

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ – HYDROLOGIE

NR. 27

Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission
und der Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden
Gesellschaft

ANDRES WILDBERGER

ZUR HYDROGEOLOGIE DES KARSTES
IM RAWIL-GEBIET

Mit 58 Figuren, 30 Tabellen und 1 Karte

Kommissionsverlag: Geographischer Verlag Kümmerly & Frey, Bern

Druck: OFKO AG, Bern

1981

Avant-propos de la Commission d'hydrologie

L'étude de Monsieur A. Wildberger sur l'hydrogéologie du karst de la région du Rawil constitue une excellente monographie. Son principal mérite est de fournir une description hydrogéologique détaillée d'une zone karstique des Alpes, région naturelle pour laquelle on ne dispose jusqu'ici, contrairement au Jura, que de peu d'informations synthétiques. A cet égard, la carte hydrogéologique établie par l'auteur est particulièrement remarquable.

Partant d'un solide examen des conditions géologiques, morphologiques et climatiques, l'auteur a procédé à un travail approfondi et consciencieux de collecte et d'élaboration des données hydrogéologiques et hydrologiques, complétant par quelques intéressantes études analytiques les aspects descriptifs de sa monographie. Il témoigne d'une sérieuse étude de la littérature existante.

La Commission d'hydrologie se fait un plaisir d'accueillir cette étude hydrogéologique de la région du Rawil dans la série "Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie".

Berne, le 23 janvier 1981

Dr Ch. Emmenegger
Membre de la Commission
d'hydrologie

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit, es handelt sich um die gekürzte und ergänzte Fassung meiner Dissertation, entstand unter der Leitung von Prof. Dr. W. Nabholz am Geologischen Institut der Universität Bern; ich danke meinem Lehrer für die Einführung in die Geologie des Rawil-Gebietes und seine vielen, praxisbezogenen Tips.

Herrn Dr. I. Müller (Centre d'hydrogéologie, Université Neuchâtel) danke ich für seine vielen Hinweise und die anregenden Diskussionen über Karsthydrogeologie. In vielen Gesprächen und Feldbegehungen verschaffte mir Herr U. Schotterer (Physikalisches Institut der Universität Bern) das Grundwissen von der faszinierenden Isotopenhydrologie.

Bei den zahlreichen Laboruntersuchungen stand mir Frau H. Haas mit Rat und Tat zur Seite, die Reinschrift besorgte Frau R. Bonani, (Zürich), was hier herzlichst verdankt sei. In meine Verdankungen eingeschlossen seien auch meine Mitstudenten und die vielen andern Personen, die mit Anregungen und Mithilfe viel zur Förderung dieser Arbeit beigetragen haben.

Last but not least gilt mein Dank der Hydrologischen Kommission der SNG, die mit einem grosszügigen Beitrag die Drucklegung ermöglichte.

ZUR HYDROGEOLOGIE DES KARSTES IM RAWIL-GEBIET

	Seite
Avant-propos de la Commission d'hydrologie	3
Vorwort des Verfassers	4
Inhaltsverzeichnis	5
Verzeichnis der Figuren	7
Verzeichnis der Tabellen	9
Zusammenfassung	11
Résumé	12
Summary	13
Einleitung	15
Thema der Untersuchungen	15
Abgrenzung des Gebietes und Namengebung	15
Historischer Abriss	16
1. Geologischer, klimatischer und morphologischer Ueberblick	17
1.1 Geologischer und tektonischer Abriss	17
1.1.1 Regionaler Rahmen	18
1.1.2 Stratigraphie und Lithologie	18
a) Malm- oder Quintner Kalk	19
b) "Berriasien-Valanginien"-Schichten	19
c) "Valanginien"-Kalk und Kieselkalk	20
d) Drusberg-Schichten und Schratten-Kalk	21
e) Gault, Seewer Kalk, Choltal-Schichten und Amdener Mergel	23
f) Wang-Schichten	23
g) Tertiäre Gesteine	24
h) Ultrahelvetische Gesteine	24
1.1.3 Abgewickelter lithostratigraphischer Profil durch das Rawil-Gebiet ..	25
1.1.4 Gesteine und Erscheinungen des Quartärs	25
1.1.5 Zusammensetzung der Karbonate und der Tonfraktion, Uebrige Minerale ..	28
1.1.6 Paläokarst und -relief	30
1.1.7 Tektonik	31
a) Ueberschiebung der ultrahelvetischen Decken; tektonische Stockwerke innerhalb der Wildhorn-Decke	31
b) Faltenbau, Brüche, Schieferung und Klüftung	31
c) Quartäre seismotektonische Erscheinungen	34
1.2 Klimatischer Rahmen	34
1.3 Topographie und Morphologie	36
1.3.1 Relief, Vegetation	36
1.3.2 Glazialer und nivaler Karst	37
a) Verbreitung und Charakteristiken	37
b) Subglazialer Sinter	39
1.3.3 Subnivaler und silvaner Karst	44
1.3.4 Karstphänomene und deren Verbreitung	44
1.3.5 Unverkarstete Gebiete	47
2. Der unterirdische Abfluss im Rawil-Gebiet	48
2.1 Versinkungen	48
2.2 Karstseen	50
2.3 Karstquellen	54
2.3.1 Hydrogeologische Lage der Karstquellen	54
2.3.2 Karstquellen der Walliser Seite	55
2.3.3 Karstquellen der Berner Seite	58
2.4 Versickerungen - Quellen in Lockergesteinen	62
2.5 Karstwasser-Markierversuch 1975	64
2.5.1 Zielsetzung und Verlauf des Markierversuches	65
2.5.2 Resultate und ihre Interpretation	68
a) Farbstoffeinsatz	68
b) Sporentrift	73

