Weissensteintunnel (WT4), und bezüglich eines Tracerdurchganges auch um die Chaltbrunnenquelle (Ma-Ch). Die ersten beiden Quellen weisen ebenfalls eine ähnliche Temperatur auf wie die Hammerquelle. Die Quelle im Weissensteintunnel (Austritt direkt aus den Malmkalken) hat einen ähnlichen Chemismus und einen ^{18}O Wert von -10.3 ‰ . Dieser noch negativere Wert zeigt, dass ihr Einzugsgebiet in etwas höheren Antiklinalbereichen zu suchen ist. Bei der Wiedlisbacher Quelle hingegen ist der Sulfatgehalt um rund 50 mg/l gegenüber der Hammerquelle erhöht. Daraus ist ersichtlich, dass diese Quelle wahrscheinlich zu einem tieferen System gehört, aber beim Abfließen ins Mittelland den Keuperkarst durchqueren muss. Mit einem ^{18}O Wert von -10.23 ‰ liegt ihr Einzugsgebiet jedoch nur geringfügig tiefer als die Hammerquelle. Die Chaltbrunnenquelle wird beim nächsten Typ näher besprochen.

- **Chaltbrunnen-Typ**

Bei der Chaltbrunnenquelle können anhand der Tracerversuche primär zwei Karstsysteme unterschieden werden, von denen sie ihr Wasser erhält. Der grösste Anteil stammt aus den Malmkalken, einen geringeren Teil erhält sie aus dem tiefen Karstsystem des Hauptrogensteines (Subtyp 1). Die Form ihrer Durchgangskurven entspricht dem nach ihr benannten Typ. Ein einziger Tracerdurchgang aus den Malmkalken weist den Hammer-Typ auf (s.o.). Dass auch diese Form beobachtet werden konnte und der Tracer auch in der Hammerquelle angetroffen wurde, zeigt eindeutig, dass die Chaltbrunnenquelle einen Teil ihres Wassers auch aus dem weiter westlich gelegenen Tiefensystem, aus dem Gebiet der Hammerquelle, erhält. Vermutlich handelt es sich bei der Chaltbrunnenquelle um eine Mischung zweier Tiefensysteme mit unterschiedlicher Höhenlage des Einzugsgebietes innerhalb der Malmkalke, die wiederum mit einem kleinen Teil eines Tiefensystems aus dem Hauptrogenstein des Antiklinalkerns gemischt werden.

Die Langzeitmessungen der Leitfähigkeit, der Schüttung und der Temperatur und ihre direkte Korrelation zu den Niederschlagsereignissen zeigen, dass es immer wieder zu kurzfristig auftretenden Einflüssen durch lokale oberflächennahe Systeme kommt. Dagegen kann anhand der Langzeitmessungen des stabilen Sauerstoffisotopes beobachtet werden, dass diese Werte nur aufgrund der kurzfristigen Beeinflussung von Hochwasserereignissen schwanken, ansonsten aber unveränderlich bei -10.1 ‰ bleiben. Daraus folgt, dass diese Quelle einen Grossteil ihres Wassers aus einem tiefen Karstsystem innerhalb der Malmkalke erhält. Der Basiswert des $d^{18}\text{O}$ von -10.1 ‰ würde ungefähr eine mittlere Einzugshöhe von 1200 m Höhe bedeuten, wenn man ihm die heutigen Isotopenwerte zu Grunde legt. Auch diese Werte können noch gut mit der Höhenlage des Einzugsgebietes korreliert werden.

Zusätzliche Untersuchungen von Hochwasserereignissen an dieser Quelle zeigen zudem, dass der Anteil des Niederschlagswassers (Sommer) bei rund 5% liegt und dass es durch den Niederschlag zu einem Auspressen des Epikarstwassers kommt, wobei ein zeitlich unterschiedliches Eintreffen zweier Fliesswege beobachtet werden kann. Der geringere Anteil des Sommerniederschlags (5%) bei einem Durchbruch des infiltrierten Wassers gegenüber dem grösseren Anteil (15%) während der Schneeschmelze, wie auch die jährliche Absenkung der Basis der Grundleitfähigkeit während der Wintermonate zeigen, dass der Hauptteil der Grundwasserneubildung durch die Schneeschmelze erfolgt.

Fügt man diesen Überlegungen noch die tektonische Situation hinzu, so ergibt sich für die Fliesswege der Chaltbrunnenquelle ein stärker differenziertes Bild. Wegen des tieferen Erosionsanschnittes in die Molasse bei der Chaltbrunnenquelle kam es dort zur Ausbildung eines lokalen Vorfluterniveaus. Ermöglicht wurde dieser tiefe Erosionseinschnitt durch die lokal extensive Tektonik in diesem Gebiet. Dabei wurde eine kleine Überschiebungsfalte freigelegt, was zum freien Austritt der tieferen Systeme führte. Diese lokale Überschiebungsfalte verläuft weiter nach Südwesten und bildet somit einen präferentiellen Fliessweg für die Tiefenkarstsysteme aus diesem Teil.

- **Dieser Typ von Karstquelle wird als „Chaltbrunnen-Typ“ bezeichnet. Er stellt ein gemischtes (intermediäres) Karstsystem dar, dessen Grundabfluss von direkten, lokalen und schnellen Fliesswegen immer wieder kurzfristig durchmischt wird, wobei kurz vor und während des Durchganges von Niederschlagswasser hydraulisch ausgepresstes Epikarstwasser beobachtet werden kann.**

Bezüglich der Tracerform ist der Chaltbrunnen-Typ der am häufigsten beobachtete. Er kommt teilweise auch bei den anderen Quellen (ausser Hammerquelle) und bei einer Vielzahl kleiner Quellen vor.

- **Hun-Typ**

Am Ende des Tales, beim Eingang der Klus von Oensingen-Balsthal im kompressiven Teil der Antiklinalen, kommt es zur Entwässerung des restlichen Teiles der Antiklinalnordflanke durch die Hunquelle. Wie die Färbversuche aufzeigten, erhält die Hunquelle ihr Wasser ausschliesslich aus den Malmkalken. Bis zur Bruchzone No. 2 sind die zuführenden Karstsysteme relativ gut ausgebildet. Einen Teil ihres Wassers erhält sie auch aus den Bereichen direkt westlich dieser Bruchzone. Dabei kommt es zu einer deutlichen Verminderung der Geschwindigkeit beim Durchgang durch die Störzone. Ihr Einzugsgebiet reicht sehr weit nach Westen. Dabei kommt es zu einer Überlappung mit dem Einzugsgebiet der Chaltbrunnenquelle. Jedoch erhält sie kein Wasser aus einem Karstsystem des Hauptrogensteines.

Die Form ihrer Durchgangskurven wird dem Gärbi-Typ zugeordnet. Das lange Auslaufen des Tracers kann hier auf den Einfluss der kompressiven Bruchzonen zurückgeführt werden, bei dem die tektonische Beanspruchung zu einer

stärkeren Zerschierung des Gesteines führt und so ein sukzessiver Austrag des Farbstoffes aus kleinen Klüften erfolgt.

Soweit die unvollständigen Langzeitmessungen eine Beurteilung erlauben, scheint es bei ihr weniger häufig zu einem Durchbruch des Niederschlagswassers zu kommen als bei der Chaltbrunnenquelle. Sie scheint ebenfalls aus einem gespannten Aquifer gespiesen zu werden. Dafür spricht auch die im Vergleich zur Chaltbrunnenquelle ähnliche tektonische Situation mit einer kleinen Rampenfalte im Untergrund, die wiederum einen präferentiellen Fließweg für tiefere Systeme ermöglichen könnte. Allerdings zeigt das in der Hunquelle austretende System bezüglich des $\delta^{18}\text{O}$ keinen geradlinigen Verlauf mehr. Dieses System scheint damit von den tiefen Systemen der Hammer- bzw. der Chaltbrunnenquelle grösstenteils abgekoppelt zu sein oder wird durch einen wesentlich grösseren Eintrag von oberflächlich eintretenden Systemen stärker durchmischt. Aufgrund der geologischen Situation ist eine Mischung von vorwiegend oberflächlichen Anteilen mit einem geringen Anteil eines tiefen, weit westlich gelegenen, Systems wahrscheinlicher.

- **Dieser Typ von Karstquelle wird als „Hun-Typ“ bezeichnet. Er stellt den Typ eines gemischten (intermediären) Karstsystems mit Wasser aus tiefen Karstsystemen dar, das vorwiegend mit oberflächennahen Anteilen gemischt ist.**

Konzeptuelles Karstwassermodell des Untersuchungsgebietes

Wie oben gezeigt wurde, ist es erst durch die Kombination verschiedener Hilfsmittel möglich, Aussagen über die Fließsysteme in einer Antiklinalstruktur zu erstellen. Dabei können verschiedene Untersuchungsmethoden einzelne Interpretationen erhärten oder zur Erstellung neuer Lösungswege führen.

In Figur 71 sind die Fließwege der wichtigsten Aquifertypen in einem vereinfachten konzeptuellen Modell graphisch dargestellt. In dieser Darstellung wurden die Informationen aus den Tracerversuchen bezüglich der Farbstoffbilanzierungen mit eingetragen. Sie geben einen ersten Einblick in die Gröszenordnungen des Karstwasseraustausches zwischen lokalen Subsystemen und den jeweiligen Tiefensystemen wie auch zwischen den beiden tiefen Karstsystemen entlang der Bruchzonen.

Der Verlauf der Fließsysteme zeigt, dass beim Hauptrogenstein die primäre Entwässerung der Tiefensysteme durch die topographisch tiefstliegenden Punkte, die ein regionales Vorfluterniveau definieren, in den Klusen von Oensingen-Balsthal und Balsthal-Mümliswil gegeben sind. Die lokalen Systeme entlang der Weissensteinantiklinalen (Hauptrogenstein) geben einen kleinen Teil des infiltrierten Wassers (6-7%) in das Tiefensystem ab, während der Rest nach Süden entwässert wird. Dabei erfolgt auch ein Karstwasseraustritt in die Alluvionen des Gäus (?%). Das Tiefensystem verliert einen Teil seines Wassers entlang der extensiven Zonen in die Karstsysteme der Malmkalke. Umgekehrt erhält es wieder einen Teil seines Wassers von den Systemen der Malmkalke.

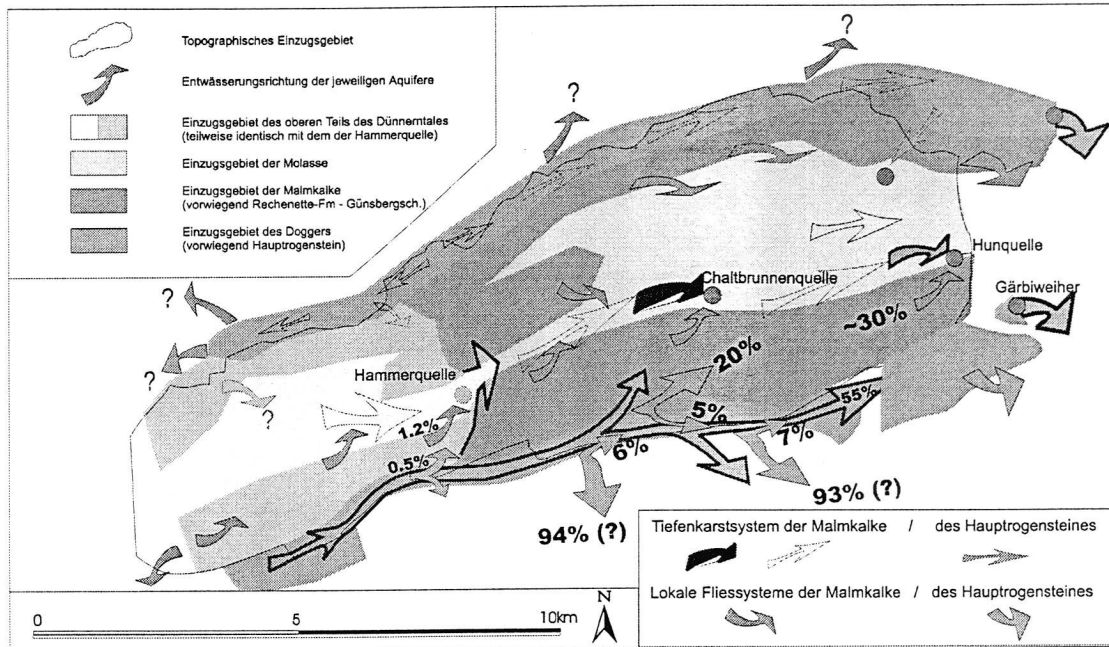


Fig. 71: Darstellung der Fließwege des Tiefenkarstes und der lokalen oberflächennahen Systeme und ihre gegenseitigen Interaktionen.

Bei den Karstsystemen in den Malmkalken kommt es ebenfalls zu einer Interaktion zwischen lokalen Systemen und den tiefen Systemen. Die Entwässerung erfolgt aber immer wieder bei lokalen Vorfluterniveaus. Das erste ist durch den Übergang des Hochtales im westlichen Teil zum tieferen östlichen Teil gegeben. Dabei wird ein grosses Tiefensystem durch die Hammerquelle als Basisabfluss teilweise entwässert. Dieses System fließt parallel zur Antiklinalen noch weiter bis zum nächsten lokalen Vorfluterniveau bei der Chaltbrunnenquelle. Dort können Störungen des Basisabflusses durch lokale Systeme und durch den Zutritt von Karstwasser aus den tiefen Systemen des Hauptrogensteines beobachtet werden. Der Austritt dieses Basisabflusses ist durch die lokale Hochlage des Malmes aufgrund einer kleinen Rampenfalte im Untergrund gegeben. Es ist eher unwahrscheinlich, dass sie mit derjenigen bei der Hunquelle identisch ist.

Bei der Hunquelle ist das regionale Vorfluterniveau erreicht. Hier kommt es ebenfalls zu einer Entwässerung eines tiefen Karstsystems durch die Hunquelle. Die tektonische Situation ist ähnlich wie bei der Chaltbrunnenquelle.

Mit diesen Beobachtungen kann ein einfaches Fließsystem innerhalb der Antiklinalen erstellt werden, wie es in Figur 72 dargestellt ist.

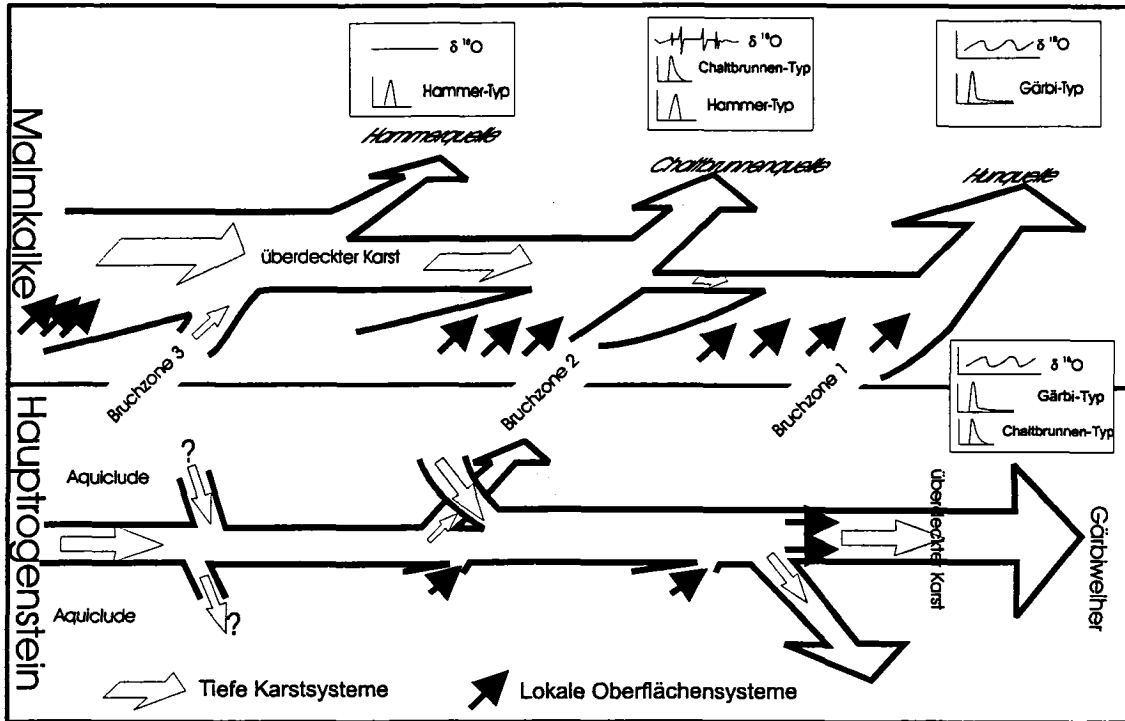


Fig. 72: Schematische Darstellung der Fließwege des Tiefenkarstes und der lokalen oberflächennahen Systeme und ihre zugeordneten Fließmodelle.

Schlussendlich kann gesagt werden, dass bei den Austritten der Karstquellen der Einfluss verschiedener Systeme beobachtet werden kann. Deutlich ist dies bei den Karstsystemen der Malmkalke in der Weissensteinnordflanke erkennbar. Durch die geologische Situation erfolgt hier von West nach Ost ein Wechsel der Überdeckung durch die Molasse, aber auch der tektonisch unterschiedlichen Verhältnissen beim Austritt. Damit verbunden findet ebenfalls eine unterschiedliche Beeinflussung durch die verschiedenen Fließsysteme statt.

Nimmt man zu diesen Betrachtungen noch die Ergebnisse der Wasserbilanzierungen hinzu, dann kann dieses Modell bestätigt werden, aber es tauchen auch wieder neue Fragen auf:

Die Bilanzierungen zeigen, dass im westlichen Teil der Weissensteinnordflanke bei den Einzugsgebieten der grössten Quellen mehr Wasser infiltriert wird, als durch die Quellen ausfließt. Erst bei der Hunquelle entspricht der Input dem Austrag durch die Quelle. Dies spricht ebenfalls für einen teilweisen Transport des Karstwassers entlang tiefer Systeme von West nach Ost.

Gesamthaft wird rund 60% des in die Malmkalke infiltrierten Wassers durch die grossen Quellen (Malmkalke) ausgetragen. Ein gewisser (nicht bestimmbarer) Anteil wird sicherlich durch direkte Infiltration in die Dünnern abgezogen.

Eventuell spielen die Fliesssysteme längs der Bruchzonen zwischen den beiden Hauptaquiferen eine grössere Rolle, als bisher angenommen wurde.

Dafür spricht eine andere Beobachtung: So wie bei den Quellen in den Malmkalcken im Vergleich zur Infiltration zu wenig Wasser ausfliesst, kommt durch den Gäbiweiher, im Verhältnis zu seinem Einzugsgebiet, zu viel Wasser heraus. Dies ist möglicherweise ein Hinweis dafür, dass grössere Mengen an Karstwasser entlang von Bruchzonen aus den Systemen der Malmkalcke in den Hauptrogensteinkernen fliessen. Ob es dabei sogar zu einem, nicht nachgewiesenen, Übertritt entlang der Bruchzonen No. 3 bei der Hammerquelle kommt, wäre ein Aspekt weiterer Forschungen innerhalb der Weissensteinantiklinalen. Eine weitere Möglichkeit bestände darin, das Einzugsgebiet des Gäbiweihers weiter nach Westen laufen zu lassen unter der Annahme, dass es zu einem Unterfliessen des Weissensteintunnels kommt. Doch im Rahmen dieser Arbeit bleiben diese Fragestellungen offen, vor allem da die Bestimmungen der Schüttungsmengen einzelner Quellaustritte und weiterer unterirdischer Austritte zu unsicher ist.

V. Anhang

Anhang 1 - Resultate der Färbversuche / 1994 (Konz. in 10 ⁻⁶ g/m ³)												
Lokale Bezeichnung	Gä-rü	Gä-rüba	Gä-siba	Gä-gäns	Gä-scho	We-pw	We-boa	We-scha	We-dü	He-ham	W-gräb	He-hamh
Koordinaten- nummer	601/233/1	601/233/B	601/235/B	602/234/16	603/234/1	606/236/5	606/236/6	607/235/1	607/236/D	608/236/1	608/238/1	609/236/1
Lithologie	Malm	Bach	Bach	Malm	Bruchzone	Malm	Malm	Malm	Bach	Malm	Hauptrogst.	Malm
Höhe (m)	830	830	690	730	770	680	675	780	670	600	900	580
Distanz (m)	1450	1450	2150	2250	3100	4000	4200	3900	3150	4350	700	4700
Ersteinsatz (d)	3	3	3	4	14	18	18	9	13	37	5	42
v Mittel (m/d)	483	483	717	563	221	222	233	433	242	118	140	112
Maxime (d)	5	6	5	4	17	24	22	12	17	45	9	47
v Ersteinsatz (m/d)	290	242	430	563	182	167	191	325	185	97	78	100
Höhe Tracereingabe(m)	1020	1020	1020	1020	1120	1075	1075	1075	1250	1250	1180	1250
Höhendifferenz (m)	190	190	330	290	350	395	400	295	580	650	280	670
Max. Konzentration	8430	26540	479	369	481	47	151	45	209	56	13670	7
Farbstoff	LI	LI	LI	LI	EO	PY	PY	PY	DU	DU	RO	DU
04.07.94												
05.07.94												
06.07.94	0	0	0									
07.07.94	1186	2824	51	0								
08.07.94	8430	23080	479	369							0	
09.07.94	6940	26540	315	189							907	
10.07.94												
11.07.94	1288	5070	73	169							7310	
12.07.94	686	3004	30	93				0			8230	
13.07.94	363	1792	15	69				20			7670	
14.07.94	205	1138	10	23				25			6450	
15.07.94	120	845	5	58				31			6240	
16.07.94	52	689	3	80	0			28	0		5400	
17.07.94												
18.07.94	3	669	0	73	348			12	45		4470	
19.07.94	14	1551	0	143	407			8	159		4334	
20.07.94	6620	7465	320	161	481			29	209		3140	
21.07.94	3940	5980	185	122	438	0	0	45	155		7430	
22.07.94	391	3065	19	85	352	18	101	33	66		13670	
23.07.94	82	1294	4	62	305	27	151	20	23		11250	
24.07.94												
25.07.94	60	495	3	43	283	31	123	9	11		8430	
26.07.94												
27.07.94	0	303	1	18	161	47	109	1	4		7330	
28.07.94												
29.07.94		218	0.5	0	132	34	96	0	14		5520	
30.07.94												
31.07.94												
01.08.94		156	0		0	21	78		26		4080	
02.08.94												
03.08.94		108				7	35		12		3700	
04.08.94												
05.08.94		85				0	15		9		3120	
06.08.94												
07.08.94												
08.08.94		48					9		7	0	3010	
09.08.94												
10.08.94		34					3		4	8	2750	
11.08.94												
12.08.94		22					0		2	24	2510	0
13.08.94												
14.08.94												
15.08.94		7							0	41	2160	3
16.08.94												
17.08.94		0								56	1894	

18.08.94												
19.08.94									45	1340	7	
20.08.94												
21.08.94												
22.08.94									32	1160		
23.08.94												
24.08.94												
25.08.94									21	902		
26.08.94												
27.08.94												
28.08.94												
29.08.94									11	763	1	
30.08.94												
31.08.94												
01.09.94									8	0	0.2	
02.09.94									15			
03.09.94												
04.09.94												
05.09.94									32		2	
06.09.94												
07.09.94												
08.09.94												
09.09.94									21		3	
10.09.94												
11.09.94												
12.09.94									15		6	
13.09.94												
14.09.94												
15.09.94												4
16.09.94												
17.09.94												
18.09.94												
19.09.94									2		2	
20.09.94												
21.09.94												
22.09.94									0		0.5	
23.09.94												
24.09.94												
25.09.94												
26.09.94												0

Anhang 1 - Resultate der Färbversuche / 1994 (Konz. in 10⁶ g/m³)

Lokale Bezeichnung	H-do	H-do	H-flü	Ma-lb	Ma-lb	Ma-dü	Ma-dü	Ma-dü	Ma-dü	Ma-dü	Ma-dü	M-emet
Koordinaten- nummer	611/238/1	611/238/1	612/238/4	613/238/1	613/238/1	613/238/D	613/238/D	613/238/D	613/238/D	613/238/D	614/238/4	614/240/5
Lithologie	Malm	Malm	Malm	Malm	Bruchzone	Bach	Bach	Bach	Bach	Bach	Malm	Bruchzone
Höhe (m)	530	530	595	500	500	500	500	500	500	500	500	640
Distanz (m)	1850	1950	2150	3200	10100	4000	4350	3150	9450	3350	10300	4450
Ersteinsatz (d)	3	15	16	8	15	6	7	2	10	7	16	15
v Mittel (m/d)	617	130	134	400	673	667	621	1575	945	479	644	297
Maxima (d)	4	16	30	9	28	9	9	5	11	9	18	30
v Ersteinsatz (m/d)	463	122	72	356	361	444	483	630	859	372	572	148
Höhe Tracereingabe(m)	1040	990	990	950	1250	1120	1180	950	950	950	1250	1040
Höhendifferenz (m)	510	460	395	450	750	620	680	450	450	450	750	400
Max. Konzentration	1142	571	189	276	841	83	150	1011	131	552	89	215
Farbstoff	EO	NA	NA	SU	FL	EO	RH	SU	DU	SU	FL	EO
04.07.94												
05.07.94								0				
06.07.94	0							229				
07.07.94	1142							405				
08.07.94	1015							544				
09.07.94	608					0		307		0		
10.07.94						9	0	267				

05.07.94											
06.07.94									160		
07.07.94									338		
08.07.94									430		
09.07.94							0	0	201		
10.07.94											
11.07.94							45	42	123		
12.07.94				0			52	65	74		
13.07.94				16			29	45	63	0	
14.07.94				35			20	38	35	45	
15.07.94				47			8	30	21	15	
16.07.94				38			6	21	35	4	
17.07.94											
18.07.94				31			9	15	32	13	
19.07.94				23		0	38	7	728	34	
20.07.94			0	9		21	63	21	438	93	
21.07.94			8	3		43	23	62	147	84	
22.07.94		0	12	0		53	12	87	85	42	
23.07.94		64	20			85	6	120	64	25	
24.07.94											
25.07.94		56	24			102	0.5	65	45	16	0
26.07.94											
27.07.94		33	18			80	2	42	36	8	110700
28.07.94											
29.07.94		25	12			55	11	31	20	6	333100
30.07.94											
31.07.94											
01.08.94		34	5			40	7	22	60	5	107100
02.08.94											
03.08.94		55	15			28	5	11	68	3	26380
04.08.94											
05.08.94		85	21			22	2	8	47	2	17640
06.08.94											
07.08.94											
08.08.94		92	14			17	1	5	27	0.5	13310
09.08.94											
10.08.94		97	11			8	0	3	11	0	11720
11.08.94											
12.08.94	0	91	7			6		1	3		10180
13.08.94											
14.08.94											
15.08.94	88	83	5			2		0	0		9442
16.08.94											
17.08.94	142	71	0		0	1					9095
18.08.94											
19.08.94	118	62			32	0					12100
20.08.94											
21.08.94											
22.08.94	98	50			52						15900
23.08.94											
24.08.94	78	37									16180
25.08.94					87						
26.08.94	61	18									
27.08.94											
28.08.94											
29.08.94	46	12			78						11340
30.08.94											
31.08.94			0								
01.09.94	29	0			60						9525
02.09.94		3			93						
03.09.94											
04.09.94											
05.09.94	14	8			104						
06.09.94											
07.09.94											
08.09.94											
09.09.94	6	12			120						

11.07.94							456		43	0	
12.07.94							379		26	95	
13.07.94							366		13	68	
14.07.94							328		3	42	
15.07.94						0	281		1	22	
16.07.94	0								4	13	
17.07.94		81									
18.07.94	1220		0				5510	450	16	31	
19.07.94	1910	43	18				10160	596	57	58	
20.07.94	1430		45				8490	548	179	87	
21.07.94	625		86				5030	488	267	71	
22.07.94	321		76				3356	423	291	55	
23.07.94	233		65						320	42	
24.07.94											
25.07.94	139	15	48				3520	373	232	27	
26.07.94											
27.07.94	179		36				2555	308	196	22	
28.07.94											
29.07.94	627		54	0					121	7	
30.07.94											
31.07.94											
01.08.94	590		60	67					86	0	
02.08.94											
03.08.94	328		81	112			1207	256	0	65	
04.08.94											
05.08.94	295		128	414			1095	209	10	23	
06.08.94											
07.08.94											
08.08.94	246		88	330					15	18	
09.08.94											
10.08.94	189		68	260			833	177	15	0	
11.08.94											
12.08.94	101		57	181			815	157	11	7	
13.08.94											
14.08.94											
15.08.94	63		43	133			686	96	28		
16.08.94									10	15	
17.08.94	20		31	93	0				10	4	28
18.08.94											
19.08.94	44		25	62	21	554	80	9	6	42	
20.08.94											
21.08.94											
22.08.94	91		16	29	0	127	397	29			
23.08.94									1	35	
24.08.94	118		10	28	57	274	230	14			
25.08.94									5		
26.08.94			0	10	30	232			0	17	
27.08.94											
28.08.94											
29.08.94	215			0	19	137	190	11	2		
30.08.94											
31.08.94											
01.09.94	191	14			9	63	89	5	0		14
02.09.94		1					48	0			6
03.09.94											
04.09.94											
05.09.94					5	49	32				2
06.09.94											
07.09.94											
08.09.94											
09.09.94		0			2	28	15				0
10.09.94											
11.09.94											
12.09.94					0	12	0				
13.09.94											
14.09.94											
15.09.94						9					

06.08.95												
07.08.95				21		86	11	0	0	15	6	18
08.08.95												
09.08.95	17	18		13		48	0			11	0	14
10.08.95	33	14										
11.08.95				6		25				7		3
12.08.95	44	7										
13.08.95												
14.08.95				0		10						0
15.08.95												
16.08.95	26	11										
17.08.95						0						
18.08.95												
19.08.95	10	17										
20.08.95												
21.08.95												
22.08.95												
23.08.95												
24.08.95												
25.08.95	5											
26.08.95	2											
27.08.95												
28.08.95												
29.08.95	0											

Anhang 1 - Resultate der Färbversuche / 1995 (Konz. in 10⁻⁶ g/m³)

	We-bob	We-bagr		We-bomo	We-bomo	We-scha	We-scha	We-jesu	We-dü	We-dü	We-dü	Ba-qu
	606/236/7	606/236/P		606/237/B	606/237/B	607/235/1	607/235/1	607/235/2	607/236/D	607/236/D	607/236/D	606/234/1
Lithologie	Malm	Malm	Malm	Bruchzone	Bruchzone	Malm	Malm	Malm	Bach	Bach	Bach	Hauptrogst.
NN	675	675	675	780	780	780	780		670	670	670	810
Distanz (m)	4300	2400	4250	2900	4700	1930	4000		2800	4800	1500	1300
Ersteinsatz (d)	26	26	26	26	26	17	14		18	16	42	27
v Mittel (m/d)	165	92	163	112	181	114	286		156	300	36	48
Maxima (d)	31	34	34			19	17		34	18	45	38
v Ersteinsatz (m/d)	139	71	125			102	235		82	267	33	34
Höhe Tracereingabe(m)	1075	1150	1075	1150	1075	1150	1075	1150	1150	1075	1070	1080
Höhendifferenz (m)	400	475	400	370	295	370	295	1150	480	405	400	270
Max. Konzentration	21	25	20	9	14	49	46	0	34	34	19	30
Farbstoff	Rh	Dua	Rh	Dua	Rh	Dua	Rh	Dua	Dua	Rh	Fluo	Py
27.06.95												
28.06.95												
29.06.95												
30.06.95												
01.07.95												
02.07.95												
03.07.95												
04.07.95												
05.07.95												
06.07.95												
07.07.95												
08.07.95												
09.07.95												
10.07.95							0					
11.07.95							11					
12.07.95							23			0		
13.07.95							0	35		17		
14.07.95							19	46	0	28		
15.07.95							31	38	17	34		
16.07.95							49	33	28	26		
17.07.95							41	28	34	13		
18.07.95												
19.07.95							38	21	26	8		

Nachweis des Farbstoffes ist auf eine Kontamination während der Entnahme der Proben zurückzuführen

pos

20.07.95												
21.07.95	0	0	0	0	0	32	18		13	5		0
22.07.95												
23.07.95												
24.07.95	8	3	2	2	7	20	13		7	4		1
25.07.95												
26.07.95	17	17	11	5	11	25	11		0	2		4
27.07.95						29	7			0		
28.07.95	21	22	17	9	14	36	3					8
29.07.95												
30.07.95												
31.07.95	16	25	20			25	0					12
01.08.95												
02.08.95	7	17	14			13						19
03.08.95												
04.08.95	0	11	8			0						30
05.08.95												
06.08.95												
07.08.95		8	2								0	25
08.08.95												
09.08.95		3	0								10	22
10.08.95												
11.08.95		0									19	19
12.08.95												
13.08.95												
14.08.95											14	11
15.08.95												
16.08.95												
17.08.95											12	
18.08.95												9
19.08.95												
20.08.95												
21.08.95											8	
22.08.95												4
23.08.95												
24.08.95											6	
25.08.95												3
26.08.95												
27.08.95												
28.08.95											2	2
29.08.95												
30.08.95												
31.08.95											1	1

Anhang 1 - Resultate der Färbversuche / 1995
(Konz. in 10⁻⁶ g/m³)

	Bl-ba	Ba-quh	He-ham	He-ham	He-hamh	He-hamh	At-ba	At-qu	Ma-tb	Ma-tb	Ma-tb	Ma-dü
	608/234/B	608/234/P	608/236/1	608/236/1	609/236/1	609/236/1	613/233/B	613/234/1	613/238/1	613/238/1	613/238/1	613/238/D
Lithologie	Bach	Hauptrogst.	Malm	Malm	Malm	Malm	Bach	Malm	Malm	Malm	Bruchzone	Bach
NH	800	800	600	600	580	580	590	610	500	500	500	500
Distanz (m)	1200	1200	2300	1500	2500	1600	2400	2400	1900	6100	10100	7300
Ersteinsatz (d)	25	24	12	9	12	9	6	6	9	44	15	12
v Mittel (m/d)	48	50	192	167	208	178	400	400	211	139	673	608
Maxime (d)	29		14	10	14	10	7	7	15	58	16	14
v Ersteinsatz (m/d)	41		164	150	179	160	343	343	127	105	631	521
Höhe Traceringabe(m)	1080	1080	1080	1070	1080	1070	1010	1010	900	1070	1250	1080
Höhendifferenz (m)	280	280	480	470	500	490	420	400	400	570	750	580
Max. Konzentration	34	14	447	949	163	345	634	203	766	169	1080	19
Farbstoff	Py	Py	Py	Fluo	Py	Fluo	Na	Na	Sulf	Fluo	EO	Py
27.06.95												
28.06.95												
29.06.95												
30.06.95							0	0				

14.07.95		0	4			546	130			475	386	
15.07.95		3	5	0	0	217	86			362	525	
16.07.95		5	3		7	465	52					
17.07.95		7	2			571	30					
18.07.95				3	14					213	495	
19.07.95		4	0	7	9	639	25			98	418	
20.07.95												
21.07.95		2		25	22	546	18			75	321	
22.07.95				16	19					52	271	
23.07.95												
24.07.95		1		11	15	392	12			16	146	
25.07.95												
26.07.95		0		7	11	331	9			0	55	
27.07.95						277	2					
28.07.95				5	8	95	0				20	
29.07.95												
30.07.95												
31.07.95				8	3	159					16	
01.08.95												
02.08.95				13	7	266					5	
03.08.95												
04.08.95				29	11	414					0	
05.08.95												
06.08.95												
07.08.95				16	0	355						
08.08.95												
09.08.95				0		264						
10.08.95												
11.08.95						227						
12.08.95												
13.08.95												
14.08.95						150						0
15.08.95												
16.08.95												
17.08.95						132						38
18.08.95												
19.08.95												
20.08.95												
21.08.95						112						141
22.08.95												
23.08.95												
24.08.95						101						195
25.08.95												
26.08.95												
27.08.95												
28.08.95						81						266
29.08.95												
30.08.95												
31.08.95						56						425
01.09.95												
02.09.95												
03.09.95												
04.09.95						41						309
05.09.95												
06.09.95												
07.09.95						23				0		274
08.09.95												
09.09.95												
10.09.95												
11.09.95						15				32		230
12.09.95												
13.09.95												
14.09.95						8				0	65	168
15.09.95												
16.09.95												
17.09.95												
18.09.95						6				46	128	111

19.09.95												
20.09.95												
21.09.95						2				72	91	85
22.09.95												
23.09.95												
24.09.95												
25.09.95						1				60	55	46
26.09.95												
27.09.95												
28.09.95						0				29	25	31
29.09.95												
30.09.95												
01.10.95												
02.10.95												
03.10.95												
04.10.95												
05.10.95										10	9	14

**Anhang 1 - Resultate der Färbversuche / 1995
(Konz. in 10⁻⁶ g/m³)**

	Ob-qu	La-stu	Ba-Hun	Ba-dü	Ba-dü	Ba-dü	Nb-pw	Ba-gärb	Ba-gärb	Ba-gärb	Ba-gärb	Oe-pwro
	616/235/1	616/239/2	616/239/1	618/239/D	618/239/D	618/239/D	619/235/1	619/238/1	619/238/1	619/238/1	619/238/1	619/238/4
Lithologie	Bruchzone	Malm	Malm	Bach	Bach	Bach	PW	HB	Hauptrogst.	Hauptrogst.	Hauptrogst.	PW
NN	630	520	480	480	480	480	460	480	480	480	480	475
Distanz (m)	11000	4500	6300	13800	16000	6000	5000	6800	15450	5400	8700	15600
Ersteinsatz (d)	14	37	8	19	16	9	22	6	23	12	47	40
v Mittel (m/d)	786	122	788	726	1000	667	227	1133	672	450	185	390
Maxima (d)	17	58	10	22	18	15	27	7	24	14	55	55
v Ersteinsatz (m/d)	647	78	630	627	889	400	185	971	644	386	158	284
Höhe Traceringabe(m)	1250	900	900	1150	1075	900	1080	900	1250	1080	1010	1250
Höhendifferenz (m)	620	380	420	670	595	420	620	420	770	600	530	775
Max. Konzentration	229	152	1692	2	1.7	66	56	2156	48300	1737	4052	26
Farbstoff	Eo	Su	Sulf	Dua	Rh	Sulf	Lis	Sulf	Eo	Lis	Na	Eo
27.06.95												
28.06.95												
29.06.95												
30.06.95												
01.07.95								0				
02.07.95												
03.07.95								630				
04.07.95			0					2156				
05.07.95			521			0		1062				
06.07.95			1437			11		857				
07.07.95			1692			18		261				
08.07.95			1276			26		128		0		
09.07.95			1085			35		86		299		
10.07.95	0		993			43		45		1044		
11.07.95	32		728			51		21		1737		
12.07.95	77		636		0	66		8		1721		
13.07.95	165		477		1	57		0		1316		
14.07.95	229		255		1.5	54				1206		
15.07.95	188		183	0	1.7	49				820		
16.07.95			162	0.5	1.1	43	0			515		
17.07.95												
18.07.95	117											
19.07.95	97		145	2	0.6	16	16		0	389		
20.07.95									14200			
21.07.95	65		121	1.7	0.5	12	33		48300	227		
22.07.95	41								21640	114		
23.07.95												
24.07.95	25		98	0.4	0.2	8	44		3460	64		
25.07.95												
26.07.95	6		75	0.2	0	9	29					