	Seite
2.6 Einzugsgebiete der Karstquellen: Abgrenzung und Charakteristiken	75
2.6.1 Grundlagen der Abgrenzung von Einzugsgebieten	75
2.6.2 Approximative Lage der Einzugsgebiete	79
3. Natürliche Markierung der Wässer - Gesteinsabtrag - Isotopen-Analysen	83
3.1 Die natürliche Markierung der Wässer durch die Gesteine des Aquifers - Aggressivität der Wässer gegenüber den Karbonaten	83
3.1.1 Gelöste Stoffe im Niederschlag - Feststoffzufuhr	84
3.1.2 Versinkende Wässer: Gelöste und suspendierte Stoffe	84
3.1.3 Quellwässer: Gelöste und suspendierte Fracht	86
a) Markierung durch die chemisch gelöste Fracht	86
b) Markierung durch Suspension	87
3.1.4 Diskussion über das Mg/Ca-Verhältnis im Wasser und in den Karbonaten bzw. über die Mineralogie der Suspension und der Gesteine	89
a) Mg/Ca-Relation im Wasser und in den Karbonaten	89
b) Vergleich der Mineralogie von Suspension und Gestein	91
3.1.5 Aggressivität der Wässer gegenüber Karbonaten	92
3.1.6 Natürliche Markierung und Sättigungsgrad der Wässer im Rawil-Gebiet: Aussagemöglichkeiten	94
3.2 Abschätzung des Gesteinsabtrages auf Grund von Messungen an den Quellen	96
3.2.1 Beispiel der Blatti-Quellen	97
a) Rechnungsmethoden	97
b) Durch die Blatti-Quellen ausgespültes Material	102
3.2.2 Verhältnisse bezüglich Gesteinsabtrag bei den übrigen grossen Karstquellen der Rawil-Nordseite	103
3.2.3 Gesteinsabtrag im Rawil-Gebiet - Vergleich mit andern Beispielen	104
3.3 Isotopenhydrologische Untersuchungen	107
3.3.1 Input	108
3.3.2 Output	111
3.3.3 Radon im Quellwasser	115
4. Quellspeisung und Abflussverhalten	117
4.1 Gang der Schüttung im Jahresablauf	117
4.2 Abflussverhalten während kürzeren Perioden	120
4.2.1 Simulation der Tagesmittel	123
4.3 Abfluss in Quellgruppen	125
4.4 Art und Verteilung der Karstwasserbahnen	131
4.5 Direktabfluss, Reservoire und Aufenthaltszeiten der Wässer im Untergrund	135
4.5.1 Direkt- und Basisabfluss	135
4.5.2 Reservoirgrössen und mittleres Alter des Basisabflusses	141
Annex	148
A. Untersuchungsmethoden	148
A1 Gesteinsuntersuchungen	148
A2 Untersuchungen an Gewässern	148
A3 Untersuchungen an Suspension	149
A4 Messungen am Niederschlag und andere Klimadaten	151
A5 Angewandte Methoden im Zusammenhang mit dem Markierversuch 1975	151
A6 Fehlerabschätzung und Nachweisgrenzen	153
A6.1 Fehlerabschätzung bei Untersuchungen an Gesteinen und Suspension	153
A6.2 Fehlerabschätzung bei Untersuchungen an Gewässern und am Niederschlag	157
B. Kurze Erläuterungen zur karsthydrologischen Kartenskizze	162
Literaturverzeichnis	164
Geologische Karten	175

Verzeichnis der Figuren

	Seite
1 Uebersichtskarte des Untersuchungsgebietes	16
2 Schematisches, abgewickeltes Querprofil durch die Wildhorn-Decke zwischen der Lenk und der Plaine Morte	26
3 Genereller Verlauf von Falten und Mulden im Helvetikum des Untersuchungsgebietes sowie die Richtung des effektiven Achsengefälles	32
4 Luftbildinterpretation der Plan des Roses und des Gebietes westlich davon (ca. 1:27'500)	37
5 Mächtigkeitsabnahme des Glacier de la Plaine Morte zwischen 1926/29 und 1974	39
6 Schlibfbild eines subglazial gebildeten Sinterabsatzes	40
7 Topographie und Geologie des Iffigsees	51
8 Pegelstände des Iffigsees in den beiden Messperioden von 1952 - 58 und 1972 - 78	53
9 Geologisches Profil durch das Quellgebiet der Liène	56
10 Geologisches Profil durch das Fenster von Schwand mit den Blatti-Quellen	58
11 Wahrscheinlichkeits-Diagramm für voneinander unabhängige Abflussspitzen der Iffigläger-Quelle	60
12 Geologische Profile durch das Quellgebiet der Simme	62
13 Versickerungsverhältnisse im Iffigtal	63
14 Geologisches Profil entlang dem Tracé des geplanten Rawil-Tunnels der Nationalstrasse N6	66
15 Lage der Impfstellen der Markiermittel und die Probenahmestellen	67
16 Uranin-Konzentration und Schüttung der Iffigläger-Quelle und der Blatti-Quellen vom 12. bis 30. August 1975	70
17 Konzentration des Amidorhodamin G extra und Sporen-Frequenz in der Source de la Loquesse sowie Abfluss der Liène bei Tseuzier vom 12. bis 30. August 1975	71
18 Geologisches Längsprofil von den Grauen Felsen bis zur Source de la Loquesse	73
19 Tektonische Skizze des Untersuchungsgebietes und approximative Wege der Markiermittel	74
20 Schematische Skizze der Gebirgsdurchlässigkeit als Funktion der mittleren chemischen Zusammensetzung der geologischen Formationen	76
21 Spezifische Abflüsse einiger Bäche des Untersuchungsgebietes und von Vergleichsstationen in Funktion der mittleren Höhe der orographischen Einzugsgebiete	78
22 Karstentwässerung im Rawil-Gebiet: Uebersicht der approximativen Einzugsgebiete der Karstquellen	80
23 Mg/Ca-Verhältnisse und Gesamthärten verschiedener Ponore und Quellen des Rawil-Gebietes im Sommer und im Winter	87
24 Aggressivität und Uebersättigung gegenüber Calcit von Wässern aus dem Rawil-Gebiet in Abhängigkeit von der Jahreszeit	93
25 Sedimentation, Transport und Erosion von festen Partikeln in Funktion der mittleren Fliessgeschwindigkeit des Wassers	95

	Seite
26 Mengenvergleich der anorganischen, deshydrierten Suspension in der Alten und der Neuen Blatti-Quelle zu verschiedenen Zeitpunkten in den Jahren 1976 und 1977	99
27 Menge der anorganischen, deshydrierten Suspension der Neuen Blatti-Quelle in Funktion der optischen Trübung	100
28 Menge der anorganischen und deshydrierten Suspension im Wasser der Neuen Blatti-Quelle in Funktion der Schüttungssumme der beiden Blatti-Quellen	101
29 Menge der anorganischen und deshydrierten Suspension in der Alten Blatti-Quelle in Funktion der Schüttung	102
30 Vergleich der Winterschneedecke auf dem Plaine-Morte-Gletscher mit den Niederschlägen auf der Grimsel	110
31 Gewichtetes Mittel der ^3H -Konzentration im Niederschlag des östlichen Berner Oberlandes, sowie ^3H , $\delta^{18}\text{O}$ und Abfluss in den Siebenbrünnen während der Periode von Herbst 1973 bis Frühjahr 1979	112
32 Detaillierte Charakteristiken der untersuchten Karstquellen: Tritium, $\delta^{18}\text{O}$ und Abfluss im Sommer 1975	113
33 Abfall der Aktivität im Zählkanal >20 keV in Funktion der Zeit	116
34 Verlauf von Schüttung, Leitfähigkeit und Temperatur bei der Iffigläger-Quelle, den Blatti-Quellen, der Rezli-Quelle und den Siebenbrünnen	118
35 Mittlere Dauerkurven der Tagesmittel einiger Karstquellen des Rawil-Gebietes sowie von Vergleichsgewässern	120
36 Hydrogramme der Iffigläger-, der Alten Blatti-Quelle und der Siebenbrünnen	122
37 Korrelation von der Schüttung bei der Iffigläger-, den Blatti-Quellen und den Siebenbrünnen mit der Temperatur in der Lenk im Sommer 1975	125
38 Einfaches Modell einer Quellgruppe im Karst mit basalem Wasseraustritt und Ueberlauf	126
39 Schüttung der Neuen Blatti-Quelle in Funktion des Abflusses in der Alten Blatti-Quelle im Jahr 1974/75	127
40 Schüttung der Rezli-Quelle in Funktion des Abflusses bei den Siebenbrünnen in den Jahren 1973/74 und 1974/75	128
41 Schüttung der aus dem gleichen Lockergesteins-Aquifer gespeisenen Quellen Wallisdole West und -Süd	129
42 Leitfähigkeit der Wässer von Alter und Neuer Blatti-Quelle bzw. von Rezli-Quelle und Siebenbrünnen im hydrologischen Jahr 1977/78	129
43 Häufigkeit von Leitfähigkeitswerten bei einigen Karstquellen der Rawil-Nordseite im Jahr 1977/78	133
44 Zwei mögliche Reservoirmechanismen	137
45 Diagramme von Abfluss/Leitfähigkeit, Abfluss/ $\delta^{18}\text{O}$ und Leitfähigkeit/ $\delta^{18}\text{O}$ bei den Siebenbrünnen im hydrologischen Jahr 1973/74	139
46 Tagesgang in Schüttung und Leitfähigkeit bei der Iffigläger-Quelle im Sommer 1974	140
47 Anteil der Niederschläge, die innert einem Jahr abfliessen, Alter des Reservoirwassers und Speichervolumen in Funktion des Tritium-Input am Beispiel der Siebenbrünnen im Jahre 1978	143
48 Graphische Berechnung des Leerlaufkoeffizienten am Beispiel der Siebenbrünnen	146
49 Tragbares Druckfiltrationsgerät	150