02.10.95											
03.10.95											
04.10.95											
05.10.95		7	8					22	188	188	6

Anhang 1 - Resultate der Färbversuche / 1995 (Konz. in 10⁻⁶ g/m³)

	Ba-pw	Nb-pwite			Oe-pw	WT4	WT6.1	Ba-pw	Ba-dü	Ba-dÜ	Ba-aug	Ba-aug
	619/239/1	620/236/1			621/236/1	WT4	WT6.1	619/239/1	618/239/D	618/239/D	620/241/D	620/241/D
Lithologie	PW	PW	PW	PW	Malm	Bruchzone		PW	Bach	Bach	Bach	Bach
NN	480	460	465	460	700	700	480	480	480	510	510	
Distanz (m)	11100	5100	5500	6200	920	610		11800	10700	7100	1850	
Ersteinsatz (d)	41	8	50	50	4	5		13	2	11	3	
v Mittel (m/d)	271	638	110	124	230	122		908	5350	645	617	
Maxima (d)	41	8	62	55	6	7	50	15	2	17	4	
v Ersteinsatz (m/d)	271	638	89	113	153	87	0	787	5350	418	463	
Höhe Tracereingabe(m)	1070	1080	1080	1080	1041	1041	1250	1080	1070	1060	810	
Höhendifferenz (m)	590	620	615	620	341	341	770	600	590	550	300	
Max. Konzentration	13	231	36	30	857	387	5.6	4	32	2465	13	
Farbstoff	Fluo	Lis	Lis	Lis	Lis	Lis	FL	Py	Fluo	FL	SU	
27.06.95												
28.06.95									0			
29.06.95									32			0
30.06.95					0				4			13
01.07.95					102	0			0			8
02.07.95					385	101						5
03.07.95		0			857	265						
04.07.95					608	387						3
05.07.95		231			386	323						1
06.07.95					173	274			0			0.2
07.07.95		29			51	236			2	0		0
08.07.95									1	59		
09.07.95					32	182		0	0.5	208		
10.07.95		43			0	123		1	0			
11.07.95						57		3		709		0
12.07.95		57				0		4		1059		8
13.07.95								3.5		2465		6
14.07.95		63						2		2313		2
15.07.95								1.5		605		0.3
16.07.95								0.5		425		0
17.07.95												
18.07.95		66								136		
19.07.95		58						0				
20.07.95										82		
21.07.95		51								51		
22.07.95												
23.07.95												
24.07.95		69										
25.07.95										45		
26.07.95		83										
27.07.95										31		
28.07.95		36										
29.07.95										25		
30.07.95												
31.07.95		23										
01.08.95										95		
02.08.95		13										
03.08.95										104		
04.08.95		19										
05.08.95										83		
06.08.95												
07.08.95	13	28										
08.08.95										72		

09.08.95		42								
10.08.95									65	
11.08.95		54						0		
12.08.95						0			44	0
13.08.95										
14.08.95	8	46	0	0				6		
15.08.95						5.6			26	0.2
16.08.95										
17.08.95		37	11	17		1.7			10	1
18.08.95								11		
19.08.95						4.7			0	2.1
20.08.95										
21.08.95		31	16	30						
22.08.95						3.4		15		0.6
23.08.95										
24.08.95		25	22	25		1.2				0.9
25.08.95						0.2		10		0.2
26.08.95						0.1				
27.08.95										
28.08.95		18	36	19				7		
29.08.95						0				
30.08.95										
31.08.95		11	31	12				2		
01.09.95										
02.09.95										
03.09.95										
04.09.95			27	9				0.5		
05.09.95										
06.09.95										
07.09.95			22	7				0		
08.09.95										
09.09.95										
10.09.95										
11.09.95			17	3				3		
12.09.95										
13.09.95										
14.09.95	9		8	0.5				0.6		
15.09.95										
16.09.95										
17.09.95										
18.09.95			5	0				14		
19.09.95										
20.09.95										
21.09.95			2					10		
22.09.95										
23.09.95										
24.09.95										
25.09.95			1					5		
26.09.95										
27.09.95										
28.09.95			3					1		
29.09.95										
30.09.95										
01.10.95										
02.10.95										
03.10.95										
04.10.95										
05.10.95			7					3		

Anhang 2 - Werte der phys. und chem. Parameter / Trockenwetterabfluss Okt. 1994

Koordinatenbez.		Datum		Q	T	Lf	pH	P-	O2	m+	Ca	Na	K	Mg	Cl	NO	SO	Chemische Klasse		Summe Kat. (mval/l)	Summe An. (mval/l)	Summe Höhe (m)
X	Y	Nr.		l/min	°C	us		mmol	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l			l	l	l
601	233	1	20.10.94	270	6.7	305	7.9	0.2	11.0	183	60	<0.01	0.41	2.4	1.13	2.81	5	Ca	HCO	3.2	3.2	830
601	233	2	19.10.94	136	6.5	332	7.6	0.5	8.7	211	67	<0.01	0.64	2.9	0.70		8	Ca	HCO	3.6	3.6	830
601	233	3	19.10.94	76	6.5	331	7.7	0.2	9.8	195	64	<0.01	0.58	2.8	0.75		8	Ca	HCO	3.4	3.4	830
601	235	1	19.10.94	10	9.5	515	7.4	0.9	10.4	323	109	<0.01	0.56	2.0	6.10	2.70	7	Ca	HCO	5.6	5.7	720
602	234	3	19.10.94	24	10.6	342	7.4	0.4	7.4	207	66	0.03	0.18	2.4	1.01	2.92	3	Ca	HCO	3.5	3.6	770
602	235	1L	19.10.94	3	9.0	425	8.0	0.4	9.4	226	76	0.10	0.89	7.7	2.00	11.50	11	Ca	(Mg)	4.5	4.4	970
602	235	1R	19.10.94	1	8.8	380	8.0	0.2	8.2	220	65	0.06	0.59	7.7	0.90		9	Ca	(Mg)	3.9	3.8	970
603	233	1	19.10.94	2	7.8	527	7.4	0.9	7.1	317	95	1.68	1.51	9.6	1.59	0.00	16	Ca	(Mg)	5.7	5.6	1220
603	234	1L	19.10.94	4	10.5	535	7.5	1.1	8.8	323	88	1.06	0.73	11.8	1.90		9	Ca	(Mg)	5.4	5.5	780
603	234	1M	19.10.94	4	10.3	482	7.5	0.9	9.0	293	94	0.48	0.41	1.6	2.60	1.25	2	Ca	HCO	4.9	5.0	780
604	237	1	19.10.94	2	8.5	500	7.3	0.8	9.0	329	103	<0.01	0.87	3.1	0.06	0.50	8	Ca	HCO	5.4	5.6	1080
604	237	3	19.10.94	2	8.6	545	7.1	1.1	6.4	366	116	0.24	1.13	2.2	0.75		7	Ca	HCO	6.0	6.2	1090
605	232	1	19.10.94	36	7.4	415	7.1	0.9	8.3	250	78	0.53	0.90	2.7	0.94	1.44	6	Ca	HCO	4.1	4.3	990
605	233	1	19.10.94	2	7.9	755	7.3	1.2	8.2	464	136	1.11	3.42	10.5	2.58	0.00	14	Ca	(Mg)	7.8	8.0	1260
605	236	8	19.10.94	9	10.3	542	7.1	1.3	7.8	354	101	3.40	1.37	12.4	5.60	7.70	8	Ca	(Mg)	6.2	6.4	740
605	237	1	19.10.94	24	8.5	445	7.2	1.1	7.5	305	91	1.86	1.86	3.9	0.80	1.20	8	Ca	HCO	5.0	5.2	930
605	237	4	19.10.94	0	11.8	505	7.4	1.0	6.8	372	111	1.93	4.04	11.6	3.00		14	Ca	(Mg)	6.7	6.5	970
606	234	1	21.10.94	1	6.8	440	7.5	0.6	6.9	275	91	0.78	0.76	3.2	0.50		14	Ca	HCO	4.8	4.8	1140
606	236	4	20.10.94	18	9.8	347	7.7	0.4	10.0	214	67	1.12	0.47	2.4	0.50	0.50	7	Ca	HCO	3.6	3.7	720
606	236	5	20.10.94	280	10.3	670	7.2	1.5	4.8	391	138	2.28	1.03	2.9	6.00	14.30	10	Ca	HCO	7.3	7.6	680
606	236	6	20.10.94	180	10.9	600	7.3	1.1	3.0	360	89	18.32	9.32	9.4	7.41	2.94	13	Ca	(No)	6.2	6.5	670
606	236	D	21.10.94	3000	7.8	502	8.3	0.5	10.8	323	89	4.6	1.9	9.6	5.00	2.00	7	Ca	(Mg)	5.5	5.7	
607	234	1	21.10.94	27	7.6	337	7.7	0.6	9.0	201	67	1.21	0.87	1.1	0.86	2.35	4	Ca	HCO	3.5	3.5	1130
607	234	2	21.10.94	48	7.6	419	7.7	0.6	6.0	298	67	4.40	1.13	11.3	2.99	0.00	23	Ca	Mg	4.5	4.5	1020
607	234	7	21.10.94	22	8.1	1815	7.4	1.1	5.7	256	417	9.04	2.52	33.8	6.21	1.53	987	Ca	(Mg)	24.0	25.0	1000
607	235	1	21.10.94	50	7.7	334	7.7	0.2	11.2	146	67	1.30	0.48	1.2	4.35	30.66	4	Ca	HCO	3.5	3.6	780
607	235	2	21.10.94	2	8.1	445	8.0	0.6	10.0	281	85	1.21	0.90	9.1	0.73	0.00	17	Ca	(Mg)	5.1	5.0	970
607	237	3	20.10.94	55	9.0	457	7.2	0.8	9.0	282	98	1.48	0.52	0.7	6.70	7.40	7	Ca	HCO	5.0	4.9	860
608	234	1	20.10.94	19	8.1	2310	7.4	1.0	8.2	238	578	9.85	1.98	35.3	14.46	1.59	1390	Ca	SO	32.2	33.3	820
608	236	1	24.10.94	1850	7.7	288	7.9	0.1	10.0	165	54.8	0.71	1.15	2.6	1.15	3.54	5	Ca	HCO	3.0	3.0	620
608	236	3	20.10.94	77	9.0	375	8.0	0.2	9.2	226	72	1.26	1.00	3.3	1.60	3.10	9	Ca	HCO	3.9	4.0	700
608	238	1	20.10.94	320	10.2	431	7.5	0.6	4.2	244	78	1.45	1.05	5.3	1.70		12	Ca	HCO	4.4	4.3	910

608	238	4	20.10.94	2	7.7	406	7.7	0.6	10.1	256	79	0.83	0.45	2.3	0.80	0.30	2	Ca	HCO				4.2	4.3	910
609	234	1	21.10.94	1	9.7	840	7.7	0.9	9.6	378	139	1.88	0.73	34.1	0.70	0.19	181	Ca	Mg	HCO	SO		9.8	10.0	850
609	235	1	21.10.94	3	9.3	516	8.0	0.6	9.8	305	83	3.87	3.29	16.1	1.46	0.13	52	Ca	Mg	HCO	(SO)		5.7	6.1	1000
609	238	2	20.10.94	17	8.3	512	7.3	1.0	8.7	311	107.9	1.2	1.1	0.9	2.16	5.25	3	Ca	HCO				5.5	5.4	
609	239	3	20.10.94	1	6.5	418	7.5	0.6	6.7	250	82	0.86	0.43	2.7	2.02	4.78	6	Ca	HCO				4.4	4.4	1130
610	234	1	21.10.94	375	10.0	1310	7.7	0.8	8.1	256	248.6	4.1	1.3	42.0	4.31	2.89	567	Ca	Mg	HCO	(SO)		16.1	16.3	
610	239	1	20.10.94	43	8.0	356	7.7	0.5	10.4	207	67	1.71	0.89	4.3	1.23	3.29	5	Ca	HCO				3.8	3.6	860
610	240	1	20.10.94	1	9.8	602	7.2	1.3	6.6	439	135	1.41	1.56	2.4	1.35	2.34	5	Ca	HCO				7.0	7.4	1020
611	236	B	19.10.94	200	9.4	508	7.5	0.8	8.7	275	99.8	2.3	1.5	3.7	2.63	6.42	12	Ca	HCO				5.4	5.0	
611	238	1	22.10.94	113	9.9	409	7.5	0.4	7.9	427	123	3.25	0.65	15.1	7.77	3.70	6	Ca	(Mg)	HCO			7.5	7.5	530
611	238	2	22.10.94	4	12.5	673	7.1	1.8	7.2	244	83	2.45	0.82	2.7	3.70	4.16	8	Ca	HCO				4.5	4.4	570
611	239	1	20.10.94	708	8.6	412	7.5	0.7	10.0	232	78	1.53	0.61	4.9	3.93	13.30	7	Ca	HCO				4.4	4.5	710
611	240	1	20.10.94	13	9.9	539	7.4	0.9	6.7	366	84	2.30	0.70	22.3	2.58	2.33	14	Ca	Mg	HCO			6.1	6.4	780
611	240	4	20.10.94	1	9.1	460	7.8	0.5	9.9	293	87	0.79	0.48	9.4	1.54	4.67	10	Ca	(Mg)	HCO			5.2	5.2	940
612	235	1	19.10.94	18	8.5	1954	7.1	1.0	5.5	287	423	14.41	3.48	98.2	8.85	3.28	930	Ca	(Mg)	(HCO)	SO		24.8	24.4	860
612	235	2	19.10.94	6	7.9	2770	7.1	1.2	9.4	323	545	14.97	2.76	112.3	9.63	2.12	1598	Ca	Mg	(HCO)	SO		37.2	39.0	860
612	235	4	19.10.94	1	10.3	525	7.1	1.0	7.8	323	110	1.31	0.92	1.7	0.81	2.51	6	Ca	HCO				5.7	5.5	1020
612	238	4	24.10.94	120	12	663	7.8	0.6	14.0	464	44	112	2.16	12.4	8.05	0.00	9	Ca	Na	(Mg)	HCO		8.1	8.1	600
612	240	1	20.10.94	63	8.8	410	7.5	0.6	9.1	244	87.9	1.8	0.6	1.8	2.64	9.50	10	Ca	HCO				4.6	4.6	
613	236	1	23.10.94	5	7.8	537	7.2	0.9	6.8	354	115	0.89	1.01	2.7	2.16	7.02	8	Ca	HCO				6.0	6.3	1040
613	238	1	24.10.94	1500	9.8	419	7.6	0.4	8.1	275	87	1.5	0.6	1.4	2.24	0.81	6	Ca	HCO				4.5	4.7	
613	241	1	20.10.94	2	9.7	637	7.1	1.6	8.0	403	131	2.48	0.96	4.4	5.48	8.55	11	Ca	HCO				7.0	7.3	820
613	241	2	20.10.94	1	8.2	500	7.5	0.6	9.8	311	98	1.44	1.08	6.7	2.86	3.19	23	Ca	HCO				5.6	5.8	830
614	236	5	23.10.94	1	10.5	629	7.7	0.8	8.6	384	118	5.63	3.55	7.6	2.39	0.27	40	Ca	HCO	(SO)			6.9	7.2	1000
614	238	4	25.10.94	4	8.8	383	7.6	0.7	8.8	244	84	0.87	0.30	0.8	1.37	4.43	8	Ca	HCO				4.3	4.4	500
614	240	5	24.10.94	200	8.6	428	7.5	0.6	9.8	250	91.1	1.6	0.3	1.9	3.02	11.04	8	Ca	HCO				4.8	4.7	
614	241	5	20.10.94	2	8.4	561	7.5	0.8	9.6	336	119	1.32	0.45	1.9	10.41	7.41	15	Ca	HCO				6.2	6.3	920
614	242	4	22.10.94	2	9.0	478	7.2	0.7	8.6	305	102	1.16	1.32	3.3	1.58	3.79	10	Ca	HCO				5.5	5.4	1070
615	235	1	23.10.94	26	9.8	2350	7.1	1.3	5.8	287	541	11.71	4.04	48.8	0.18	0.16	1351	Ca	(Mg)	(HCO)	SO		31.8	32.8	830
615	236	2	23.10.94	4	8.3	490	7.1	1.2	8.4	305	104	1.13	1.72	5.6	3.23	6.43	16	Ca	HCO				5.8	5.8	1060
615	236	6	23.10.94	13	6	239	8.2	0.1	10.9	128	46	0.81	0.32	1.3	1.01	6.05	6	Ca	HCO				2.5	2.4	900
615	239	2	22.10.94	5	11.3	656	7.5	1.2	6.7	500	120	10.60	0.59	31.0	4.36	11.57	6	Ca	Mg	HCO			9.0	8.8	500
615	241	8	22.10.94	50	10.3	398	7.6	0.6	10.4	250	78	2.20	0.73	4.4	2.05	2.45	11	Ca	HCO				4.4	4.5	580
615	241	10	22.10.94	13	9.6	378	7.5	0.7	8.6	238	77	0.85	0.60	2.3	1.70	2.73	8	Ca	HCO				4.1	4.2	570
616	239	D	22.10.94	7000	11.1	442	8.2	0.1	2.2	250	82.5	4.6	1.8	5.3	6.85	6.24	10	Ca	HCO				4.8	4.7	
616	240	9	22.10.94	483	11.8	702	7.3	1.2	5.0	391	111	13.29	18.30	10.7	15.63	16.07	14	Ca	(Mg)	HCO			7.5	7.7	490