	Seite
50 Differenz der Summe von Gesamtkarbonatgehalt und unlöslichem Rückstand zu 100 % in Funktion des Dolomitgehaltes bei gasvolumetrischer Gesamtkarbonatbestimmung	153
51 Gesamtkarbonatgehalt dolomitfreier Proben gegen den unlöslichen Rückstand aufgetragen	154
52 Quantitatives Röntgen von Suspension: Vergleich der Resultate von Guinier-Kamera und Diffraktometer	155
53 Gewicht der Suspension nach dem Glühen bei 550 °C in Funktion des Gewichtes nach der Trocknung bei 110 °C	155
54 Vergleich der Suspensionsmengen in den Blatti-Quellen bei Filtration im Felde und im Labor	156
55 Vergleich der mineralogischen Zusammensetzung der Suspension zwischen im Feld und im Labor filtrierten Proben (Guinier-Kamera)	157
56 Spezifische Leitfähigkeit in Abhängigkeit von der Temperatur, bei welcher die Messung ausgeführt wurde	158
57 Gesamthärte in Funktion der spezifischen Leitfähigkeit einiger Gewässer im Rawil-Gebiet	159
58 Variationen des Sättigungsgrades in Funktion von Temperatur, pH und den Wasserhärten	160

Verzeichnis der Tabellen

1 Vergleich des Baustils der Wildhorn-Decke im Westen und im Osten des Untersuchungsgebietes	18
2 Mächtigkeiten der Drusberg-Schichten und des Schratten-Kalkes an einigen Stellen des Untersuchungsgebietes	22
3 Stratigraphisches Sammelprofil durch die Wildhorn-Decke im Gebiet des Rawil-Passes mit einigen Gesteinsparametern	29
4 Niederschlagshöhe einiger ausgewählter Stationen des Rawil-Gebietes im Laufe diverser hydrologischer Jahre	35
5 Flächenverluste einiger Gletscher im Rawil-Gebiet zwischen 1922 und 1973	40
6 Unterschiedliche Verwitterung auf Malm- und Schratten-Kalk auf 2900 m, in SW-Lage am Gletscherhorn	45
7 Auftreten einiger karstmorphologischer und hydrologischer Phänomene in den verschiedenen Gesteinsformationen	47
8 Abfluss und Temperatur in den drei hydrologischen Jahren 1972/73 - 1974/75 bei den Ponorbächen der Doline de la Grande Croix und der Rawilseeleni	49
9 Charakteristiken der grösseren Karstseen des Gebietes	50
10 Abfluss in den hydrologischen Jahren 1973/74 - 1977/78 von Karstquellen im Walliser Teil des Untersuchungsgebietes sowie der Liène bei Tseuzier	57
11 Extrema und Mittel von Abfluss, sowie schüttungsgewichtete Mittel von Gesamthärte und Temperatur von Karstquellen der Rawil-Nordseite in den hydrologischen Jahren 1973/74 bis 1977/78	59
12 Berechnete, scheinbare Geschwindigkeiten der Farbstoffe	72
13 Grösse der approximativen Einzugsgebiete von Karstquellen und -Quellgruppen des Rawil-Gebietes	82

	Seite
14 Gesamthärten und Sättigungsindizes von versinkenden Wässern aus hochgelegenen, unverkarsteten Terrains im Rawil-Gebiet	85
15 Minima, Mittel und Maxima von Gesamthärte und Mg/Ca-Verhältnis in der Zeit von April 1977 bis März 1978	86
16 Zusammensetzung der Suspension in versinkenden Bächen und in Karstquellen des Rawil-Gebietes	88
17 Suspensionsmengen in einigen Karstquellen des Rawil-Gebietes	89
18 Minima, arithmetische Mittel und Maxima der Sättigungsindizes gegenüber Karbonaten in Karstwässern der Rawil-Nordseite in der Zeit von April 1977 bis März 1978	93
19 Quantitative Abschätzung von dem in den hydrologischen Jahren 1975/76 und 1976/77 bei den Blatti-Quellen in gelöster und suspendierter Form ausgespültes Material	102
20 Abgeschätzte Gewichtsverhältnisse zwischen dem jährlichen Output an suspendierten un an gelösten Stoffen im Wasser einiger Karstquellen und -Quellgruppen der Rawil-Nordseite	104
21 Ungefährer Gesteinsabtrag im Einzugsgebiet einiger Karstquellen des Rawil-Gebietes und in Vergleichsregionen	105
22 ^3H - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für Karstquellen und Niederschlag	114
23 Verhältnisse von Niedrig-, Mittel- und Hochwasser zueinander bei Karstquellen der Rawil-Nordseite, verglichen mit Literaturangaben von Quellen des tiefen Karstes	121
24 Verhältnis von kleinstem, mittlerem und grösstem Jahresmittel des Abflusses bei einigen Quellen der Rawil-Nordseite in der Periode von 1973 bis 1978 sowie bei einigen Flüssen mit vergleichbarem Klimaregime	121
25 Variationskoeffizienten der Gesamthärte bei grossen Karstquellen der Rawil-Nordseite im Laufe der Beobachtungsperiode von 1973 - 78	132
26 Mittleres Alter des Basisabflusses, Speichervolumen und Anteil von Direktabfluss und kurzfristigen Reserven am Gesamtabfluss	142
27 Rezessionskoeffizienten, approximative Volumen der aktiven Reservoirs und die Zeit, in der die Schüttung von Q auf $1/2Q$ abnimmt, bei einigen grösseren Karstquellen der Rawil-Nordseite	147
28 Spezifische Leitfähigkeit in Funktion der Gesamthärte bei Wässern aus dem Rawil-Gebiet	160
29 Methoden und Fehlerabschätzungen einiger wichtiger Parameter	162
30 Verzeichnis der Quellen auf der "Karsthydrogeologischen Karte des Rawil-Gebietes"	163

Zusammenfassung

Kapitel 1: Es wird der geologische Rahmen des kretazo-tertiären Karstes der Helvetischen Kalkhochalpen zwischen Wildhorn und Wildstrubel vorgestellt. Das Gebiet von rund 100 km² Grösse und einer mittleren Höhe von 2500 m erhält im Durchschnitt 150 - 230 cm Niederschlag, wovon ca. 10 % verdunsten. Die Schmelzperiode, in der 60 - 85 % der Jahresniederschläge abfliessen, davon etwa 3/4 unterirdisch, dauert 2 - 4 Monate. Im Rahmen der Karstphänomene ist das Vorkommen von subglazial gebildetem Sinter mit Aragonit bemerkenswert.