Anhang 3: Werte des δ 18O der Messperiode Januar/Februar 1994								
Koordinaten	Nr.	Q gemessen (l/min)	Minimalsc hüt. (l/min)	Datum	δ 10 O (‰)	Quellaustrittshöhe (NN)	Für die Korre- lation nicht berücksich- tigte Werte	Höhe des mittleren Einzugsgebiet es (NN)
602	235	1R	23	1	27.02.94	-9.8		1030
606	234	1	30	1	25.02.94	-10.5		1180
609	239	3	6	1	26.02.94	-9.8	x	1200
610	240	1	120	1	26.02.94	-11.7	x	1060
611	240	4	40	1	28.02.94	-9.9		1050
613	241	2	38	1	28.02.94	-10.1		900
614	236	5	6	1	01.03.94	-10.5		1050
618	238	3	8	1	01.03.94	-10.0		980
603	233	1	19	2	25.02.94	-10.4		1300
604	237	3	150	2	27.02.94	-11.6	x	1100
605	233	1	5	2	25.02.94	-10.2		1280
607	235	2	60	2	26.02.94	-10.2		1020
608	238	4	46	2	26.02.94	-9.7		950
613	241	1	10	2	28.02.94	-9.6		880
614	242	4	12	2	01.03.94	-10.4		1100
609	235	1	169	3	26.02.94	-10.6	x	1080
617	237	4	31	3	01.03.94	-10.0		1110
611	238	2	9	4	27.02.94	-9.0		600
615	236	2	150	4	01.03.94	-11.0	x	1150
617	241	4	57	4	28.02.94	-9.4		760
608	234	1	23	5	26.02.94	-10.1		980
615	239	2	10	5	01.03.94	-9.1		550
612	235	2	55	6	01.03.94	-10.0		960
615	241	10	16	6	28.02.94	-9.9	x	800
605	236	8	13	9	26.02.94	-9.7		820
611	240	1	37	13	26.02.94	-9.9		900
615	236	6	60	13	01.03.94	-9.9	x	1000
606	236	4	115	18	26.02.94	-9.9		900
618	238	1	111	20	01.03.94	-10.5		1100
607	234	7	81	22	24.02.94	-10.6		1080
602	234	3	131	24	26.02.94	-9.7		900
605	237	1	200	24	27.02.94	-10.6		1050
615	235	1	188	26	01.03.94	-10.3		1000
607	234	1	200	27	24.02.94	-9.9	x	1200
605	232	1	103	36	25.02.94	-10.2	x	1100
617	241	1	111	38	28.02.94	-9.8		800
610	239	1	150	43	26.02.94	-10.0		1020
607	234	2	222	48	24.02.94	-10.7		1100
601	233	3	150	76	27.02.94	-10.5		1000
608	238	1	600	105	26.02.94	-10.4		1030
619	238	3	300	107	02.03.94	-10.2	x	900
611	238	1	2450	113	26.02.94	-10.1	x	920
615	241	8	231	24	28.02.94	-9.7		800
612	238	4	120	120	28.02.94	-9.1	x	900
617	241	2	505	176	28.02.94	-9.9		850
601	233	1	1000	270	27.02.94	-10.4		1000
608	236	1	> 1000	> 1000	28.02.94	610	-10.4	1050
613	238	1	> 1000	> 1000	28.02.94	500	-10.1	960
614	238	4	> 1000	> 1000	28.02.94	510	-10.4	920
619	238	1	> 1000	> 1000	28.02.94	470	-10.5	1110
618	239	1	> 1000	> 1000	28.02.94	480	-10.0	960
WT			20	2	27.02.94	680	-10.7	1100
WT8			30	2	27.02.94	680	-11.0	1100
WT			27	3	27.02.94	680	-10.4	1200

WT			40	4	27.02.94	660	-10.2		850
WT			196	5	27.02.94	680	-10.4		1200
WT			33	7	27.02.94	720	-9.8		800
WT			500	100	27.02.94	700	-10.5		1300
WT			4000	430	27.02.94	660	-10.4		1000
WT			2000	770	27.02.94	660	-10.5		1000

Anhang 3: Werte des δ 18O der Messperiode Juni 1994

Koordinaten Nr.			Q gemessen (l/min)	Minimalsc hüt. (l/min)	Datum	δ 10 O (‰)	Quellaustrittshöhe (NN)	Für die Korrelation nicht berücksichtigte Werte	Höhe des mittleren Einzugsgebietes (NN)
602	235	1R	23	1	04.06.94	-9.8	970		1030
606	234	1	30	1	04.06.94	-10.3	1140		1180
609	239	3	6	1	06.06.94	-10.4	1130		1200
610	240	1	120	1	06.06.94	-10.3	1020		1060
611	240	4	40	1	06.06.94	-10.0	940		1050
613	241	2	38	1	06.06.94	-9.9	830		900
614	236	5	6	1	07.06.94	-10.4	1000	x	1050
618	238	3	8	1	08.06.94	-9.8	840		980
603	233	1	19	2	04.06.94	-10.5	1220		1300
604	237	3	150	2	04.06.94	-10.3	1090		1100
605	233	1	5	2	04.06.94	-10.2	1260		1280
607	235	2	60	2	04.06.94	-10.4	970	x	1020
608	238	4	46	2	06.06.94	-10.1	910		950
613	241	1	10	2	06.06.94	-9.7	820		880
614	242	4	12	2	08.06.94	-10.2	1070		1100
609	235	1	169	3	05.06.94	-9.5	1000	x	1080
617	237	4	31	3	08.06.94	-10.2	1020		1110
611	238	2	9	4	06.06.94	-9.1	570		600
615	236	2	150	4	07.06.94	-10.1	1060		1150
617	241	4	57	4	08.06.94	-9.5	730		760
608	234	1	23	5	05.06.94	-10.3	820	x	980
615	239	2	10	5	08.06.94	-9.3	500		550
612	235	2	55	6	05.06.94	-9.7	860		960
615	241	10	16	6	06.06.94	-10.2	570	x	800
605	236	8R	13	9	04.06.94	-9.7	740		820
611	240	1	37	13	06.06.94	-10.0	760		900
615	236	6	60	13	07.06.94	-10.2	900		1000
606	236	4	115	18	07.06.94	-10.0	720		900
618	238	1	111	20	08.06.94	-10.4	1010		1100
607	234	7	81	22	05.06.94	-10.6	1000		1080
602	234	3	131	24	04.06.94	-10.2	770		900
605	237	1	200	24	04.06.94	-10.4	930		1050
615	235	1	188	26	07.06.94	-10.3	830		1000
607	234	1	200	27	05.06.94	-10.2	1130	x	1200
605	232	1	103	36	04.06.94	-10.5	990		1100
617	241	1	111	38	08.06.94	-9.8	670		800
610	239	1	150	43	06.06.94	-9.9	860	x	1020
607	234	2	222	48	05.06.94	-10.1	1020	x	1100
601	233	3	150	76	04.06.94	-10.6	830	x	1000
608	238	1	600	105	06.06.94	-10.4	910		1030
619	238	3	300	107	08.06.94	-10.3	605	x	900
611	238	1	2450	113	06.06.94	-10.1	530	x	920
615	241	8	231	24	06.06.94	-9.9	580		800
612	238	4	120	120	07.06.94	-9.3	600	x	900
617	241	2	505	176	08.06.94	-9.8	730		850
601	233	1	1000	270	04.06.94	-10.5	830		1000

608	236	1	> 1000	> 1000	07.06.94	-10.4	610	1050
613	238	1	> 1000	> 1000	07.06.94	-10.1	500	960
614	238	4	> 1000	> 1000	07.06.94	-10.0	510	920
619	238	1	> 1000	> 1000	07.06.94	-10.4	470	1110
618	239	1	> 1000	> 1000	07.06.94	-10.3	480	960
WT			20	2	05.06.94	-10.9	680	1100
WT8			30	2	05.06.94	-10.5	680	1100
WT			27	3	05.06.94	-10.5	680	1200
WT			40	4	05.06.94	-8.8	660	850
WT			196	5	05.06.94	-10.5	680	1200
WT			33	7	05.06.94	-10.0	720	800
WT			500	100	05.06.94	-10.2	700	1300
WT			4000	430	05.06.94	-10.6	660	1000
WT			2000	770	05.06.94	-10.6	660	1000

Anhang 3: Werte des δ 18O der Messperiode Oktober 1994

Koordinaten Nr.	Q gemessen (l/min)	Minimalsc hüt. (l/min)	Datum	δ 10 O (‰)	Quellaustrittshöhe (NN)	Für die Korrelation berücksichtigte Werte	Höhe des mittleren Einzugsgebietes (NN)	
602	235	1R	1	1	19.10.94	-9.9	970	1030
606	234	1	1	1	21.10.94	-9.9	1140	1180
609	239	3	1	1	20.10.94	-10.0	1130	1200
610	240	1	1	1	20.10.94	-10.1	1020	1060
611	240	4	1	1	20.10.94	-9.8	940	1050
613	241	2	1	1	20.10.94	-9.9	830	900
614	236	5	1	1	23.10.94	-10.4	1000	1050
618	238	3	2	1	23.10.94	-9.8	840	980
603	233	1	2	2	19.10.94	-10.6	1220	1300
604	237	3	2	2	19.10.94	-10.1	1090	1100
605	233	1	2	2	19.10.94	-10.3	1260	1280
607	235	2	2	2	21.10.94	-10.1	970	1020
608	238	4	2	2	20.10.94	-9.8	910	950
613	241	1	2	2	20.10.94	-9.8	820	880
614	242	4	3	2	22.10.94	-10.3	1070	1100
609	235	1	3	3	21.10.94	-9.7	1000	1080
617	237	4	4	3	22.10.94	-10.1	1020	1110
611	238	2	4	4	22.10.94	-9.3	570	600
615	236	2	4	4	23.10.94	-10.5	1060	1150
617	241	4	4	4	22.10.94	-9.2	730	760
608	234	1	5	5	21.10.94	-10.6	820	980
615	239	2	19	5	22.10.94	-9.2	500	550
612	235	2	6	6	19.10.94	-9.9	860	960
615	241	10	13	6	22.10.94	-10.0	570	800
605	236	8	9	9	19.10.94	-9.8	740	820
611	240	1	13	13	20.10.94	-10.1	760	900
615	236	6	13	13	23.10.94	-9.9	900	1000
606	236	4	18	18	20.10.94	-10.0	720	900
618	238	1	20	20	22.10.94	-9.7	1010	1100
607	234	7	22	22	21.10.94	-10.7	1000	1080
602	234	3	24	24	19.10.94	-10.3	770	900
605	237	1	24	24	19.10.94	-9.7	930	1050
615	235	1	26	26	23.10.94	-10.5	830	1000
607	234	1	27	27	21.10.94	-10.2	1130	1200
605	232	1	36	36	19.10.94	-10.6	990	1100
617	241	1	38	38	22.10.94	-9.7	670	800
610	239	1	43	43	20.10.94	-10.1	860	1020

607	234	2	48	48	21.10.94	-10.5	1020		1100
601	233	3	76	76	19.10.94	-10.4	830		1000
608	238	1	320	105	20.10.94	-10.5	910		1030
619	238	3	107	107	23.10.94	-10.3	614	x	900
611	238	1	113	113	22.10.94	-10.1	530	x	920
615	241	8	24	24	24.10.94	-9.8	580		800
612	238	4	50	120	22.10.94	-9.4	600	x	900
617	241	2	176	176	22.10.94	-9.9	730		850
601	233	1	270	270	20.10.94	-10.5	830		1000
608	236	1	> 1000	> 1000	19.10.94	610	-10.4		1050
613	238	1	> 1000	> 1000	19.10.94	500	-10.1		960
614	238	4	> 1000	> 1000	19.10.94	500	-10.0		920
619	238	1	> 1000	> 1000	19.10.94	470	-10.3		1110
618	239	1	> 1000	> 1000	19.10.94	480	-10.1		960
WT			2	2	25.10.94	680	-10.4		1100
WT8			2	2	25.10.94	680	-10.6		1100
WT			9	3	25.10.94	680	-10.4		1200
WT			13	4	25.10.94	660	-9.0		850
WT			60	5	25.10.94	680	-10.8		1200
WT			7	7	25.10.94	720	-10.4		800
WT			200	100	25.10.94	700	-10.3		1300
WT			429	430	25.10.94	660	-10.8		1000
WT			769	770	25.10.94	660	-10.7		1000

Anhang 4 - Jahreswerte des ¹⁸O

Hammerquelle		Hammerquelle		Chaltbrunnenquelle		Chaltbrunnenquelle	
Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)
22.10.93 0:00	-10.4	28.3.97	-10.4	28.2.94 0:00	-10.3	19.2.96 0:00	-10.2
2.3.94 0:00	-10.5	1.4.97	-10.4	6.6.94 0:00	-9.8	26.2.96 0:00	-9.9
7.6.94 0:00	-10.4	16.4.97	-10.4	10.8.94 0:00	-9.9	4.3.96 10:00	-10.1
11.8.94 0:00	-10.4	20.4.97	-10.4	11.8.94 0:00	-9.9	11.3.96 14:30	-9.8
24.10.94 0:00	-10.4			12.8.94 0:00	-9.7	18.3.96 10:00	-10.5
9.3.95 0:00	-10.4			14.8.94 0:00	-10.1	19.3.96 16:00	-10.8
14.3.95 0:00	-10.3			17.8.94 0:00	-9.9	19.3.96 16:30	-10.8
15.3.95 0:00	-10.3			18.8.94 0:00	-10	19.3.96 17:00	-10.8
16.3.95 0:00	-10.3			24.10.94 0:00	-10	19.3.96 17:30	-10.8
22.4.95 0:00	-10.4			5.12.94 0:00	-10.1	19.3.96 18:00	-10.8
27.7.95 0:00	-10.4			5.12.94 0:00	-10	19.3.96 18:30	-10.8
2.9.95 0:00	-10.4			5.12.94 0:00	-9.9	19.3.96 19:00	-10.8
1.11.95 0:00	-10.4			6.12.94 0:00	-9.9	19.3.96 19:30	-10.8
13.11.95 0:00	-10.4			6.12.94 0:00	-9.8	19.3.96 20:00	-10.8
18.12.95 0:00	-10.4			7.12.94 0:00	-9.8	19.3.96 20:30	-10.8
15.2.96 0:00	-10.4			8.12.94 0:00	-9.9	19.3.96 21:00	-10.9
2.3.96 0:00	-10.4			9.12.94 0:00	-9.9	19.3.96 21:30	-10.6
23.3.96 11:30	-10.4			12.12.94 0:00	-10.1	19.3.96 22:00	-11
25.3.96 8:15	-10.4			9.3.95 0:00	-10.1	19.3.96 22:30	-10.9
1.4.96 11:00	-10.3			22.4.95 0:00	-9.9	19.3.96 23:00	-10.9
8.4.96 8:30	-10.4			27.7.95 0:00	-10	19.3.96 23:30	-11
15.4.96 14:30	-10.4			4.9.95 0:00	-10	20.3.96 0:00	-11

21.4.96 18:00	-10.3			7.9.95 0:00	-10.1	20.3.96 0:30	-10.6
29.4.96 17:30	-10.4			12.10.95 0:00	-10.1	20.3.96 1:00	-11.1
6.5.96 19:15	-10.1			19.10.95 0:00	-10.1	20.3.96 1:30	-11
13.5.96 15:15	-10.3			30.10.95 0:00	-10	20.3.96 2:00	-11
23.5.96 10:45	-10.4			3.11.95 21:00	-10.1	20.3.96 2:30	-10.8
1.6.96 8:00	-10.4			13.11.95 0:00	-10.1	20.3.96 3:00	-11.1
4.6.96 0:00	-10.4			20.11.95 0:00	-9.9	20.3.96 3:30	-10.5
1.7.96 11:00	-10.4			18.12.95 0:00	-10.2	20.3.96 4:00	-11.1
7.7.96 0:00	-10.4			20.12.95 19:00	-10.2	20.3.96 4:30	-11.2
2.8.96 19:00	-10.4			20.12.95 20:00	-10.1	20.3.96 5:00	-11.2
1.9.96 20:00	-10.4			20.12.95 21:00	-10.1	20.3.96 8:30	-11.1
1.10.96 14:00	-10.4			20.12.95 22:00	-10.2	20.3.96 9:30	-11.1
24.10.96 11:00	-10.4			20.12.95 23:00	-10.2	20.3.96 10:30	-11.1
1.11.96 0:00	-10.4			21.12.95 0:00	-10.2	20.3.96 13:00	-11
4.11.96 0:00	-10.4			21.12.95 1:00	-10.2	20.3.96 14:00	-11.1
13.11.96 0:00	-10.4			21.12.95 2:00	-10.2	20.3.96 15:00	-11
24.11.96 0:00	-10.4			21.12.95 3:00	-10.3	20.3.96 16:00	-11
26.11.96 0:00	-10.4			21.12.95 4:00	-10.2	20.3.96 17:00	-11.1
1.12.96 0:00	-10.4			21.12.95 5:00	-10.3	20.3.96 19:00	-11
21.1.97 0:00	-10.4			21.12.95 6:00	-10.3	20.3.96 20:00	-11
1.2.97 0:00	-10.5			3.1.96 0:00	-10	20.3.96 21:00	-11
14.2.97 0:00	-10.4			8.1.96 0:00	-10.3	20.3.96 23:00	-11.2
18.2.97 0:00	-10.4			15.1.96 0:00	-10	21.3.96 1:00	-10.9
25.2.97 0:00	-10.4			22.1.96 0:00	-10.1	21.3.96 3:00	-10.9
1.3.97 0:00	-10.4			29.1.96 0:00	-10.1	21.3.96 5:00	-10.9
18.3.97 0:00	-10.3			5.2.96 0:00	-10.1	21.3.96 7:00	-11
20.3.97 0:00	-10.4			12.2.96 0:00	-10.1	21.3.96 9:00	-11.3

Anhang 4 - Jahreswerte des ¹⁸O

Chaltbrunnenquelle		Chaltbrunnenquelle		Chaltbrunnenquelle		Chaltbrunnenquelle	
Datum	¹⁸ O	Datum	¹⁸ O	Datum	¹⁸ O	Datum	¹⁸ O
	(‰)		(‰)		(‰)		(‰)
21.3.96 11:00	-11.2	27.3.96 8:00	-10.6	2.5.96 20:00	-10.2	6.5.96 0:44	-10.3
21.3.96 13:00	-11.2	27.3.96 12:00	-10.7	2.5.96 21:00	-10.1	6.5.96 2:44	-10.1
21.3.96 15:00	-11.3	1.4.96 11:00	-10.3	2.5.96 22:00	-10.2	6.5.96 4:44	-10
21.3.96 17:00	-11.4	8.4.96 10:00	-10	2.5.96 23:00	-10.2	6.5.96 6:44	-10.3
21.3.96 19:00	-11.4	15.4.96 13:30	-10.2	3.5.96 0:00	-10.3	6.5.96 8:44	-10.3
21.3.96 21:00	-11	22.4.96 13:30	-10.1	3.5.96 1:00	-10.3	6.5.96 10:44	-10.3
21.3.96 23:00	-11	22.4.96 13:30	-10.1	3.5.96 2:00	-10.4	6.5.96 11:00	-10
22.3.96 1:00	-10.8	29.4.96 11:00	-10.1	3.5.96 3:00	-10.5	6.5.96 12:44	-10.2
22.3.96 3:00	-11	29.4.96 21:00	-10.1	3.5.96 4:00	-10.4	6.5.96 14:44	-10.1
22.3.96 5:00	-11.1	30.4.96 4:00	-10.1	3.5.96 5:00	-10.5	6.5.96 16:44	-10.2
22.3.96 7:00	-11.1	30.4.96 5:00	-10	3.5.96 6:00	-10.6	6.5.96 18:44	-10.3
22.3.96 9:00	-10.9	30.4.96 6:00	-10.1	3.5.96 7:00	-10.5	6.5.96 20:44	-10.2
22.3.96 11:00	-11.2	30.4.96 7:00	-10.1	3.5.96 8:00	-10.6	6.5.96 22:44	-10.2
22.3.96 13:00	-11.2	30.4.96 8:00	-10.1	3.5.96 9:00	-10.6	7.5.96 0:44	-10.2
22.3.96 15:00	-11	30.4.96 9:00	-10.1	3.5.96 10:00	-10.6	7.5.96 2:44	-10.2