Kapitel 2: Ponore, Karstseen und -quellen werden kurz beschrieben. Die Karstentwässerung des Rawil-Gebietes wird durch die Synklinalen gesteuert. Antiklinalen können unter Verminderung der Wassergeschwindigkeit gequert werden. Der Schratte-Kalk ist der wichtigste Aquifer. Die Lage der diversen Einzugsgebiete wird erläutert.

Kapitel 3: Die Zusammensetzung der Suspension entspricht dem Chemismus der Gesteine, allerdings mit einer Verschiebung zu Gunsten des unlöslichen Rückstandes. Das Mg/Ca-Verhältnis im Quellwasser ist grösser als die entsprechende Relation im Karbonatanteil der Gesteine. Die natürliche Markierung der Wässer erlaubt praktisch keine Rückschlüsse auf die Lokalisation der Aquifere. Die Quellwässer sind während eines Grossteils des Jahres kalkaggressiv. Der Gesteinsabtrag wird anhand von Messungen an den Quellen auf 0.06 - 0.075 mm/J. berechnet. Die gelösten Stoffe überwiegen dabei die suspendierten in einem Verhältnis von 7 bis 100 : 1. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte einiger Karstquellen erlauben die Höhendifferenzierung der zugehörigen Einzugsgebiete. In drei Quellen wurde Radon nachgewiesen.

Kapitel 4: Die Quellschüttung wird im Winter, wenn überhaupt, nur vom Basisabfluss bestritten, im Sommer vom Direktabfluss dominiert. Im Karst des Rawil-Gebietes handelt es sich durchwegs um "conduit flow systems", d.h. die hydrogeologischen Systeme weisen beim Wassertransfer eine Vorherrschaft der Karstschläuche auf. Die gegenseitige Beeinflussung und Unterschiede benachbarter Wasseraustritte wird diskutiert. Aus der Analyse der Tritium-Werte kann das mittlere Alter des Basisabflusses einiger Karstquellen der Berner Seite auf 1 1/2 - 4 Jahre berechnet werden. Bei den untersuchten Quellen beinhalten die Reservoirs etwa zwischen 3 und 25 Mio m³, wobei die aktiven Speicher lediglich 4 - 30 % ausmachen. 50 - 60 % der Quellschüttung eines Jahres setzt sich aus Niederschlägen desselben hydrologischen Zyklus zusammen.

Annex A: Erläuterungen und Diskussion der Untersuchungsmethoden.

Annex B: Hydrogeologische Karte des Rawil-Gebietes.

Résumé

Chapitre 1: Il présente le cadre géologique du karst crétacé-tertiaire dans la région située entre le Wildhorn et le Wildstrubel, appartenant aux Hautes-Alpes calcaires de l'Helvétique. La région étudiée, approximativement 100 km² avec une altitude moyenne de 2500 m, reçoit 150 à 230 cm de précipitations annuelles dont 10 % environ s'évaporent. La période de la fonte des neiges dure 2 à 4 mois, pendant lesquels s'écoulent 60 à 85 % des précipitations annuelles dont les 3/4 par voie souterraine. En rapport avec les phénomènes karstiques il faut particulièrement noter la présence de précipités de formation sous-glaciaire et contenant de l'aragonite.

Chapitre 2: Il décrit brièvement les pertes, lacs et sources karstiques. Le drainage souterrain de la région du Rawyl est conditionné par les synclinaux; l'eau traverse aussi parfois des anticlinaux, mais avec vitesse d'écoulement réduite. L'Urgonien est l'aquifère principal. La délimitation des divers bassins versants est commentée.

Chapitre 3: La composition chimique de la matière en suspension correspond au chimisme des roches, mais avec une dominance des résidus insolubles. Le rapport Mg/Ca de l'eau de source est supérieur à celui trouvé dans les carbonates des roches. Les traceurs naturels des eaux ne permettent pratiquement aucune conclusion concernant la localisation des aquifères. Les eaux de source sont agressives durant une bonne partie de l'année. Selon les mesures effectuées aux sources, l'ablation des roches est estimée à 0.06 - 0.075 mm par an. La proportion des substances dissoutes dépasse celle des substances en suspension dans un rapport allant de 7 jusqu'à 100 : 1. La moyenne des données $\delta^{18}O$ de quelques sources karstiques permet de différencier l'altitude moyenne des bassins versants correspondants. Du Radon a été trouvé dans l'eau de trois sources.

Chapitre 4: En hiver, pour autant qu'il y ait écoulement, le débit des sources comprend essentiellement le débit de base, en été il est dominé par l'écoulement direct. Pour le karst de la région du Rawyl, il s'agit sans exception de "conduit flow systems", c'est-à-dire de systèmes hydrologiques où les chenaux karstiques jouent un rôle prépondérant dans le transfert de l'eau. Les influences réciproques et les différences entre sources voisines sont étudiées. L'analyse des taux de Tritium permet de calculer un âge moyen de 1/2 à 4 ans pour l'écoulement de base de quelques sources karstiques situées sur le versant bernois. Les réservoirs des sources étudiées contiennent approximativement entre 3 et 25 millions de m³ d'eau, les réserves actives ne représentant toutefois que 4 à 30 %. 50 à 60 % du débit annuel des sources proviennent des précipitations du même cycle hydrologique.

Annexe A: Exposé et discussion des méthodes de recherches.

Annexe B: Carte hydrogéologique de la région du Rawyl.

Summary

Chapter 1: Outline of the cretaceous-tertiary karst of the Helvetic Limestone Alps between Wildhorn and Wildstrubel. The area extending over approx. 100 km² and reaching a medium altitude of 2500 m has an average precipitation of 150 - 230 cm with an evaporation rate of 10 %. The melting period during which 60 - 85 % of the annual precipitation flow off, 3/4 of it subterraneously, takes 2 - 4 months. With karst phenomena the occurrence of subglacially formed sinter with aragonite is remarkable.

Chapter 2: Short description of sinkholes, karst lakes and karst springs. The subterranean drainage of the area of Rawil is directed by the synclines. Anticlines may be crossed under reduced flow rate of the water. The Urgonian Limestone is the most important aquifer. The location of the different catchment areas is illustrated.

Chapter 3: The composition of the suspension corresponds with the chemism of the rocks, however with a shifting towards the insoluble residual. The Mg/Ca ratio of the spring water is higher than the respective ratio of the carbonate component of the rocks. The natural marking of the waters permits practically no conclusions with respect to the localization of the aquifers. During a great period of the year the spring waters are still capable to dissolve limestone. By means of analyses made at the springs the ablation of the rocks is estimated at 0.06 - 0.075 mm p.a. The dissolved substances in spring water predominate the suspended ones 7 - 100 fold. The $\delta^{18}O$ values of some karst springs made it possible to perform altitude differentiations of the corresponding catchment areas. In 3 springs Radon was found.

Chapter 4: During winter the discharge of the spring is fed only, if so at all, from the baseflow, in summer predominantly from the direct flow. The karst of the area of Rawil represents all together "conduit flow systems", that means the hydrological systems show a predominance of karst tubes concerning water transfer. Questions of interaction as well as differences of neighbouring springs are discussed. By means of the analyses of the Tritium values the medium age of the baseflow of some karst springs on the Bernese side can be estimated at 1 1/2 - 4 years. The reservoirs of the springs examined contain approx. 3 - 25 Mio. m³ with only 4 - 30 % of active storage. 50 - 60 % of the annual discharge of the springs are composed of precipitation of the same hydrological cycle.

Annexe A: Comments on and discussion of the methods investigated.

Annexe B: Hydrogeological map of the area of Rawil.

Einleitung

Thema der Untersuchungen

Im Zusammenhang mit der Planung des Tunnels der Nationalstrasse N6, der das bernische Simmental bei Pöschenried mit dem Tal der Liène, welches 4 km NE der Walliser Kantonshauptstadt Sion ins Rhonetal mündet, verbinden würde (vgl. Fig. 14 und 15), tauchten bald karsthydrogeologische Fragen auf. Dieser Fragenkomplex, in den regionalen Rahmen gebettet und weniger spezifisch auf die Tunnelbauprobleme ausgerichtet, bilden das Gerüst der vorliegenden Arbeit.

Eine wichtige Grundlage der Untersuchungen war die Aufnahme einer Hydrogeologischen Karte. Im weiteren wurden, z.T. in enger Zusammenarbeit mit anderen Geologen und mit Physikern, folgende Aspekte studiert:

- Abflussregime der Karstquellen und die Organisation der Wasserwege im Untergrund.
- Natürliche Markierung der Wässer.
- Verkarstungsanfälligkeit in Funktion von Lithologie und Strukturen.
- Isotopenhydrologie (Tritium, ^{18}O).
- Abgrenzung der Einzugsgebiete.

Bei den Untersuchungen an Karstquellen lag das Schwergewicht auf jenen der Berner Seite.

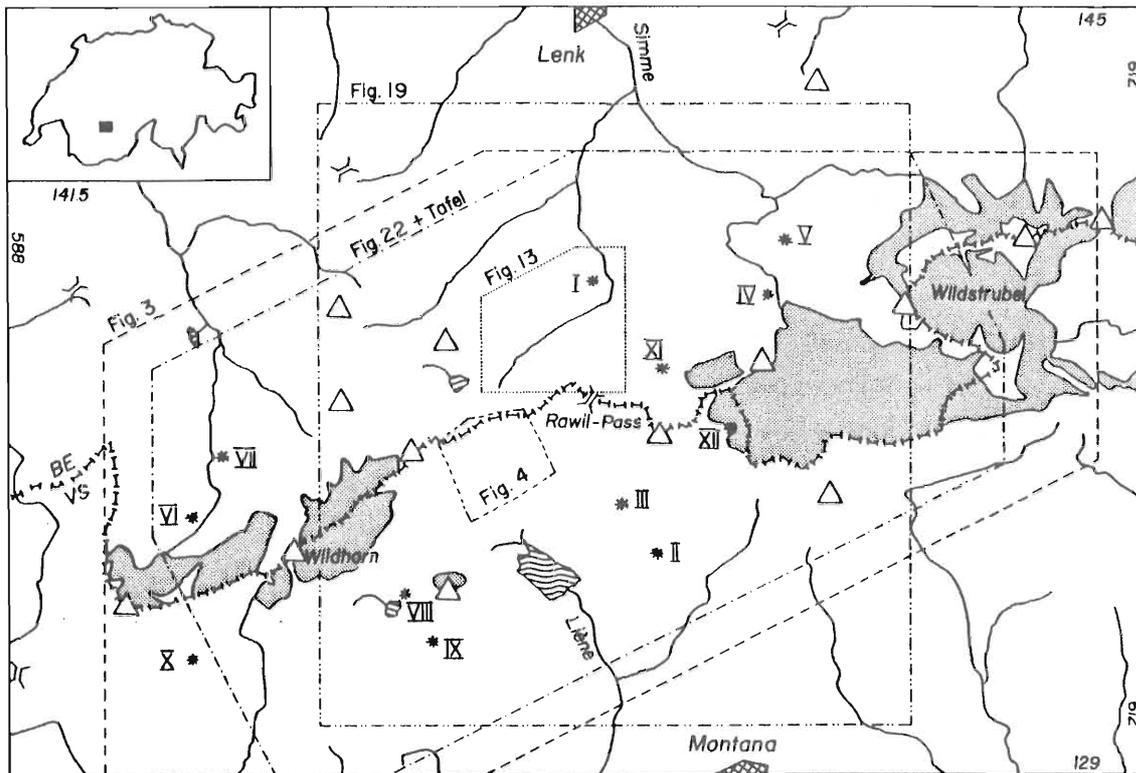
Abgrenzung des Gebietes und Namengebung

Der Karstkomplex Wildhorn - Rawilpass - Wildstrubel liegt etwa innerhalb folgender Grenzen: Inner Gelten - Hahnenschritthorn - Wildhorn - Sex Noir - Sex Rouge - Six des Eaux Froides - Plaine Morte - Sex Mort - Rothorn - Wildstrubel - Ammertenhorn - Laufbodenhorn - Blatti - Hohberg - Niesehorn - Hahnenschritthorn. Geologisch sind dies die Kreide- und Tertiäranteile der Wildhorn-Decke sowie ultrahelvetische Klippen in der Axialdepression zwischen Aar- und Aiguilles-Rouges-Massiv.

Diese Grenzziehung war gegeben durch die Extrapolation der Ergebnisse eines Markierversuches (vgl. Kap. 2.5). Bei den Untersuchungen wurde von der Annahme ausgegangen, dass die Verkarstungen in Kreide und Tertiär praktisch unabhängig sind von jenen in den jurassischen Gesteinen; diese Annahme wird einestails untermauert durch die Trennung der beiden Stockwerke durch die Schiefer des "Berriasien" und "Valanginien", andernteils durch die Tatsache, dass der Quintner Kalk in Gebieten mit Kreide im Hangenden meist tiefer liegt als der Vorfluter.

Die WSW- und die ENE-Grenze fällt i. allg. mit dem erosionsbedingten Ende des Schratten-Kalks zusammen. Gegen NNW taucht die Wildhorn-Decke unter die wasserstauenden Gesteine der Sattelzone. Im SSE erlaubt eine Abschiebung (Les Andins - Mondralèche) und die erosive Südgrenze des Urgons eine Limitierung. Das so um-

schriebene Gebiet von rund 100 km² wird zu gut 70 % vollständig oder teilweise unterirdisch entwässert.



Figur 1: Uebersichtskarte des Untersuchungsgebietes (graue Flächen = Gletscher, I - XII = stratigraphische Profile).