22.3.96 17:00	-10.9	30.4.96 10:00	-10.1	3.5.96 11:00	-10.5	7.5.96 4:44	-10.3
22.3.96 19:00	-10.9	30.4.96 11:00	-10.1	3.5.96 12:00	-10.5	7.5.96 6:44	-10.2
22.3.96 21:00	-10.9	30.4.96 12:00	-10.1	3.5.96 13:00	-10.5	7.5.96 8:44	-10.3
22.3.96 23:00	-10.9	30.4.96 13:00	-10.1	3.5.96 14:00	-10.5	7.5.96 10:44	-10.1
23.3.96 1:00	-10.9	30.4.96 14:00	-10.1	3.5.96 15:00	-10.4	7.5.96 12:44	-10.1
23.3.96 3:00	-10.9	30.4.96 15:00	-10.1	3.5.96 16:00	-10.4	7.5.96 14:44	-10.1
23.3.96 5:00	-10.9	30.4.96 16:00	-10.1	3.5.96 17:00	-10.4	7.5.96 16:44	-10
23.3.96 7:00	-10.9	30.4.96 17:00	-10.1	3.5.96 18:15	-10.4	13.5.96 0:00	-10.1
23.3.96 9:00	-10.9	30.4.96 18:00	-10.1	3.5.96 20:15	-10.3	13.5.96 0:00	-10.1
23.3.96 11:00	-10.9	1.5.96 18:30	-10.1	3.5.96 22:14	-10.3	13.5.96 9:00	-9.8
23.3.96 13:00	-10.9	1.5.96 19:30	-10.1	4.5.96 0:14	-10.3	19.5.96 12:00	-10.1
23.3.96 16:00	-10.9	1.5.96 20:30	-10.1	4.5.96 2:14	-10.3	19.5.96 14:00	-10.1
23.3.96 20:00	-11	1.5.96 21:30	-10.1	4.5.96 4:14	-10.4	19.5.96 16:00	-10.1
24.3.96 0:00	-10.9	1.5.96 22:30	-10.1	4.5.96 6:14	-10.4	19.5.96 18:00	-10.2
24.3.96 4:00	-10.8	1.5.96 23:30	-10	4.5.96 8:14	-10.4	19.5.96 19:30	-10.2
24.3.96 8:00	-10.7	2.5.96 0:30	-10.1	4.5.96 10:14	-10.3	19.5.96 20:00	-10.1
24.3.96 12:00	-10.7	2.5.96 1:30	-10.1	4.5.96 12:14	-10.1	19.5.96 20:30	-10
24.3.96 16:00	-10.7	2.5.96 2:30	-10.1	4.5.96 14:14	-10.4	19.5.96 21:00	-10
24.3.96 20:00	-10.7	2.5.96 3:30	-10.1	4.5.96 16:14	-10.4	19.5.96 21:30	-10.1
25.3.96 0:00	-10.8	2.5.96 4:30	-10.1	4.5.96 18:14	-10.3	19.5.96 22:00	-10.1
25.3.96 4:00	-10.8	2.5.96 5:30	-10.1	4.5.96 20:14	-10.2	19.5.96 22:30	-10.2
25.3.96 8:00	-10.9	2.5.96 6:30	-10.1	4.5.96 22:14	-10.3	19.5.96 23:00	-10.1
25.3.96 10:30	-10.4	2.5.96 7:30	-10.1	5.5.96 0:14	-10.3	19.5.96 23:30	-10.2
25.3.96 12:00	-10.7	2.5.96 8:30	-10.1	5.5.96 2:00	-10.2	20.5.96 0:00	-10.2
25.3.96 16:00	-10.5	2.5.96 9:30	-10.1	5.5.96 4:00	-10.3	20.5.96 0:30	-10.3
25.3.96 20:00	-10.5	2.5.96 10:30	-10.1	5.5.96 5:59	-10.2	20.5.96 1:00	-10.3
26.3.96 0:00	-10.5	2.5.96 11:30	-9.7	5.5.96 7:59	-10.3	20.5.96 1:30	-10.3
26.3.96 4:00	-10.5	2.5.96 12:30	-9.9	5.5.96 9:59	-10.2	20.5.96 2:00	-10.3
26.3.96 8:00	-10.5	2.5.96 13:30	-9.8	5.5.96 11:59	-10.3	20.5.96 2:30	-10.4
26.3.96 12:00	-10.6	2.5.96 14:30	-10	5.5.96 13:59	-10.3	20.5.96 3:00	-10.4
26.3.96 16:00	-10.3	2.5.96 15:30	-10.1	5.5.96 15:59	-10.2	20.5.96 3:30	-10.4
26.3.96 20:00	-10.5	2.5.96 16:30	-10.2	5.5.96 18:45	-10.2	20.5.96 4:00	-10.5
27.3.96 0:00	-10.7	2.5.96 17:30	-10.2	5.5.96 20:45	-10.3	20.5.96 4:30	-10.5
27.3.96 4:00	-10	2.5.96 19:00	-10	5.5.96 22:44	-10.2	20.5.96 5:00	-10.5

Anhang 4 - Jahreswerte des ¹⁸O

Chaltbrunnenquelle		Chaltbrunnenquelle		Chaltbrunnenquelle		Chaltbrunnenquelle	
Datum	¹⁸ O	Datum	¹⁸ O	Datum	¹⁸ O	Datum	¹⁸ O
	(‰)		(‰)		(‰)		(‰)
20.5.96 5:30	-10.5	21.6.96 22:00	-10.1	6.7.96 5:01	-10.2	8.7.96 3:00	-10.3
20.5.96 6:00	-10.4	21.6.96 22:30	-10.1	6.7.96 5:31	-10.2	8.7.96 3:30	-10.2
20.5.96 6:30	-10.5	21.6.96 23:00	-10.1	6.7.96 6:01	-10.3	8.7.96 4:00	-10.3
20.5.96 7:00	-10.5	21.6.96 23:30	-10.1	6.7.96 6:31	-10.3	8.7.96 4:30	-10.2
20.5.96 7:30	-10.6	22.6.96 0:00	-10.1	6.7.96 7:01	-10.3	8.7.96 5:00	-10.3
20.5.96 8:00	-10.5	22.6.96 0:30	-10.1	6.7.96 7:31	-10.2	8.7.96 5:30	-10.3
20.5.96 9:00	-10.5	22.6.96 1:00	-10	6.7.96 8:01	-10.2	8.7.96 6:00	-10.4
20.5.96 10:00	-10.5	22.6.96 1:30	-10.1	6.7.96 8:31	-10.2	8.7.96 6:30	-10.5
20.5.96 11:00	-10.5	22.6.96 2:00	-10.1	6.7.96 9:01	-10.2	8.7.96 7:00	-10.5

20.5.96 12:00	-10.5	22.6.96 2:30	-10.1	6.7.96 9:31	-10.2	8.7.96 7:30	-10.7
20.5.96 13:00	-10.5	22.6.96 3:00	-10	6.7.96 10:02	-10.2	8.7.96 8:00	-10.7
20.5.96 14:00	-10.5	22.6.96 3:30	-10.1	6.7.96 10:32	-10.2	8.7.96 8:30	-10.8
20.5.96 14:00	-10.4	22.6.96 4:00	-10.1	6.7.96 11:02	-10.2	8.7.96 9:00	-10.8
20.5.96 15:00	-10.5	22.6.96 4:30	-10.1	6.7.96 11:32	-10.2	8.7.96 9:30	-10.8
20.5.96 17:00	-10.5	22.6.96 5:00	-10.1	6.7.96 12:02	-10.1	8.7.96 10:00	-10.9
20.5.96 19:00	-10.5	22.6.96 5:30	-10.1	6.7.96 12:32	-10.2	8.7.96 10:00	-10.8
20.5.96 21:00	-10.5	22.6.96 6:00	-10.1	6.7.96 13:02	-10.2	8.7.96 10:30	-10.7
20.5.96 23:00	-10.4	22.6.96 6:30	-10	6.7.96 13:32	-10.1	8.7.96 11:00	-10.7
21.5.96 1:00	-10.4	22.6.96 7:00	-10.1	6.7.96 14:02	-10.1	8.7.96 12:00	-10.8
21.5.96 3:00	-10.4	22.6.96 7:30	-10	6.7.96 14:32	-10.1	8.7.96 13:00	-10.8
21.5.96 5:00	-10.4	22.6.96 8:00	-10.1	6.7.96 15:00	-10.1	8.7.96 14:00	-10.7
21.5.96 7:00	-10.3	22.6.96 8:30	-10.1	6.7.96 16:00	-10.1	8.7.96 15:00	-10.8
21.5.96 9:00	-10.3	24.6.96 14:00	-10	6.7.96 17:00	-9.9	8.7.96 16:00	-10.7
21.5.96 11:00	-10.3	1.7.96 0:00	-10.1	6.7.96 18:00	-10	8.7.96 17:00	-10.6
21.5.96 13:00	-10.3	1.7.96 10:00	-10.1	6.7.96 20:00	-10	8.7.96 19:00	-10.7
21.5.96 15:00	-10.4	5.7.96 15:00	-10.1	6.7.96 22:00	-10	8.7.96 21:00	-10.5
21.5.96 17:00	-10.3	5.7.96 16:00	-10.1	7.7.96 0:00	-10.1	8.7.96 23:00	-10.5
21.5.96 19:00	-10.3	5.7.96 17:00	-10.2	7.7.96 2:00	-10	9.7.96 1:00	-10.4
21.5.96 21:00	-10.3	5.7.96 18:00	-10.1	7.7.96 4:00	-10	9.7.96 3:00	-10.4
21.5.96 23:00	-10.3	5.7.96 19:00	-10.1	7.7.96 6:00	-10.1	9.7.96 5:00	-10.4
22.5.96 1:00	-10.2	5.7.96 19:30	-10.1	7.7.96 8:00	-10	9.7.96 7:00	-10.4
22.5.96 3:00	-10.3	5.7.96 20:00	-10.1	7.7.96 10:00	-10.1	9.7.96 9:00	-10.4
22.5.96 5:00	-10.2	5.7.96 20:30	-10.2	7.7.96 12:00	-10	9.7.96 11:00	-10.4
22.5.96 7:00	-10.2	5.7.96 21:00	-10.1	7.7.96 14:00	-10	9.7.96 13:00	-10.4
22.5.96 9:00	-10.2	5.7.96 21:30	-10.1	7.7.96 16:00	-10.1	9.7.96 15:00	-10.4
22.5.96 11:00	-10.3	5.7.96 22:00	-10.2	7.7.96 18:00	-10	9.7.96 17:00	-10.3
22.5.96 13:00	-10.2	5.7.96 22:30	-10.3	7.7.96 20:00	-10.2	9.7.96 19:00	-10.3
28.5.96 9:00	-10.2	5.7.96 23:00	-10.2	7.7.96 21:00	-10.2	9.7.96 21:00	-10.3
28.5.96 9:00	-10.2	5.7.96 23:30	-10.3	7.7.96 21:30	-10.2	9.7.96 23:00	-10.3
3.6.96 8:30	-10.1	6.7.96 0:00	-10.3	7.7.96 22:00	-10.2	10.7.96 1:00	-10.3
3.6.96 8:30	-10.1	6.7.96 0:30	-10.3	7.7.96 22:30	-10.3	10.7.96 3:00	-10.3
10.6.96 10:00	-10.1	6.7.96 1:00	-10.3	7.7.96 23:00	-10.2	10.7.96 5:00	-10.3
17.6.96 9:00	-10.1	6.7.96 1:30	-10.3	7.7.96 23:30	-10.2	10.7.96 7:00	-10.3
21.6.96 17:00	-10.1	6.7.96 2:00	-10.2	8.7.96 0:00	-10.2	10.7.96 9:00	-10.3
21.6.96 19:00	-10.1	6.7.96 2:31	-10.3	8.7.96 0:30	-10.1	10.7.96 11:00	-10.3
21.6.96 20:00	-10.1	6.7.96 3:01	-10.2	8.7.96 1:00	-10.1	10.7.96 13:00	-10.2
21.6.96 20:30	-10.1	6.7.96 3:31	-10.2	8.7.96 1:30	-10.1	10.7.96 15:00	-10.2
21.6.96 21:00	-10.1	6.7.96 4:01	-10.2	8.7.96 2:00	-10.2	10.7.96 17:00	-10.2
21.6.96 21:30	-10.1	6.7.96 4:31	-10.3	8.7.96 2:30	-10.2	10.7.96 19:00	-10.2

Anhang 4 - Jahreswerte des ¹⁸O

Chaltbrunnenquelle		Chaltbrunnenquelle		Chaltbrunnenquelle		Dünnern bei Chaltbr.	
Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)
10.7.96 21:00	-10.2	16.7.96 15:00	-10.2	9.6.97 0:00	-9.7	26.4.95	-7.8
10.7.96 23:00	-10.3	16.7.96 18:00	-10.2	16.6.97 0:00	-10	27.4.95	-12.6
11.7.96 1:00	-10.2	16.7.96 21:00	-10.2	23.6.97 0:00	-10.3	30.4.95	-8.7

11.7.96 3:00	-10.3	17.7.96 0:00	-10.1	30.6.97 0:00	-10.2	8.5.95	-0.2
11.7.96 5:00	-10.3	17.7.96 3:00	-10.2	7.7.97 0:00	-10.2	9.5.95	0.8
11.7.96 7:00	-10.3	17.7.96 6:00	-10.1	14.7.97 0:00	-10.3	12.5.95	-5.2
11.7.96 9:00	-10.3	21.7.96 0:00	-10.2	21.7.97 0:00	-10.1	13.5.95	-8.1
11.7.96 12:00	-10.2	22.7.96 11:00	-10.2			14.5.95	-10.4
11.7.96 15:00	-10.3	29.7.96 11:00	-10.2			16.5.95	-10.8
11.7.96 18:00	-10.2	5.8.96 14:00	-10			18.5.95	-10.1
11.7.96 21:00	-10.3	12.8.96 10:00	-9.8			18.5.95	-13.3
12.7.96 0:00	-10.2	19.8.96 11:00	-9.8			20.5.95	-6.6
12.7.96 3:00	-10.3	2.9.96 14:00	-10.1			26.5.95	-4.7
12.7.96 6:00	-10.2	9.9.96 11:00	-10.1			27.5.95	-7.7
12.7.96 9:00	-10.2	16.9.96 14:00	-10			30.5.95	-6.9
12.7.96 12:00	-10.2	23.9.96 11:00	-10.1			30.5.95	-5.2
12.7.96 15:00	-10.2	30.9.96 11:00	-10.1			31.5.95	-9.5
12.7.96 18:00	-10.2	7.10.96 10:00	-10.2			31.5.95	-10.3
12.7.96 21:00	-10.2	14.10.96 11:00	-10.1			1.6.95	-7.2
13.7.96 0:00	-10.2	21.10.96 11:00	-10.1			1.6.95	-8.3
13.7.96 3:00	-10.2	28.10.96 15:00	-10.1			4.6.95	-6.1
13.7.96 6:00	-10.2	4.11.96 8:00	-10.1			5.6.95	-6.4
13.7.96 9:00	-10.2	11.11.96 10:00	-10.1			9.6.95	-6.0
13.7.96 12:00	-10.2	18.11.96 14:00	-10.2			11.6.95	-8.6
13.7.96 15:00	-10.2	25.11.96 8:30	-10.2			12.6.95	-5.6
13.7.96 18:00	-10.2	2.12.96 10:00	-10.1			14.6.95	-11.2
13.7.96 21:00	-10.1	9.12.96 8:30	-10.1			14.6.95	-7.9
14.7.96 0:00	-10.2	16.12.96 10:00	-10.4			15.6.95	-8.6
14.7.96 3:00	-10.1	23.12.96 14:00	-10.4			18.6.95	1.0
14.7.96 6:00	-10.2	30.12.96 10:00	-10.2			22.6.95	-5.5
14.7.96 9:00	-10.2	6.1.97 14:00	-10.1			24.6.95	-6.4
14.7.96 12:00	-10.2	13.1.97 10:00	-10.2			26.6.95	-3.6
14.7.96 15:00	-10.1	20.1.97 16:00	-10.2			1.7.95	-2.4
14.7.96 18:00	-10.1	27.1.97 10:00	-10.7			12.7.95	-4.3
14.7.96 21:00	-10.2	3.2.97 8:30	-10.2			14.7.95	-7.7
15.7.96 0:00	-10.1	10.2.97 9:00	-10.2			15.7.95	-6.3
15.7.96 3:00	-10.1	17.2.97 11:00	-10.4			16.7.95	-6.0
15.7.96 6:00	-10.1	24.2.97 10:00	-10.3			16.7.95	-7.0
15.7.96 9:00	-10.1	3.3.97 10:00	-10.4			23.7.95	-2.3
15.7.96 10:00	-10.2	3.4.97 0:00	-10.1			31.7.95	-1.1
15.7.96 12:00	-10.1	7.4.97 0:00	-10.2			6.8.95	1.6
15.7.96 15:00	-10.1	14.4.97 0:00	-10.2			7.8.95	2.6
15.7.96 18:00	-10.1	21.4.97 0:00	-10.2			7.8.95	-3.4
15.7.96 21:00	-10.1	29.4.97 0:00	-10.3			8.8.95	-4.5
16.7.96 0:00	-10.2	5.5.97 0:00	-10.2			8.8.95	-9.2
16.7.96 3:00	-10.1	13.5.97 0:00	-10.1			8.8.95	-10.1
16.7.96 6:00	-10.1	20.5.97 0:00	-10.1			8.8.95	-11.1
16.7.96 9:00	-10.1	26.5.97 0:00	-10.1			9.8.95	-9.4
16.7.96 12:00	-10.1	2.6.97 0:00	-10.1			12.8.95	-3.5