Die Namengebung stützt sich auf die Landeskarten 1:25'000. Z.B. für Quellen sind aber oft keine Namen vermerkt, so dass solche der Literatur entnommen, von Einheimischen erfragt oder von uns "getauft" wurden. Nicht auf den Karten zu finden oder abweichend von deren Namengebung werden im folgenden untenstehende Geländebezeichnungen verwendet:

- Seetäli = Tälchen zwischen Iffigsee und Groppi, eingebettet zwischen dem Rücken von Egge und dem Mittaghorn-Grat.
- Doline de la Grande Croix = Polje SE des Rawilpasses mit P. 2379 (LUGEON, 1914/16/18, Pl. XIX).
- Dürsee = See auf ca. 2465 m N des Pfaffehorns; (die Dürseen der Landeskarte (P. 2392) haben bei den Aelplern keine Namen).

Historischer Abriss

Bei vielen Problemkreisen konnte ich mich auf ältere Arbeiten stützen, von denen manche unentbehrlich sind für das Verständnis von Geologie und Hydrologie des

Untersuchungsgebietes. Im folgenden wird die wichtigste diesbezügliche Literatur kurz behandelt.

Eine unentbehrliche Stütze geologischer Forschungen im Rawil-Gebiet sind die Erläuterungen zur Spezialkarte Nr. 60 (1910) von Maurice LUGEON (1914/16/18): Im ersten Abschnitt seiner "Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander" würdigt er die Arbeiten seiner Vorgänger mit Akribie, aber auch mit Esprit, um dann im Rest seines umfangreichen Werkes die Grundzüge von Stratigraphie und Tektonik in diesem Teil der Alpen festzulegen. Seine Erkenntnisse konnten von späteren Bearbeitern kaum korrigiert, hingegen dank moderneren Arbeitsweisen ergänzt werden.

Der Schwerpunkt von SCHAUBs "Geologie des Rawilgebietes" (1936) liegt auf der Stratigraphie von Oberkreide und Tertiär sowie auf der Erfassung der tektonischen Phänomene. Oestlich anschliessend befasste sich FURRER (1939) mit der Wildstrubel-Gruppe, wo er neben der Schichtfolge insbesondere die komplizierte Stockwerktektonik der Wildhorn-Decke im Gemmi-Querschnitt beschrieb. BADOUX (1945, 1946) befasste sich eingehend mit dem Ultrahelvetikum auf dem Rücken der Wildhorn-Decke und in der Zone des Cols.

Diesen drei Autoren sowie BONNARD und VISCHER verdanken wir die geologische Darstellung des Untersuchungsgebietes auf den Atlasblättern Gemmi (1956), St. Léonard (1959) und Lenk (1962).

In neuerer Zeit befassten sich einige Geographen mit den spektakulären Aspekten des Karstes der westlichen Kalkhochalpen. Hier sei insbesondere BLESSING (1976) erwähnt, welcher einige ausgewählte Bereiche beschrieb und die Morphogenese in den Griff zu bekommen versuchte. MAIRE (1976) konnte in seiner umfangreichen Dissertation über den hochalpinen Karst von Savoyen bis ins westliche Oberland den gesamten dem Menschen zugänglichen Bereich für seine Aussagen beiziehen, da er über unzählige Beobachtungen an der Oberfläche wie in Höhlen verfügte.

Klassische hydrologische Dissertationen verfassten ELLENBERGER (1976) über das Obersimmental und MAUERHOFER (1978) im Saanenland; beide beschrieben eingehend das Niederschlags- und Abflussverhalten, wobei sie allerdings mit orographischen Einzugsgebieten rechneten und somit die Komplikationen durch die Karstentwässerung ignorierten.

1. Geologischer, klimatischer und morphologischer Ueberblick

1.1 Geologischer und tektonischer Abriss

Dieses Kapitel ist zusammengestellt unter Hervorhebung der für die Hydrogeologie bedeutsamen Daten.

1.1.1 Regionaler Rahmen

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Axialdepression zwischen dem Aar- und Aiguilles-Rouges-Massiv und gehört der Wildhorn-Decke an; die tieferen helvetischen Decken sind nicht aufgeschlossen und auch nicht in die Karstentwässerung einbezogen. Die genannte tektonische Einheit steigt mehr oder weniger stetig aus dem im SSE gelegenen Rhonetal bis zu den höchsten Gebirgskämmen an der Grenze Bern-Wallis, um dann auf der NNW-Seite in einer Faltenkaskade unter die Gesteine der Sattelzone zu tauchen, im nördlichsten Abschnitt des Gebietes nur noch in einigen Fenstern die Oberfläche erreichend. Einzelne ultrahelvetische Deckenteile haben der Erosion widerstanden und sind in Form von Klippen auf dem Rücken der Wildhorn-Decke erhalten geblieben.

Im Gebiet des Rawil-Passes findet eine Ablösung im Stil des Deckenbaues statt (siehe Tab. 1; vgl. mit den Profilen in: BADOUX et al., 1959; BADOUX & LOMBARD, 1962; FURRER, 1962). Die Aenderung im Baustil ist im einzelnen nicht verfolgbar, da die tieferen Deckenteile in der Rawil-Depression nicht aufgeschlossen sind. Auswirkungen der Deformationsart auf die Karstentwässerung, je nachdem ob der gut durchlässige Quintner Kalk zerrissen oder nur verfaltet ist, können deshalb nicht erkannt werden; allerdings ist diese Frage sekundär, weil diese stratigraphische Einheit durch ihre tiefe Lage bezüglich des Vorfluters und die Trennung vom Kreidestockwerk durch die wenig durchlässigen "Berriasien-Valanginien"-Schiefer kaum in die Verkarstung des Untersuchungsgebietes einbezogen ist. Diese Annahme wird bestätigt durch den Befund im Sondierstollen Rawil-Süd (vgl. Kap. 2.3.2).

	Sanetsch-Querschnitt	Gemmi-Querschnitt
hauptsächliche tektonische Stockwerke (trennende Formationen)	Kreide-Tertiär ("Berr.-Val.-Sch.) Dogger-Malm (Aalénien-Sch.) Trias-Lias	Kreide-Tertiär ("Berr.-Val.") Dogger-Malm
Abscherungshorizont	Trias	Aalénien
Quinter Kalk	verfaltet	verfaltet und verschuppt

Tabelle 1: Vergleich des Baustils der Wildhorn-Decke im Westen und im Osten des Untersuchungsgebietes.

1.1.2 Stratigraphie und Lithologie

Der Schwerpunkt dieses Kapitels liegt auf den für die Verkarstung wichtigen Gesteinsparametern der verschiedenen stratigraphischen Einheiten; in Tabelle 3 sind

sie in einem Sammelprofil zusammengefasst.

a) Malm- oder Quintner Kalk

Dieses Gestein ist die oberste Einheit eines den Hauptteil des hier behandelten Karstes im Rawil-Gebiet unterlagernden Karststockwerkes. Ein Zusammenhang der beiden Etagen ist lokal möglich (z.B. unterirdische Wasserverbindung Rezigletscher - Siebenbrünnen).