Anhang 4 - Jahreswerte des ¹⁸O

Dünnern bei Chaltbr.		Dünnern bei Chaltbr.		Dünnern bei Chaltbr.		Dünnern bei Chaltbr.	
Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)
13.8.95	-0.7	24.12.95	-8.4	21.6.96	-4.9	28.9.96	-4.4
14.8.95	-1.1	25.12.95	-13.6	22.6.96	-9.3	2.10.96	-9.4
24.8.95	-10.0	26.12.95	-12.3	22.6.96	-8.7	7.10.96	-4.5
24.8.95	-8.5	26.12.95	-18.1	23.6.96	-9.3	9.10.96	-6.6
25.8.95	-7.7	27.12.95	-18.8	24.6.96	-9.7	10.10.96	-6.9
26.8.95	-8.8	30.12.95	-17.6	26.6.96	-3.8	16.10.96	-11.8
28.8.95	-6.5	1.1.96	-14.7	1.7.96	-3.2	16.10.96	-17.6
29.8.95	-8.8		0.0	3.7.96	-6.0	17.10.96	-16.3
29.8.95	-5.4	8.1.96	-13.9	6.7.96	-9.3	17.10.96	-14.8
30.8.95	-6.7	3.2.96	-15.4	6.7.96	-10.8	19.10.96	-5.0
31.8.95	-4.9	7.2.96	-15.5	7.7.96	-9.3	21.10.96	-6.4
3.9.95	-7.7	10.2.96	-15.9	8.7.96	-16.8	21.10.96	-4.9
4.9.95	-9.6	13.2.96	-20.8	8.7.96	-16.8	26.10.96	-5.1
8.9.95	-7.8	14.2.96	-16.4	9.7.96	-8.7	29.10.96	-4.4
9.9.95	-6.9	19.2.96	-11.3	10.7.96	-5.4	30.10.96	-12.0
13.9.95	-9.4	21.3.96	-8.9	11.7.96	-4.4	1.11.96	-4.9
13.9.95	-4.7	22.3.96	-9.4	23.7.96	-3.5	5.11.96	-9.2
13.9.95	-14.9	23.3.96	-6.2	28.7.96	-2.0	5.11.96	-16.4
15.9.95	-8.0	26.3.96	-3.8	2.8.96	-6.2	7.11.96	-3.2
19.9.95	-8.6	27.3.96	-6.6	2.8.96	-3.3	7.11.96	-6.2
20.9.95	-13.6	3.4.96	-6.9	3.8.96	-5.5	11.11.96	-4.7
21.9.95	-10.9	11.4.96	-5.6	3.8.96	-7.1	13.11.96	-12.8
25.9.95	-9.4	14.4.96	-11.4	6.8.96	-8.7	13.11.96	-16.4
27.9.95	-7.2	24.4.96	-5.0	7.8.96	-5.5	14.11.96	-13.8
28.9.95	-7.5	24.4.96	-7.9	7.8.96	-7.7	18.11.96	-20.4
6.10.95	-7.2	28.4.96	-8.1	8.8.96	-8.4	19.11.96	-28.6
28.10.95	-8.5	30.4.96	-7.9	11.8.96	-8.7	20.11.96	-17.1
29.10.95	-5.3	30.4.96	-7.7	11.8.96	-9.4	20.11.96	-12.2
30.10.95	-8.9	1.5.96	-11.1	12.8.96	-9.0	21.11.96	-16.8
2.11.95	-12.3	2.5.96	-12.1	12.8.96	-6.9	23.11.96	-11.1
3.11.95	-5.0	3.5.96	-10.3	13.8.96	-9.3	24.11.96	-17.0
3.11.95	-6.1	9.5.96	-6.3	13.8.96	-7.8	25.11.96	-13.3
4.11.95	-6.2	12.5.96	-7.4	14.8.96	-7.6	26.11.96	-12.9
4.11.95	-7.8	13.5.96	-8.9	23.8.96	-7.4	26.11.96	-13.8
14.11.95	-9.3	18.5.96	-2.9	24.8.96	-4.9	27.11.96	-12.3
16.11.95	-11.8	19.5.96	-5.1	25.8.96	-4.0	28.11.96	-15.4
16.11.95	-12.4	19.5.96	-6.9	25.8.96	-4.7	28.11.96	-16.9
17.11.95	-12.6	19.5.96	-11.0	27.8.96	-5.3	29.11.96	-15.4
17.11.95	-12.7	20.5.96	-13.2	28.8.96	-11.5	30.11.96	-11.3
18.11.95	-12.0	21.5.96	-4.2	29.8.96	-5.0	30.11.96	-9.2
20.11.95	-8.7	25.5.96	-1.8	2.9.96	-4.9	1.12.96	-10.5
28.11.95	-13.1	26.5.96	-7.1	14.9.96	-5.9	2.12.96	-6.5
4.12.95	-9.8	26.5.96	-5.6	14.9.96	-8.3	13.12.96	-10.0
5.12.95	-13.2	27.5.96	-3.8	19.9.96	-8.3	14.12.96	-11.1
14.12.95	-20.4	28.5.96	-7.1	20.9.96	-14.0	14.12.96	-13.8

18.12.95	-17.7	2.6.96	-7.6	22.9.96	-12.5	19.12.96	-8.8
18.12.95	-16.2	9.6.96	-4.9	23.9.96	-12.8	20.12.96	-17.8
20.12.95	-10.3	20.6.96	-0.4	24.9.96	-12.2	20.12.96	-16.9
21.12.95	-9.5			24.9.96	-8.6	22.12.96	-17.4

Anhang 4 - Jahreswerte des ¹⁸O

Dünnern bei Chaltbr.		Dünnern bei Chaltbr.		Hunquelle		Gärbiweiher	
Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)	Datum	¹⁸ O (‰)
22.12.96	-13.4	29.4.97	-3.16	27.10.93	-9.7	26.10.93	-10.6
23.12.96	-11.7	29.4.97	-6.04	1.3.94	-9.9	1.3.94	-10.5
23.12.96	-16.2	30.4.97	-7.07	7.6.94	-10.2	8.6.94	-10.3
24.12.96	-16.7	30.4.97	-7.11	10.8.94	-10.3	10.8.94	-10.2
30.12.96	-17.9	6.5.97	-10	11.8.94	-10.4	11.8.94	-10.4
31.12.96	-16.3	6.5.97	-13	17.8.94	-10.3	12.8.94	-10.4
2.1.97	-16.3	7.5.97	-12.6	19.8.94	-10.2	17.8.94	-10.4
4.1.97	-18.0	8.5.97	-13.1	24.8.94	-10.3	23.10.94	-10.3
4.1.97	-17.3	9.5.97	-10.3	23.10.94	-10.1	24.10.94	-10.3
10.1.97	-19.7	10.5.97		25.10.94	-10.3	25.10.94	-10.3
19.1.97	-16.4	12.5.97		26.10.94	-10.3	26.10.94	-10.2
20.1.97	-16.8	17.5.97		26.10.94	-10.1	26.10.94	-10.2
21.1.97	-16.4	18.5.97		27.10.94	-9.6	27.10.94	-10.2
21.1.97	-16.8	20.5.97		28.10.94	-9.6	28.10.94	-10.2
26.1.97	-11.0	20.5.97		9.3.95	-10.3	28.1.95	-11
5.2.97	-10.0	21.5.97		28.7.95	-10.3	9.3.95	-10.5
6.2.97	-14.0			2.9.95	-10.4	22.4.95	-10.5
10.2.97	-9.1			18.12.95	-10.4	27.7.95	-10.4
12.2.97	-8.5			15.2.96	-10.4	2.9.95	-10.1
13.2.97	-3.8			2.3.96	-10.2	29.9.95	-10
13.2.97	-7.2			18.3.96	-10.3	6.10.95	-10
14.2.97	-15.9			22.3.96	-11.2	13.10.95	-10.2
14.2.97	-6.4			29.3.96	-10.6	20.10.95	-10.3
15.2.97	-9.5			5.4.96	-10.4	27.10.95	-10.3
15.2.97	-12.4			12.4.96	-10.5	3.11.95	-10.3
18.2.97	-6.1			19.4.96	-10.5	16.11.95	-10.4
20.2.97	-3.4			26.4.96	-10.2	16.11.95	-10.6
24.2.97	-7.3			3.5.96	-11	16.11.95	-10.5
25.2.97	-9.1			10.5.96	-10.5	16.11.95	-10.5
25.2.97	-4.1			31.5.96	-10.7	16.11.95	-10.4
26.2.97	-3.5			7.6.96	-10.3	16.11.95	-10.5
26.2.97	-5.0			14.6.96	-10.2	17.11.95	-10.4
27.2.97	-6.2			21.6.96	-10.4	17.11.95	-10.4
27.2.97	-5.7			28.6.96	-10.5	17.11.95	-10.5
5.3.97	-7.0			5.7.96	-10.5	17.11.95	-10.5
5.3.97	-7.2			12.7.96	-10.4	17.11.95	-10.6
15.3.97	-5.1			17.7.96	-10.1	17.11.95	-10.6
19.3.97	-9.4			9.8.96	-10.2	17.11.95	-10.6
19.3.97	-9.8			16.8.96	-9.5	17.11.95	-10.6

20.3.97	-10.3			23.8.96	-10.4	17.11.95	-10.5
24.3.97	-4.86			30.8.96	-10.3	17.11.95	-10.3
28.3.97	-6.63			6.9.96	-10.3	18.11.95	-10.5
30.3.97	-4.47			13.9.96	-10.4	18.11.95	-10.5
4.4.97	-3.76			20.9.96	-10.4	18.11.95	-10.5
12.4.97	-5.17			27.9.96	-9.9	18.11.95	-10.4
20.4.97	-10.3			4.10.96	-10.3	18.11.95	-10.4
26.4.97	-7.25			18.10.96	-10	29.11.95	-10.4
27.4.97	-12.9					18.12.95	-10.3
27.4.97	-11.2					10.1.96	-10.6

Anhang 4 - Jahreswerte des ¹⁸O

Gärbiweiher		Gärbiweiher	
Datum	¹⁸ O	Datum	¹⁸ O
	(‰)		(‰)
2.2.96	-10.6	18.10.96	-10.4
12.2.96	-10.6	25.10.96	-10.4
2.3.96	-10.6	8.11.96	-10.3
18.3.96	-10.7	15.11.96	-10.3
22.3.96	-11.1	13.6.97	-10.4
29.3.96	-11.4	20.6.97	-10.4
5.4.96	-11.1	27.6.97	-10.4
12.4.96	-10.9	5.7.97	-10.4
19.4.96	-10.9	11.7.97	-10.4
26.4.96	-10.9	18.7.97	-10.5
3.5.96	-10.8	25.7.97	-10.5
10.5.96	-11	31.7.97	-10.4
17.5.96	-10.8	8.8.97	-10.5
28.5.96	-10.7	10.1.97	-10.5
31.5.96	-10.7	17.1.97	-10.6
7.6.96	-10.1	24.1.97	-10.9
14.6.96	-10.6	31.1.97	-11
21.6.96	-10.6	6.2.97	-11
28.6.96	-10.5	14.2.97	-10.9
12.7.96	-11	27.2.97	-10.9
19.7.96	-10.7	11.4.97	-10.6
1.8.96	-10.4	18.4.97	-10.6
9.8.96	-10.6	25.4.97	-10.3
16.8.96	-10.4	2.5.97	-10.7
23.8.96	-10.5	9.5.97	-10.6
30.8.96	-10.5	16.5.97	-10.6
6.9.96	-10.5	23.5.97	-10.5
27.9.96	-10.4	30.5.97	-10.5
4.10.96	-10.4	6.6.97	-10.5

Anhang 5 - Hochwasserereignisse Chaltbrunnenquelle (613/238/1) 1996

Datum	Q (l/s)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	l _{fk} (µS)	Ca (mg/l)	HCO ³ (mg/l)
19.05.96 12:00	39.3	-10.15	428	89	305
19.05.96 14:00	39.1	-10.11	425	89	305
19.05.96 16:00	39.3	-10.18	423	88	305
19.05.96 18:00	52.5	-10.16	423	89	305
19.05.96 19:30	88.7	-10.14	425	89	305
19.05.96 20:00	93.6	-9.96	427	90	305
19.05.96 20:30	98.8	-10.00	435	92	310
19.05.96 21:00	104.6	-10.11	425	91	305
19.05.96 21:30	106.3	-10.10	415	89	299
19.05.96 22:00	108.1	-10.22	411	87	299
19.05.96 22:30	108.8	-10.14	415	87	299
19.05.96 23:00	108.9	-10.18	418	88	305
19.05.96 23:30	109.0	-10.24	417	90	305
20.05.96 00:00	109.0	-10.25	412	87	305
20.05.96 00:30	108.6	-10.33	410	86	293
20.05.96 01:00	108.3	-10.34	405	85	293
20.05.96 01:30	108.1	-10.34	400	85	287
20.05.96 02:00	107.8	-10.37	396	83	287
20.05.96 02:30	107.6	-10.36	391	83	281
20.05.96 03:00	107.2	-10.44	389	82	281
20.05.96 03:30	106.8	-10.52	388	82	281
20.05.96 04:00	106.4	-10.53	387	81	281
20.05.96 04:30	106.0	-10.51	385	82	275
20.05.96 05:00	105.5	-10.52	383	81	275
20.05.96 05:30	105.0	-10.44	383	81	275
20.05.96 06:00	104.6	-10.50	382	81	275
20.05.96 06:30	104.1	-10.51	383	81	275
20.05.96 07:00	103.7	-10.58	383	82	275
20.05.96 07:30	103.1	-10.50	384	82	275
20.05.96 08:00	102.5	-10.51	385	81	281
20.05.96 09:00	101.9	-10.49	386	81	275
20.05.96 10:00	101.4	-10.54	387	81	287
20.05.96 11:00	101.0	-10.53	388	82	281
20.05.96 12:00	100.5	-10.51	389	82	281
20.05.96 13:00	99.6	-10.52	390	82	281
20.05.96 14:00	98.6	-10.50	392	83	287
20.05.96 15:00	97.7	-10.51	393	82	287
20.05.96 17:00	96.2	-10.45	394	83	281
20.05.96 19:00	94.7	-10.49	397	83	287
20.05.96 21:00	93.4	-10.36	399	83	281
20.05.96 23:00	92.0	-10.40	399	84	287
21.05.96 01:00	90.7	-10.39	401	84	287
21.05.96 03:00	88.5	-10.40	401	85	287
21.05.96 05:00	87.0	-10.35	403	86	293
21.05.96 07:00	85.6	-10.33	404	86	293
21.05.96 09:00	84.2	-10.31	406	86	293
21.05.96 11:00	83.0	-10.31	407	86	293
21.05.96 13:00	81.8	-10.35	409	86	293
21.05.96 15:00	80.7	-10.34	411	88	299
21.05.96 17:00	79.7	-10.26	410	87	299
21.05.96 19:00	78.8	-10.34	411	86	299
21.05.96 21:00	77.8	-10.30	412	86	299
21.05.96 23:00	76.9	-10.25	412	86	299
22.05.96 01:00	75.9	-10.27	413	87	299
22.05.96 03:00	74.4	-10.23	413	86	299
22.05.96 05:00	73.0	-10.22	413	86	299
22.05.96 07:00	71.1	-10.23	415	86	299
22.05.96 09:00	69.2	-10.28	415	89	299
22.05.96 11:00	67.4	-10.23	415	87	299
22.05.96 13:00	65.7	-10.18	415	86	299
05.07.96 15:00	36.1	-10.13	424	88	310

05.07.96 16:00	36.0	-10.10	423	88	310
05.07.96 17:00	35.8	-10.15	425	88	308
05.07.96 18:00	36.2	-10.10	424	88	323
05.07.96 19:00	36.6	-10.07	425	88	320
05.07.96 19:30	37.3	-10.12	425	88	311
05.07.96 20:00	37.6	-10.10	426	88	314
05.07.96 20:30	38.8	-10.15	427	88	318
05.07.96 21:00	41.4	-10.12	427	88	310
05.07.96 21:30	43.0	-10.12	427	88	315
05.07.96 22:00	44.4	-10.20	427	90	311
05.07.96 22:30	45.4	-10.25	427	89	315
05.07.96 23:00	46.5	-10.20	427	88	317
05.07.96 23:30	47.6	-10.25	426	88	318
06.07.96 00:00	48.4	-10.27	426	88	311
06.07.96 00:30	49.0	-10.26	425	89	318
06.07.96 01:00	49.3	-10.27	425	89	318
06.07.96 01:30	49.5	-10.25	425	89	318
06.07.96 02:00	49.6	-10.24	425	89	315
06.07.96 02:31	49.6	-10.26	426	89	317
06.07.96 03:01	49.7	-10.24	426	90	315
06.07.96 03:31	49.7	-10.24	426	89	307
06.07.96 04:01	49.7	-10.23	426	89	305
06.07.96 04:31	49.6	-10.26	427	89	318
06.07.96 05:01	49.6	-10.23	428	90	313
06.07.96 05:31	49.6	-10.24	429	89	314
06.07.96 06:01	49.7	-10.25	429	89	300
06.07.96 06:31	50.8	-10.26	428	89	311
06.07.96 07:01	52.0	-10.25	428	89	311
06.07.96 07:31	53.5	-10.23	429	89	315
06.07.96 08:01	56.9	-10.22	430	89	325
06.07.96 08:31	59.4	-10.22	430	90	315
06.07.96 09:01	61.8	-10.16	431	89	315
06.07.96 09:31	64.4	-10.17	430	89	313
06.07.96 10:02	66.4	-10.20	429	88	317
06.07.96 10:32	69.4	-10.22	428	88	317
06.07.96 11:02	74.9	-10.22	428	90	315
06.07.96 11:32	77.1	-10.23	429	89	314
06.07.96 12:02	78.3	-10.11	429	89	321
06.07.96 12:32	79.3	-10.20	430	91	315
06.07.96 13:02	80.0	-10.15	429	89	330
06.07.96 13:32	80.0	-10.13	429	90	304
06.07.96 14:02	80.2	-10.10	430	89	321
06.07.96 14:32	79.9	-10.11	431	90	315
06.07.96 15:00	79.7	-10.06	433	90	315
06.07.96 16:00	79.1	-10.12	435	89	310
06.07.96 17:00	78.0	-9.94	432	89	315
06.07.96 18:00	76.9	-9.99	430	88	315
06.07.96 20:00	75.7	-10.02	430	88	313
06.07.96 22:00	73.3	-10.04	429	88	310
07.07.96 00:00	70.9	-10.05	427	88	317
07.07.96 02:00	66.5	-10.01	425	88	313
07.07.96 04:00	62.4	-10.01	425	88	308
07.07.96 06:00	59.8	-10.06	425	88	308
07.07.96 08:00	57.2	-9.98	425	88	314
07.07.96 10:00	54.7	-10.10	426	87	315
07.07.96 12:00	52.4	-10.04	426	87	314
07.07.96 14:00	51.3	-10.02	426	87	313
07.07.96 16:00	50.2	-10.06	426	87	313
07.07.96 18:00	49.1	-10.03	426	88	310
07.07.96 20:00	48.1	-10.19	426	89	307
07.07.96 21:00	48.2	-10.20	426	88	314
07.07.96 21:30	48.3	-10.23	427	88	310
07.07.96 22:00	49.5	-10.18	427	89	308
07.07.96 22:30	51.5	-10.26	427	89	315
07.07.96 23:00	56.2	-10.20	428	89	313
07.07.96 23:30	60.7	-10.16	428	89	330
08.07.96 00:00	76.4	-10.16	429	89	311

08.07.96 00:30	82.1	-10.11	430	91	311
08.07.96 01:00	93.3	-10.09	435	92	315
08.07.96 01:30	101.6	-10.05	436	92	311
08.07.96 02:00	109.8	-10.16	429	93	311
08.07.96 02:30	118.5	-10.18	427	95	321
08.07.96 03:00	124.6	-10.26	433	97	318
08.07.96 03:30	130.0	-10.15	437	101	325
08.07.96 04:00	132.5	-10.29	440	99	301
08.07.96 04:30	133.4	-10.24	414	92	297
08.07.96 05:00	135.2	-10.29	398	88	304
08.07.96 05:30	136.4	-10.26	389	87	277
08.07.96 06:00	137.0	-10.35	383	87	281
08.07.96 06:30	137.6	-10.50	383	91	278
08.07.96 07:00	137.9	-10.45	380	85	277
08.07.96 07:30	138.5	-10.70	376	85	274
08.07.96 08:00	138.8	-10.72	376	84	274
08.07.96 08:30	140.6	-10.78	376	84	274
08.07.96 09:00	144.4	-10.77	376	83	280
08.07.96 09:30	146.3	-10.84	376	82	274
08.07.96 10:00	149.6	-10.75	376	83	275
08.07.96 10:30	151.5	-10.74	374	83	280
08.07.96 11:00	153.5	-10.74	376	85	280
08.07.96 12:00	152.4	-10.81	378	86	271
08.07.96 13:00	151.2	-10.79	376	84	275
08.07.96 14:00	148.2	-10.70	376	85	280
08.07.96 15:00	146.1	-10.77	377	83	275
08.07.96 16:00	144.0	-10.74	378	83	282
08.07.96 17:00	141.9	-10.64	380	83	280
08.07.96 19:00	140.5	-10.65	385	83	285
08.07.96 21:00	139.2	-10.54	388	84	288
08.07.96 23:00	137.9	-10.50	389	85	290
09.07.96 01:00	136.6	-10.46	392	84	290
09.07.96 03:00	135.3	-10.45	394	85	301
09.07.96 05:00	134.0	-10.39	395	87	287
09.07.96 07:00	132.0	-10.36	398	86	295
09.07.96 09:00	130.1	-10.39	398	86	298
09.07.96 11:00	128.2	-10.39	397	86	297
09.07.96 13:00	126.3	-10.39	399	86	297
09.07.96 15:00	124.3	-10.37	399	86	295
09.07.96 17:00	122.3	-10.34	399	86	294
09.07.96 19:00	120.4	-10.29	402	86	300
09.07.96 21:00	118.5	-10.29	403	85	298
09.07.96 23:00	117.6	-10.30	403	85	297
10.07.96 01:00	116.8	-10.28	404	85	291
10.07.96 03:00	115.9	-10.31	404	85	303
10.07.96 05:00	115.2	-10.29	403	85	298
10.07.96 07:00	114.4	-10.28	403	85	300
10.07.96 09:00	113.7	-10.27	404	85	303
10.07.96 11:00	112.9	-10.29	403	86	301
10.07.96 13:00	112.3	-10.23	404	85	305
10.07.96 15:00	111.6	-10.25	403	85	303
10.07.96 17:00	111.0	-10.23	404	85	298
10.07.96 19:00	110.3	-10.24	404	85	295
10.07.96 21:00	109.7	-10.23	404	85	294
10.07.96 23:00	109.0	-10.28	404	85	294
11.07.96 01:00	108.3	-10.20	404	85	297
11.07.96 03:00	107.6	-10.27	405	86	300
11.07.96 05:00	106.9	-10.26	406	86	300
11.07.96 07:00	106.2	-10.29	406	85	300
11.07.96 09:00	105.5	-10.31	408	86	300
11.07.96 12:00	104.5	-10.25	410	85	298
11.07.96 15:00	103.5	-10.32	411	86	301
11.07.96 18:00	102.6	-10.25	412	86	301
11.07.96 21:00	101.6	-10.28	412	86	301
12.07.96 00:00	100.6	-10.24	412	87	301
12.07.96 03:00	99.6	-10.29	414	87	301
12.07.96 06:00	98.7	-10.20	414	87	298