Der Quintner Kalk, auch Malm- oder Tithon-Kalk genannt, ist ein hellgraues, im Bruch schwarzes, meist gut gebanktes Gestein. Als Bindemittel ist Mikrit bei weitem vorherrschend, einzelne Partien sind jedoch sammelkristallisiert; stark verbreitet sind verheilte Klüfte.

Der unlösliche Rückstand des meist sehr reinen Kalkes setzt sich im wesentlichen aus Quarz, Tonmineralien und Pyrit sowie Feldspäten zusammen. Häufig sind unregelmässig begrenzte Silexknollen (Chalcedon) wie auch Stylolithen.

Eine geringmächtige Breccie (intraformationell?, tektonisch?) kann man an der Grenze zur Unterkreide beim Hintern Tierberg feststellen; einzig in einer Probe aus diesem Gesteinstyp liess sich Dolomit nachweisen (3 %); zwar erwähnt FURRER (1962) aus dem obersten Malm Kalkbreccien mit dolomitischen Einlagerungen, an der genannten Oertlichkeit können aber tektonische Komplikationen nicht ausgeschlossen werden: Der Quintner Kalk "schwimmt" als geringmächtige Scholle in leicht dolomitischen (bis 14 %) "Berriasien-Valanginien"-Mergelkalken und -Mergeln.

Im Untersuchungsgebiet ist der Malm-Kalk v.a. im Südwesten (Le Sérac, Le Sublage) und Süden (Tseuzier) verbreitet. Im Norden sind isolierte, kleine Aufschlüsse im Kern der Wildhorn-Falte beim Fluesee zu finden. Die primäre Mächtigkeit liegt bei rund 100 m, durch seine gute Bankung neigt er einestails zu intensiven Verfaltungen, andernteils aber auch zu tektonisch bedingten Aenderungen der Mächtigkeit.

b) "Berriasien-Valanginien"-Schichten

Die Gesteine dieser lithologischen Einheit trennen nicht nur zwei tektonische Stockwerke, sondern auch die Verkarstung in tertiären und kretazischen Formationen von jener in den jurassischen.

Bedingt durch die i. allg. tonige Beschaffenheit der "Berriasien-Valanginien"-Schichten (= Palfris-Schichten), sind im Untersuchungsgebiet keine durchgehenden Profile aufgeschlossen. Die Untergrenze dieses Schichtstapels ist durch die Kalke des Malm gegeben, während die Obergrenze weniger gut definiert ist: Da Altersangaben durchwegs fehlen, und da in dieser paläogeographisch südlichen Lage gut identifizierbare Horizonte im Hangenden, wie Pygurus-Schichten oder Gemsmättli-Schicht,

nicht ausgeschieden werden können, gilt als obere Limite der "Berriasien-Valanginien"-Mergel und -Mergelkalke das Einsetzen von Gesteinen vom Typ des Kieselkalkes bzw. des "Valanginien"-Kalkes.

Weiter kompliziert wird die Lage dadurch, dass z.B. beim Lac de Tsezuzier nach dem Geologischen Atlas (Blatt St. Léonard) Kieselkalk und Palfris-Schichten durch liegende Falten bedingt, mehrfach übereinander auftreten; dieser Sachverhalt wird rein durch lithologische Hinweise gestützt, wandbildende Sequenzen wurden als Kieselkalk kartiert, ohne dass sich irgendein Verkehrtchenkel durch die Schieferung verraten würde (vgl. Kap. 1.1.7 b). Im Süden unterscheiden sich schiefelige Partien des Kieselkalkes überhaupt nicht von gewissen Gesteinen der "Berriasien-Valanginien"-Schichten, weshalb eine Grenzziehung zwischen den beiden Formationen dort nicht ohne weiteres möglich ist. Die ca. 500 m mächtige Serie zwischen Malm und Oberem Barrémien lässt sich am Lac de Tsezuzier folgendermassen charakterisieren: Vom Liegenden zum Hangenden nehmen sandig-mergelige Kalke (Kieselkalke vom südlichen Typus) auf Kosten von Mergelkalcken und Mergeln (Typ der "Berriasien-Valanginien"-Schichten) an Häufigkeit zu. Meine Interpretation geht also dahin, dass in dieser Abfolge diverse Faziesrekurrenzen auftreten und die Tektonik nur zu einer Anhäufung bzw. Ausdünnung von einzelnen Sequenzen geführt hat, wobei interne Verfaltungen im Kleinbereich nicht auszuschliessen sind.

In weiter nördlich und nordwestlich gelegenen Profilen (Hinter Tierberg, Rottal, Grand'Gouilles) dominieren in den Palfris-Schichten mergelige Kalke und Mergelkalke, und es sind keine kieselkalkähnlichen Gesteine aufgeschlossen wie bei Luton.

Die Schichten des "Berriasien-Valanginien" treten in erster Linie als dunkelgrau bis braun anwitternde, weiche Geländefornem bildende, verschieferte Mergelkalke und Mergel auf. Tonminerale bilden neben den Karbonaten, unter denen Dolomit oft vertreten ist, die Hauptgemengteile. Feinverteilter Quarz ist stets anzutreffen, eigentlicher Sand nur in den kompetenten Schichtgliedern im Süden des Untersuchungsgebietes. Charakteristisch ist das Auftreten von Pyrit.

Die Mächtigkeit der Palfris-Schichten schwankt, v.a. tektonisch bedingt, von rund 50 bis zu mehreren hundert Metern, in der Grosslohner-Wildstrubel-Gruppe gar zwischen 30 und 600 m (FURRER, 1938: 91).

c) "Valanginien"-Kalk und Kieselkalk

VISCHER hat im SW-Quadranten von Blatt Lenk und im südlich anschliessenden Blatt St. Léonard des Geologischen Atlas zwischen "Berriasien-Valanginien"-Schichten und Kieselkalk den "Valanginien"-Kalk (= Diphyoides-Kalk) ausgeschieden. Abgesehen davon, dass eine Abtrennung vom hangenden Kieselkalk nicht überall möglich ist, spielt diese Formation keine wesentliche Rolle in bezug auf die Verkarstung im Untersuchungsgebiet. Es handelt sich bei diesem Gestein um gut geschichtete, grau anwitternde, z.T. geschieferte, leicht sandige Mergelkalke von mikritischer

bis feinspätiger Mikrostruktur.

Der darauf folgende Helvetische Kieselkalk lässt sich nur bedingt mit dem Typus am Pilatus vergleichen (FUNK, 1969). Die schöne Zweiteilung in einen Untern und Obern Kieselkalk kann zwar lokal ebenfalls, wenn auch nicht so deutlich, beobachtet werden, die Grenzziehungen beruhen aber nicht auf scharf abgetrennten Horizonten (fehlende Gemsmättli- und Lidernen-Schichten), sondern mehr auf geländemorphologischen Kriterien. Die im Liegenden und Hangenden anstehenden Gesteine wittern ebenso wie der Mittelteil dieser Formation stärker zurück als der düstere Wände bildende, eigentliche Kieselkalk. Eine Echinodermenbreccie als oberstes Schichtglied ist zum einen am Weg Rezliberg-Flüesee und zum andern in den steilen Flanken von Les Ehornettes oberhalb Mondralèche anstehend.