12.07.96 09:00	97.7	-10.24	415	87	310
12.07.96 12:00	96.5	-10.24	416	87	302
12.07.96 15:00	95.2	-10.18	416	87	308
12.07.96 18:00	94.0	-10.21	416	88	296
12.07.96 21:00	92.8	-10.18	417	89	303
13.07.96 00:00	91.7	-10.19	417	87	296
13.07.96 03:00	90.8	-10.19	416	88	298
13.07.96 06:00	90.0	-10.22	417	89	310
13.07.96 09:00	89.2	-10.23	417	88	304
13.07.96 12:00	88.4	-10.20	418	88	304
13.07.96 15:00	87.6	-10.19	418	87	306
13.07.96 18:00	86.8	-10.18	419	89	304
13.07.96 21:00	86.0	-10.15	419	88	301
14.07.96 00:00	85.2	-10.18	420	88	308
14.07.96 03:00	84.4	-10.14	420	88	310
14.07.96 06:00	83.6	-10.16	421	88	305
14.07.96 09:00	82.9	-10.16	422	88	313
14.07.96 12:00	82.3	-10.20	421	88	301
14.07.96 15:00	81.8	-10.12	423	88	303
14.07.96 18:00	81.3	-10.15	422	88	306
14.07.96 21:00	80.7	-10.16	422	89	306
15.07.96 00:00	80.2	-10.13	423	89	306
15.07.96 03:00	79.4	-10.14	423	89	307
15.07.96 06:00	78.7	-10.15	423	89	308
15.07.96 09:00	78.0	-10.13	423	88	307
15.07.96 12:00	77.2	-10.12	423	88	307
15.07.96 15:00	76.5	-10.11	423	89	307
15.07.96 18:00	75.8	-10.12	423	88	308
15.07.96 21:00	75.1	-10.15	423	89	308
16.07.96 00:00	73.9	-10.16	423	89	308
16.07.96 03:00	72.7	-10.13	423	89	303
16.07.96 06:00	71.6	-10.10	424	89	309
16.07.96 09:00	70.5	-10.16	424	89	309
16.07.96 12:00	69.4	-10.07	424	89	309
16.07.96 15:00	68.5	-10.16	424	89	309
16.07.96 18:00	67.6	-10.16	424	88	303
16.07.96 21:00	66.7	-10.17	423	89	310
17.07.96 00:00	65.8	-10.14	424	89	310
17.07.96 03:00	65.0	-10.15	423	89	306
17.07.96 06:00	64.1	-10.14	423	89	310

Anhang 6 - Auflistung der untersuchten Quellen mit Koordinatenbezeichnung

X-Koordinate	Y-Koordinate	Nummer	Name auf Figur 39	Färbversuch 1994		Färbversuch 1995		sonstige
				pos.	neg.	pos.	neg.	
601	810	233	760	1	x			
601	890	233	690	2	x			
601	875	235	150	1				x
602	350	233	580	11				x
602	830	234	630	3		x		x
602	475	234	745	7		x		
602	60	234	860	16	x			
602	350	235	300	1				x
603	265	231	10	1		x		x
603	630	233	260	1				x
603	850	234	850	1	x			
603	750	234	810	2		x		
604	920	231	610	1		x		x
604	885	231	615	2		x		x

616	335	240	0	9		x			x	
617	100	237	430	4						x
617	810	240	160	2	Ba-Vogel	x				
617	810	241	210	1		x				
617	900	241	380	2		x				
617	800	241	700	4						x
618	0	235	450	1					x	
618	20	236	625	1					x	
618	240	238	90	1						x
618	820	238	250	3						x
618	820	239	600	1		x		x		
618	550	241	400	2						x
619	825	235	425	1	Np-PW			x		
619	695	238	760	1	Gerbiweiher	x		x		
619	595	238	75	3					x	
619	960	238	575	4		x		x		
619	20	239	720	1		x				
619	340	241	235	1		x				
619	950	241	950	3	Ba-Esch	x				
619	250	241	450	5						x
619	430	242	590	1						x
619	50	242	750	3						x
620	0	236	60	1	Tela-PW			x		
620	250	238	45	1		x		x		
620	480	241	755	2	Ba-Tela 2	x				
620	370	241	625	5	Ba-Tela 4	x				
620	400	242	400	5				x		
621	3	236	786	1		x		x		
601	895	233	690	B	Bach	x				
601	200	235	800	B	Bach	x				
607	50	231	425	B	Bach				x	
607	475	236	620	D	Dünnern	x		x		
608	700	234	350	B	Bach			x		
611	475	233	0	B	Bach				x	
612	480	232	610	B	Bach				x	
613	50	233	950	B	Bach			x		
613	820	238	685	D	Dünnern	x		x		
614	320	234	130	B	Bach			x		
615	500	234	470	B	Bach			x		
616	450	234	830	B	Bach			x		
618	200	235	550	B	Bach				x	
618	400	239	790	D	Dünnern	x		x		
620	300	242	875	B	Bach			x		
Weissenstein		Tunnelmeter								
WT 1		3550								
WT		850								
WT		440								
WT 2		3370								
WT 3		2690								
WT 4		2670				x		x		
WT 5		2350						x		
WT 6		2140				x			x	
WT		1800				x		x		
WT 7		1710								
WT 8		1480								
WT 9		980				x				
WT		950				x				

Anhang 7 - Auflistung der Einspeisestellen für die Färbversuche 1994 und 1995									
Eifärbestellen									
X-Koordinate		Y-Koordinate		Höhe NN	Farbstoff	Menge (kg)	Ort	1994	1995
600	300	233	800		Lissamine	0.2	kleiner Bach + 5 m3 Spülwasser	x	
601	650	232	680		Eosin	0.2	Bächlein, ca. 2l/min	x	
603	409	233	779	945	Naphtionate	2	Nidlenloch, Bächlein, ca. 1-2l/min	x	
603	817	233	598	1075	Pyranin	1	Nidlenloch, Bächlein, ca. 0.5-1 l/min	x	
605	180	233	420		Fluorescein	1	Ablauf ARA, ca. 1l/s + 1m3 Spülwasser	x	
605	770	233	910		Duasyne	1	Doline, 4 m3 Spülwasser	x	
611	410	236	520		Sulforhodamin	0.6	Bächlein, ca. 5 l/s in Doline	x	
614	800	236	300		Naphtionate	5	Doline, 6 m3 Spülwasser	x	
607	370	238	290		Rhodamin-WT	0.5	Doline, 5 m3 Spülwasser	x	
609	500	238	20		Naphtionate	5	Hanschitz, 6 m3 Spülwasser	x	
609	960	239	500		Eosin	0.5	Doline, 5 m3 Spülwasser	x	
611	390	241	810		Fluorescein	0.2	Ablauf ARA, + 1m3 Spülwasser	x	
616	960	241	400		Pyranin	0.5	"Dampflöcher", 6 m3 Spülwasser	x	
618	790	242	180		Sulforhodamin	0.2	Bächlein, ca. 2l/s	x	
603	570	233	636	1041	Lissamine	0.5	Nidlenloch, Bächlein, ca. 0.5 l/min		x
603	817	233	598	1075	Rhodamin	1	Nidlenloch, Bächlein, ca. 0.5-1 l/min		x
605	180	233	420		Eosin	2	Ablauf ARA, ca. 1l/s + 1m3 Spülwasser		x
605	810	234	450		Duasyne	1	Baggerschlitz, 3m Spülwasser		x
607	550	235	40		Pyranin	3	Doline, mit Gartenschlauch 4 h vor- und nachgespült		x
608	540	235	500		Fluorescein	1	Versickernder Bach, ca. 1 l/s		x
611	470	235	970		Naphtionate	10	Doline, 2 m3 Spülwasser		x
613	200	236	860		Sulforhodamin	1	Versickernder Bach, ca. 1 l/s		x
614	850	236	420		Lissamine	1	Doline, 4 m3 Spülwasser		x

8. Literaturverzeichnis

- Allenbach, R. (1994): Geology of the Balmberg and surrounding area. Unveröff. Liz. Univ. Bern.
- Ambach, W. Elsässer, M., Moser, H., Rauert, W. Stichler, W. & Trimborn, P. (1975): Variationen des Gehaltes an Deuterium, Sauerstoff-18 und Tritium während einzelner Niederschläge, Wetter und Leben 27, 186-192.
- Angelier, J. & Bergerat, F. (1983): Système de contrainte et extension intracontinentale, Bull. Elf Aquitaine 7; 137-147.
- Atkinson, T.C. et al. (1973): Experiments in tracing underground waters in limestones. – J. Hydrol., 19: 323-349, Amsterdam.
- Atkinson, T.C. et al. (1977): Diffuse flow and conduit flow in limestone terrane in the Mendip Hills, Somerset, Great Britain. Journal of hydrology, v.35, p.93-110.
- Bakalowicz, M. (1974): Apports du tracage isotopique naturel à la connaissance du fonctionnement d'un système karstique. Teneurs en oxygène 18 de trois systèmes des Pyrénées (France). – J.Hydrol. 23/1-2: 141-158
- Balderer, W. (1983): Bedeutung der Isotopenmethoden bei der hydrogeologischen Charakterisierung potentieller Endlagerstandorte für hochradioaktive Abfälle, Nagra NTB 83-04.
- Balmer, W. (1989): Zur Geologie und Tektonik der Weissensteinkette zwischen Lommiswil und Gänsbrunnen. Unveröff. Liz. Univ. Bern.
- Baumberger, E. (1923): Bohnerz: Die Vorkommen im Juragebirge; In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz; Beitr. Zur Geologie der Schweiz 13/1.
- Baumberger, E. (1923): Die Transgression des Vindobonien in den Tertiärmulden von Moutier und Balsthal; Eclogae geol. Helv. 17/5, 457-466.
- Bear, J. (1972): Dynamics of Fluids in Porous Media. – 764 S., New York-London-Amsterdam (American Elsevier Publishing Comp.).
- Bear, J. (1979): Hydraulics of Groundwater. – 567 S., New York –London (McGraw-Hill Int. Book Comp.).
- Bitterli, T. & Matousec, F. (1991): Die Tektonik des östlichen Aargauer Tafeljuras; Mitt. Aarg. Natf. Ges. 33.
- Bitterli, T. (1987): Geologie der Schuppenzone bei Lauwil und Reigoldswil; Unveröff. Diplomarbeit Univ. Basel.
- Bitterli, T. (1988): Die dreidimensionale Massenbilanz – ein wichtiges Hilfsmittel zum Verständnis der regionalen Kinematik (Schuppenzone von Reigoldswil, Faltenjura); Eclogae geol. Helv. 81/2, 415-431.
- Bitterli, Th. (1990): The kinematic evolution of a classical Jura fold: a reinterpretation based on 3-dimensional balancing techniques (Weissenstein Anticline, Jura Mountains, Switzerland). Eclogae geol. Helv. 83/3, 493-512.

- Bitterli, Th. (1992): Die Anwendung der tektonischen Materialbilanz im östlichen Faltenjura. Dissertation Universität Basel.
- Biver P. (1993): Etude phénoménologique et numérique de la propagation de polluants dans un milieu à porosité multiple. Thèse Fac. Des Sciences Univ. De Liège, 389 p.
- Bögli, A. (1960): Kalklösung und Karrenbildung. – Z. Geomorph., Suppl. 2: 4-21.
- Boyer, S.E. & Elliot, D. (1982): Thrust systems; Amer. Ass. of Petr. Geol. Bull. 66/9, 1196-1230.
- Braun, G. (1917): Das Rheintal zwischen Waldshut und Basel; Verh. Nat. Ges. Basel 28, 307-339.
- Brianza, M. (1977): Zur Geologie der Weissensteinkette in der Umgebung des Balmberges; Unveröffentl. Diplomarbeit Univ. Basel.
- Burger, A. (1983): Prospection et captage des eaux souterraines des roches carbonatées du Jura. Gas Wasser Abwasser 1983/9 S. 533-582. Schweiz. Verein des Gas- und Wasserfaches, Zürich.
- Burger, A., 1956: Interprétation mathématique de la courbe de décroissance du débit de l'Areuse. Bull.Soc.Neuch.Sci.Nat., 79,49-53.
- Buxtorf, A. (1907): Zur Tektonik des Kettenjura; Ber. Versamml. Oberrh. Geol. Ges., 40. Versammlung, 29-38.
- Buxtorf, A. (1908): Stratigraphie und Tektonik. In: Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung. Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 21.
- Buxtorf, A. (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges; Verh. Natf. Ges. Basel 27, 184-254.
- Buxtorf, A., Künzli, E. & Rollier, L. (1908): Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung; Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, N.F. 21.
- Craig, H. (1961): Standard of Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. Science, 133, 1833-1834.
- Daansgard, W. (1964): Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16 (4), 436-468.
- Delhaes, W. & Gerth, H. (1936): Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil und Oensingen; Geol. u. Pal. Abh., N.F. 11/1.
- Diebold, P. (1988): Der Nordschweizer Permokarbon-Trog und die Steinkohlefrage der Nordschweiz; Viertej.schr. Natf. Ges. Zürich, 133/1, 143-174.
- Diebold, P. (1990): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz; Nagra informiert 2, 47-55.
- Diebold, P. et al. (1992): Zur Tektonik der Nordschweiz; Nagra Techn. Bericht; NTB 90-04.
- Dörflinger, N. (1994): Réflexion sur la variabilité de fonctions de transfert obtenus par tracages en milieu karstique (Jura tabulaire et Alpes du domaine helvétique). Bulletin d'hydrogéologie No 13, 1994, 69-86.

- Dörflinger, N. (1997): Advances in karst groundwater protection strategy using artificial tracer tests analysis and multiattribute vulnerability mapping (EPIK method); Thesis of the faculty of science of the University of Neuchâtel.
- Dreybrot, W. (1988): Process in Karst systems: Physics, chemistry and geologie. Berlin, West Germany, Springer –Verlag, 288 p.
- Drogue, C. (1974): Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forage. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Série III Paris*, 278, p. 2621-2624.
- Drogue, C. (1992): Hydrodynamics of karstic aquifers: experimental sites in the Mediterranean karst, Southern France. In Back, W., (Ed-in-chief) *Hydrogeologie of Selected Karst Regions*. Hannover, Heise, 133-149.
- Dzikowski, M. (1992): L'analyse des systèmes-tracages à débit variable et volume constant. Possibilités d'application en milieu karstique. Thèse, Université des sciences et technologies de Lille.
- Dzikowski, M. et al. (1991): Relations entre réponses impulsionnelles et conditions hydrodynamiques des systèmes dans le cadre des tracages artificiels: théorie et applications sur solenne de laboratoire. – *J. of Hydrology.*, vol. 125, 129-148.
- Elber, D. (1962): Die Geologie des Gebietes von Langenbruck am Oberen Hauenstein; Diss. Univ. Basel.
- Erb, L. (1948): Zur Frage der jungquartären Hebung des Schwarzwaldes; *Mittbl. Bad. Geol. Landesanstalt*, 49-51.
- Fischer, G. (1933): Die Juranagelfluh Badens; *Bad. Geol. Landesanstalt* 11, 91-121.
- Freeze, R. A. (1967): Quantitative interpretation of regional groundwater flow patterns as an aid to water balance studies. *Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Gen. Assembly of Berne, Publ. 78*, 154-173.
- Friedmann, I. and O'Neil, J.R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: M. Fleischer (Ed.), *Data in geochemistry*, 6th edition USGS Prof. Pap., page 440.
- Fritz, P., G. Matthes & R.M. Brown (1976b): Deuterium and oxygen-18 as indicators of leach-water movement from a sanitary landfill. – In: *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*, IAEA, Wien, p.131-142
- Fritz, P., J.A. Cherry, K.U. Weyer & M. Sklash (1976a): Storm runoff analyses using environmental isotopes and major ions. – In: *Interpretation of environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*, IAEA, Wien, p.111-130.
- Geotest (1996): Welschenrohr, Geophysikalische Bohrlochmessungen in den Bohrungen B1 und B2, (Bericht –No. 91020).
- Gerth (1911): aus Murawski, H; *Geologisches Wörterbuch*; Ferdinand Enke Verlag Stuttgart 1983; S.61

- Gonfiantini, R. (1978): Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271, 534-536.
- Gronowski, T. (1992): Die natürliche Grundwasserneubildung in einem urban beeinflussten Einzugsgebiet im Voralpenraum. Dissertation, Geographisches Institut, ETH-Zürich.
- Guizerix, J. & Margarita, R. (1976): Méthodologie d'étude par traceur des transferts de masses. *La Houille Blanche*. No 3/ 4. 1976. Tech. des traceurs en hydrologie et en hydraulique. pp. 187-196.
- Guizerix, J. (1988): A geometrical interpretation of tracer experiments in one steady (flow, volume) systems. 4th conference on Radioisotopes Application and Radiation Processing in Industry. Leipzig G.D.R., Sept. 1988.
- Heathcote, J. A. & Lloyd, J. W. (1986): Factors affecting the isotopic composition of daily rainfall at Driby, Lincolnshire, *J. Climatol.* 6, 97-106.
- Heim, A. (1918): *Geologie der Schweiz*. Leipzig 1918-22.
- IAEA (1983): *Isotope Techniques in the Hydrogeological Assessment of Potential Sites for the Disposal of High-level Radioactive Wastes*, Technical Reports Series No. 228, Vienna.
- Jäckli, H. & Kempf, T. (1972): *Hydrogeologische Karte der Schweiz*, 1:10'000, Bl. Bözberg-Beromünster, mit Erläuterungen. Schweiz. Geotechn. Kommission, Zürich.
- Jamier, D. (1975): *Etude des la fissuration, de l'hydrogéologie et de lá géochimie des eaux profondes des Massifs de l'Arpille et du Mont-Blanc*. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- Jeannin P.-Y. & Grasso D. A. (1995): Recharge respective des volumes de roche peu perméable et des conduits karstique, rôle de l'épikarst. *Bulletin d'hydrogéologie* No. 14, 1995, 95-112.
- Jeannin P.-Y. & Grasso D.A. (1995a): Recharge respective des volumes de roche peu perméables et des conduits karstiques, rôle de l'épikarst. *Bulletin d'hydrogéologie* No. 14, Neuchâtel, XX-XY.
- Jeannin P.-Y. & Grasso D.A. (1995b): Estimation des infiltrations effiaces journalières sur le bassin karstique de la Milandrine (Ajoue, JU). *Bulletin d'hydrogéologie* No. 14, Neuchâtel, XX-XY.
- Jeannin, P.-Y. & Beuret, S. (1995): Multitracage dans la région de Derborence (VS). – *Cavernes* No ½ - 1995, 37-48.
- Jeannin, P.-Y. & Maréchal, J.-C. (1995): Lois de Pertes de charge dans les conduits karstiques. Base théorique et observations. – *Bulletin d'hydrogéologie* No 14, Neuchâtel, XX-YY, in press.
- Jeannin, P.-Y. & Maréchal, J.-C. (1997): Dispersion and tailing of tracer plumes in a karstic system (Milandre, JU; Switzerland); 6th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media.

- Jeannin, P-Y, Wildberger A. & Rossi, P. (1995): Multitracingversuche 1995 und 1993 im Karstgebiet der Silbernen (Muotatal und Klöntal, Zentralschweiz). Beiträge zur Hydrogeologie, 46, 43-88.
- Jordan, P. & Nüesch, R. (1989): Deformation Structures in the Muschelkalk Anhydrites of the Schafisheim Well (Jura Overthrust, Northern Switzerland), *Eclogae geol. Helv.* 82/2, 429-454.
- Käss, W. (1992): Geohydrologische Markierungstechnik. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 9. Gebrüder Borntraeger, Berlin / Stuttgart.
- Kinzelbach, W. (1986): Groundwater modelling – An introduction with sample programs in BASIC. – Devel. in Water Sci., 25: 333S., Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo (Elsevier).
- Kiraly L. & Morel, G., (1976): Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèles mathématiques. *Bull. du Centre d'Hydrogéologie*, No. 1, pp. 53-67, Université de Neuchâtel, Suisse.
- Kiraly, L. & Perrochet, P. & Rossier, Y.(1995): Effect of the epikarst on the hydrograph of karst springs: a numerical approach. *Bulletin d'hydrogéologie*, No. 14, pp. 199-220.
- Kiraly, L. (1978): La notion d'unité hydrogéologique. Essai de définition. *Bull. du Centre d'Hydrogéologie*, No. 2, pp.83-216, Université de Neuchâtel, Suisse.
- Krebs, D. (1984): Geologie der zweiten Jurakette östlich der Klus von Gänsbrunnen. Unveröff. Diplomarbeit Univ. Basel.
- Langguth, H.-R. & Voigt, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. –486 S., 156 Abb., 72 Tab.; Berlin/ Heidelberg/ New York (Springer).
- Laubscher, H. & Hauber, L. (1982): Querschnitt durch das Juragebirge zwischen Oensingen und Basel; *Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. N.F.* 64, 73-77.
- Laubscher, H. & Hauber, L. (1982): Querschnitt durch das Juragebirge zwischen Oensingen und Balsthal (Exkursion F am 17. April 1982). *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F.* 64, 73-77.
- Laubscher, H. & Pfirter, U. (1984): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den östlichen Faltenjura, vom 15. Bis 17. Oktober 1983; *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 205-219.
- Laubscher, H. & Pfirter, U. (1984): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den östlichen Faltenjura, vom 15. bis 17. Oktober 1983. *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 205-219.
- Laubscher, H. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. *Eclogae Helv.* 54/1, 221-282.
- Laubscher, H. (1962): Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung; *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 1-22.
- Laubscher, H. (1970): Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingrabens. *Graben Problems*, 79-87.
- Laubscher, H. (1971): Das Problem der Rheintalflexur und Tafeljura. *Eclogae Helv.* 64/1, 157-162.

- Laubscher, H. (1973): Faltenjura und Rheingraben: zwei Grosstrukturen stossen zusammen; Jber u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. N.F. 55, 145-158.
- Laubscher, H. (1982): Die Südostecke des Rheingrabens – ein kinematisches und dynamisches Problem; *Ecloga geol. Helv.* 75/1, 101-116.
- Laubscher, H. (1983): Überschiebungen im Jura. Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Verh. N.F. 65, 181-189.
- Laubscher, H. (1985): The Eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional; *Nagra. Techn. Ber. NTB 85-53.*
- Laubscher, H. (1986): Struktur des Grundgebirges und des Paläozoikums in der Nordschweiz; Expertenbericht zum Projekt Gewähr z. H. der Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen.
- Laubscher, H. (1987a): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz; *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 287-303.
- Laubscher, H. (1987b): The kinematic Puzzle of the Neogene Northern Andes; In: J-P. Schaer & J. Rodgers, *The Anatomy of Mountain Ranges*, 211-227.
- Laubscher, H. (1987): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 287-303.
- Lavanchy, Y. et al. (1987): Réalisation d'un essai de tracage triple dans la région du Mont-Tendre – Col du Mollendruz (Jura vaudois). – Actes du (e congrès national de spéléologie, Vallée de Joux sept. 87, 97-103.
- Leibundgut, Ch. & Gospodaric R. (1986): Evaluation and Interpretation of the Tracing Data, In: *Steir. Beitr. zur Hydrogeologie* S.276-287, Jg.1985/86, Wien, New York.
- Lenda, A. & A. Zuber (1970): Tracer dispersion in groundwater experiments. – *Proc. Isotope Hydrol.*: 619-641, Wien (IAEA).
- Lepiller M. & Mondain, P.-H. (1986): Les tracages artificiels en hydrogéologie karstique. Mise en oeuvre et interprétation. *Hydrogéologie*, No 1, 1986, pp. 33-53.
- Liniger, H. (1953): Zur Geschichte und Geomorphologie des nordschweizerischen Juragebirges. *Geogr. Helv.* VIII, 1953.
- Lorenz, V. & Nicholls, I.A. (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonophysics* 107, 25-56.
- Lüscher, P. (1975): Beiträge zur Hydrometeorologie und Hydrologie des Dünnerntals (Solothurnerjura) Dissertation Universität Bern, Zibo Druck Bottmingen, 1977.
- Maloszewski P. & Zuber A. (1989): Mathematical models for interpreting tracer experiments in fissured aquifers. In "The application of isotope techniques in the study of the hydrogeology of fractured and fissured rocks", IAEA, pp 287-301.
- Maloszewski P. & Zuber A. (1982): Determining the turnover time of groundwater system with the aid of environmental tracers, 1. Models and their applicability. *J. Hydrol.*, 57, 207-231.

- Mangin, A. (1973): Sur la dynamique des transferts en aquifère karstique. Proc. 6 Internat. Congr. Speleo., Olomouc 6, 157-162.
- Mangin, A. (1975): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques, Thèse de Doctorat d'Etat. Dijon, 124p. (Ann. Speleo., 174 19(3), 283-332; 29(4) 495-601, 30(1) 21-124.
- Mangin, A., (1976): Les systèmes karstiques et leur méthodologie d'investigation. Deuxième Colloque d'hydrologie en pays calcaires. Annales scientifiques de l'Université de Besançon, fasc. 25, 3ème Série, p. 263-273.
- Maréchal, J.-C. (1994): Etude et modélisation de l'hydraulique et du transport dans les drains karstiques. – Mémoire de diplôme, cycle postgrade interuniversitaire en Hydrogéologie, Neuchâtel, 128 p.
- Martin, B. (1984): Zur Geologie der Weissensteinkette zwischen Matzendorf (SO) und Wiedlisbach (BE); Unveröffentl. Diplomarbeit Univ. Bern.
- Mathey, B., 1976: Hydrogéologie du Bassin de la Serrière et du Seyon. Thèse, Université de Neuchâtel, 1976, 324 p.
- Matousec, F. (1985): Hydrogeologie und Hydrogeochemie des Waldenburger Tales (Baselbieter Jura). Diss. ETH-Zürich.
- Matter, A., Peters, T.J., Bläsi, H-R., Schenker, F. & Weiss, H-P., (1988): Sondierbohrung Schafisheim - Geologie (Textband und Beilagenband). NTB. 86-02. Nagra. Baden.
- Matthess, G. & Stengel-Rutowski (1967): Färbversuche mit Uranin AP im oberdevonischen Riffkalkstein (Iberger Kalk) von Erdbach und Breitscheid (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 95: 181-189, Wiesbaden.
- Mayer, Ch. (1983): Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen am Weissenstein, unveröffentlichte Diplomarbeit Univ. Basel.
- Meier, B. (1977): Zur Geologie der Klus von Balsthal-Oensingen (Ostseite). Unveröff. Diplomarbeit Univ. Basel.
- Menzel, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Züricher Geographische Schriften, 67. Geographisches Institut ETH-Zürich.
- Merki, P. (1961): Der obere Muschelkalk im östlichen schweizer Jura. Eclogae geol. Helv. 54/1, 137-219.
- Meus, P. (1993): Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Néblon-Anthismes, Belgique) Apports des tracages à la connaissance du milieu fissuré et karstique. Thèse Université Liège, 323p.
- Meus, P. (1994): Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Néblon-Anthismes, Belgique). Apport des tracages à la connaissance des milieux fissurés et karstiques. Thèse, Université de Liège, 323p.
- Meyer, J. (1977): Zur Geologie der Klus von Mümliswil. Unveröff. Diplomarbeit Univ. Basel.

- Milnes, A.G. (1990): Fault and Fracture Systems in the Crystalline Basement of Northern Switzerland and Adjacent Southern Schwarzwald. A Discussion Paper with Respect to the Swiss Programme for High-level Radioactive Waste Disposal; Unpubl. Bericht z. H. Hauptabtl. Für die Sicherheit der Kernanlagen (HSK):
- Mühlberg F. (1915): Erläuterungen zur Geologische Karte des Hauensteingebietes; Geol. Spez. Karte No. 73.
- Mühlberg, F. (1894): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft in das Gebiet der Verwerfungen, Überschiebungen und Überschiebungsklippen im Basler- und Solothurner Jura vom 7. - 10. Sept. 1892; Verh. Nat. Ges. Basel X, 315-424.
- Mühlberg, F. (1903): Zur Tektonik des Nordschweizer Kettenjura; N. Jb. Min., Geol. und Pal. Beil.-Bd. 18, 464-485.
- Müller, I. & Zötl, J. (1980): Karsthydrologische Untersuchungen mit natürlichen und künstlichen Tracern im Neuenburger Jura (Schweiz), Steir. Beitr. z. Hydrogeologie 32/pp. 5-100, Graz 1980.
- Müller, W.H., Huber, M., Isler, A. & Kleboth, P. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:10'000; Nagra Techn. Ber. NTB 84-25.
- Muralt, R. (1996): Processus hydrogéologiques et hydrochimiques dans les circulations profondes des calcaires du Malm de l'arc jurassien. Thèse, CHYN Uni Neuchâtel.
- Murawski, H. (1972): Geologisches Wörterbuch. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- Pasquier, F. (1986): Hydrodynamique de la nappe du Gaeu (cantons de Soleure et Berne), Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- Platt, J.P. (1988): The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis; Geol. Rundsch. 77/2, 577-589.
- Polting, W., Probst, G., Zojer, H., (1994): Untersuchungen zur Speicherung und zum Schutz von Karstwässern am Dobratsch, Kärnten. Mitt. der Österreichischen Geologischen Gesellschaft.
- Ptak, T. & Teutsch, G. (1994): Forced and natural gradient tracer tests in a highly heterogeneous porous aquifer: instrumentation and measurements. – J. of Hydrol., 159: 79-104.
- Regli, C. (1997): Grundwassermodell für die Klus von Balsthal, Kanton Solothurn. Diplomarbeit; Nachdiplomstudium ETH Zürich; Siedlungswasserwirtschaft und Gewässerschutz.
- Rey, Ph. et al. (1985): Coloration au Gouffre du Petit-Pré, commune de Bière (Jura vaudois). – Stalactite 35 (1), 20-23.
- Rieg, A. (1994): Zur Hydrologie im Karstgebiet Churfürsten / Alvier. Dissertation der Geowissenschaftlichen Fakultät. Universität Freiburg im Breisgau.
- Rosier Y. & Kiraly L. (1992): Effets de la dilution sur la détermination des dispersivités par interprétation des essais de tracage dans les aquifères karstiques. Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, No 11 (1992).

- Sauty, J.-P. (1977): Contribution à l'identification des paramètres de dispersion dans les aquifères par interprétation des expériences de tracage. – These Univ. scientifique et médicale de Grenoble.
- Schaad, E. (1908): Die Juranagelfuh; Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz N.F. 34, 52-73.
- Schamassmann, H. (1970a): Geologie, Klima und Gewässer von Liestal. In: Heimatkunde von Liestal, 15-37.
- Scheidegger, A.E. (1961): General theory of dispersion in porous media. – J. Geophys. Res., 66 (10). 3273-3278.
- Scheidegger, A.E. (1961): General theory of dispersion in porous mediaa. – J. Geophys. Res., 66 (10): 3273-3278.
- Schmassmann, H. (1947): Zur geochemischen Interpretation von Wasseranalysen, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 27, 527-534.
- Schmassmann, H. (1970b): Die Grundwasservorkomen im Oberen Muschelkalk des Kantons Basellandschaft. Gas, Wasser, Abwasser 50, 98-104.
- Schmassmann, H. (1972): Baselbieter und westlicher Aargauer Tafeljura. Baselbieter und Solothurner Faltenjura. Mineral- und Thermalquellen Eptingen, Lostorf, Oberdorf, Ramsach, Rheinfelden, Sissach. In: Jäckli & Kempf (1972); Erläuterungen hydrogeol. Karte Schweiz 1:10'000, Bl. Bözberg-Beromünster.
- Schmassmann, H. Balderer, W., Kanz, W., Pekdeger, A. (1984): Beschaffenheit der Tiefengrundwässer in der zentralen Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. NTB 84-21, Nagra, Baden.
- Schoeller, H. (1962): Les eaux souterraines. Mason, Paris.
- Seiler K.P., Malowszewski P. & Behrens H. (1989): Hydrodynamic dispersion in karstified limestones and dolomites in the upper Jurassic of the Franconian Alb., F.R.G. Journal of Hydrol., 108: 235-247.
- Smart, P.L. & Friedrich, H. (1986). Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonate aquifer, Mendip Hills, England. pp 59-87.
- Snow, D.T. (1965): A parallel plate model of fractured permeable media. – Diss. Berkeley (University California).
- Sprecher, C. & Müller, W. H. (1986): Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Reflexionsseismische Messungen 82. NTB 84-15. Nagra. Baden.
- Stähelin, P. (1924): Geologie der Juraketten bei Welschenrohr, Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, N.F. 55/I.
- Stichler, W. & Herrmann, A. (1978): Räumlich-zeitliche Variationen der Isotopengehalte randalpiner Niederschläge, Veröff. Schweiz. Meteorol. Zentralanstalt 40, 271-275.
- Suppe, J. & Medwedeff, D.A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding; Eclogae geol. Helv. 83/3, 409-445.

- Suppe, J. (1983): Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding; *Amer. J. of Sci.* 283, 684-721.
- Sylvester, A.G. (1988): Strike-slip faults. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 100. 1666-1703.
- Taylor, G. (1953): Dispersion of soluble matter in solvent flowing slowly through a tube. – *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A.*, 219: 186-203.
- Trimmel, H. (1965): *Speläologisches Fachwörterbuch*. – Landesver. Höhlenkd. Wien u. Niederösterreich, Wien.
- Tripet, I & Wiederkehr, P. (1983): Le problème précipitations acides en Suisse. *Wasser, Energie, Luft* 75, 144-147.
- Tripet, J.P. (1972): *Etude hydrogéologique du Bassin de la source de l'Areuse*. Thèse, Université de Neuchâtel, *Mat. Carte géol. de la Suisse, sér. Hydrologie*, 21, 183 p., Bern 1972.
- Trümpy, R. (1980): *Geology of Switzerland. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland*; Wepf & Co.; Basel/New York.
- Tschumi, P. (1983): *Geol. Untersuchungen in der Weissensteinkette westl. der Klus von Balsthal*. Unveröff. Liz. Univ. Bern.
- Umbgrove, J.H.F. (1948): Origin of the Jura Mountains. *Proc. K. nederl. Akad. Wetensch.* 51, 1049-1062.
- Unmüssig, N. (1995): *Grundwassermodellierung Dünnerntal, Kanton Solothurn*. Diplomarbeit; Nachdiplomstudium "Siedlungswasserwirtschaft und Gewässerschutz" an der ETH Zürich, 1994/95
- Vitvar, T. (1998): *Water Residence Times and Runoff Generation in a Small Prealpine Catchment*. Diss. Geographisches Institut, ETH-Zürich.
- Vögtli, B. (1985): *Kluftmusteranalyse im Bereich der Rheintalflexur bei Basel und des angrenzenden Tafeljuras*. Diss. Univ. Basel.
- Vosseler, P. (1918): *Morphologie des Aargauer Tafeljura*; *Verh. Natf. Ges. Basel* 29, 214-269.
- Vuille, R.R. (1979): "Nidlenloch" *Riesenhöhlensystem im Weissenstein, Hinweise für Begehungen*. Kommissionsverlag, Lüthy AG, 4500 Solothurn.
- Wacker, C. & Jeannin, P.-Y. (1984): *Coloration à la Baume de la Roguine, un remarquable exemple de diffluence dans le Jura plissé*. – *Cavernes* 28, 1-1984, 3-11.
- Wiedenmayer, C. (1923): *Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a.A.* *Beitr. geol. Karte der Schweiz N. F.* 48.
- Wiesli, U. (1969): *Geographie des Kantons Solothurn*. Kantonaler Lehrmittelverlag. Buchdruckerei Dietschi & Cie. AG, Olten.
- Wildberger, A., (1981): *Zur Hydrogeologie des Karstes im Rawyl-Gebiet*. *Beitr. Geol. - Schweiz - Hydrol.*, 27, Kümmerli & Frey, Bern, 175
- Wildi, W. (1975): *Die Mettauer Überschiebung im Aargauischen Tafeljura (Nordschweiz)*; *Ecolgae geol. Helv.* 68/3, 483-489.

Wildi, W., Funk, H., Loup, B., Amato, E. & Huggenberger, P. (1989): Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the alpine Thethys (Helvetic realm, Swiss Plateau and Jura). *Eclogae geol. Helv.* 82/3, 817-840.

Ziegler, P.a. (1982): *Geological Atlas of Western and Central Europe (Textband and Atlas)*. Shell Int. Petr. Maatsch.; Elsevier, Amsterdam/New York.

Zobrist, J (1983): Die Belastung der Gewässer mit Schadstoffen aus Abwässern und Niederschlägen. –Gas, Wasser, Abwasser 63,123-131.

Zwahlen F. & Doerflinger N. (1995): Swiss report, COST 65 Action, Hydrogeological Aspects of Groundwater Protection in Karstic Areas. In Final report of the COST 65 Action. European Commission, Directorate-General Science, Research and Development. Pp.