Der Kieselkalk hat eine graue, gelbliche, rotbraune oder dunkelgraue Anwitterungs- und eine schwarze Bruchfläche; seine Struktur ist mikritisch bis feinspätig mit Ausnahme der z.T. groben Echinodermenbreccien. Die Formation tritt im Untersuchungsgebiet in zwei Aufschlusszonen auf; in der nördlichen sind mergelige Sequenzen seltener als in der südlichen. Eine Wechsellagerung von harten, kieseligen und sandigen Kalken (5 - 20 cm) mit Mergelkalken (1 - 5 cm) herrscht auf der Berner Seite vor, während die Gesteine des "Hauterivien" in Richtung Südosten deutlich toniger werden und sich nur noch wenige, ruinenhaft verwitternde Felswände bilden können.

Am Seelein zwischen den Grauen Felsen und dem Rawilsee ist im oberen Grenzbe- reich der Kieselkalk-Formation ein belemniten- und phosphatführender Kondensations- horizont zu beobachten, ebenso am Weg zur Wildstrubel-Hütte oberhalb der Stieren- läger; ob dieser Horizont mit einer bekannten Zyklengrenze übereinstimmt, ist unge- klärt (LAUBER, 1975).

Im oberen Teil des Kieselkalkes der Rawil-Nordseite zeigt sich gelegentlich (Inneri Gelten, Rawilsee, Wallisdole) eine auffällige Verwitterungsform: Vorstehen- de, kieselige, schwammig aussehende Leisten umschliessen wie eine Matrix in Richtung der Faltenachsen gelängte, zigarrenförmige, kalkigere Körper; eventuell handelt es sich um eine Art Boudinage (vgl. WILDBERGER, 1975: 12).

Gelegentlich treten schichtparallele Silixknollen auf.

Die Mächtigkeit des Kieselkalkes nimmt von 260 m oberhalb des Rezliberges auf rund 300 m südlich der Iffigenalp zu, um am Südwestfuss der Plaine Morte über 400 m zu erreichen. Ebenfalls etwa 300 m sind bei Inneri Gelten zu finden, wo aber noch knappe 100 m lithologisch ähnlicher "Valanginien"-Kalk anstehen.

d) Drusberg-Schichten und Schratten-Kalk

LAUBER (1975) nennt eine am Rawilweg gelegene Abfolge aus Echinodermenbreccien, Mergeln und Mergelkalken Altmann-Schichten, welche aber nur bedingt mit dem von FUNK (1969) beschriebenen Paratyp vergleichbar sind.

Die Untergrenze der Drusberg-Schichten lässt sich generell dort ziehen, wo die

harten Kieselkalke durch eine Wechsellagerung von Mergelkalken und Mergeln abgelöst werden; im Wallis ist dieses Kriterium, bedingt durch die bathyalere Fazies des Kieselkalkes, nur schwierig anzuwenden. Ueberlagert werden die Drusberg-Schichten durch die Urgonfazies des Barrémien und des Unteren Aptien; diese Faziesablösung ist allerdings keine abrupte, vielmehr kündigt sich der Schratten-Kalk durch eine Zunahme von reinen Kalkbänken in den Drusberg-Mergelkalken an. Der Hauptteil der Drusberg-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von dunkelgrau bis bräunlich anwitternden, kieseligen Kalken und dunklen, sandigen Mergelschiefern.

Der Schratten-Kalk ist der Hauptträger der Verkarstungsphänomene im Rawil-Gebiet; seine Untergrenze wird beim Aussetzen von mergeligen Zwischenlagen gezogen, während der Top erosiver Natur ist. Die steilen, massigen Urgon-Wände und die grossen Karrenfelder prägen durch ihre weithin sichtbare, hellgraue Farbe das Landschaftsbild. Im grauen bis rötlichgrauen Bruch zeigt sich, dass sparitische Struktur, in gewissen Abschnitten mit Ooiden, vorherrschend ist. Unter dem übrigen Gestein kaum auffallende Bänke von kk. Feinsandstein sind besonders im oberen Teil des Schratten-Kalkes anzutreffen. Typische Orbitolinen-Schichten fehlen, aber immerhin lässt sich in der Wildhorn-Falte und der Rawil-Mulde durch leicht zurückwitternde, gut gebankte, sandige Kalke mit gelegentlichen Mergelzwischenlagen eine Trennung in einen Untern und Obern Schratten-Kalk rechtfertigen; gegen Süden zu verliert sich dieses Member, während es im Norden von der Tertiär-Transgression abgeschnitten wird.

An einigen Stellen lässt sich wenig über den Drusberg-Schichten ein Band von schwarzen, aus Chalcedon bestehenden Silexknollen verfolgen; ein weiteres Silexvorkommen konnte ich knapp unter der Gault-Transgression im Gebiet der Plaine Morte beobachten.

Ebenfalls im Untern Schratten-Kalk kann vielenorts eine mehr oder weniger starke Dolomitisierung festgestellt werden. Dieser Horizont ist aber nicht in allen untersuchten Profilen gleichermassen anzutreffen; so fehlt dieser bei Luton fast vollständig.

	Drusberg-Schichten	Schratten-Kalk
Hohberg	100 m	190 m
Flueschafberg	230 m	100 m
Firstli-Iffigläger	110 m	220 m
Inneri Gelten	170 m	80 m
Plaine Morte	180 m	150 m
Les Audannes	> 160 m	280 m

Tabelle 2: Mächtigkeiten der Drusberg-Schichten und des Schratten-Kalkes an einigen Stellen des Untersuchungsgebietes.

Die grossen Mächtigkeitsschwankungen von Drusberg-Schichten und Schratten-Kalk im Rawil-Gebiet sind einerseits darauf zurückzuführen, dass sich diese beiden Fazien nicht nur vertikal sondern auch lateral ablösen können, andererseits auf oberkretazischen und tertiären Erosionsphasen, die dem Urgon zu Leibe rückten (vgl. Tab. 2 und Fig. 2).

e) Gault, Seewer Kalk, Cholthal-Schichten und Amdener Mergel

Diese Formationen sind nur in einem schmalen Gürtel erhalten geblieben, der etwa dem Raum der Wildstrubel-Falte, der Rawil-Mulde und der Wildhorn-Antiklinale entspricht. Gegen Südosten wird dieser Streifen durch die Transgression der Wang-Schichten auf Urgon-Kalk begrenzt, gegen Nordwesten durch diejenige des Tertiär auf Schratten-Kalk.

Die Mächtigkeit des Gault erreicht maximal etwa zehn Meter. Charakteristisch sind Kalksandsteine, mergelige und schiefrige Sandsteine, grünsandiger Kalk und insbesondere die phosphoritführende Fossilschicht.

Ueber dem Gault steht die Abfolge von Seewer Kalk, Cholthal-Schichten und Amdener Mergeln an; (im obersten Tal der Sionne ruhen die Amdener Mergel lokal direkt auf Kieselkalk bzw. auf Drusberg-Schichten).

Der Seewer Kalk ist ein dichter, gut gebankter Mikrit, dessen Mächtigkeit bis 15 m erreicht. Darüber folgen mit allmählichem Uebergang die Cholthal-Schichten, eine Wechsellagerung von hellgrauen, harten Kalkmergeln mit hellgrauen, einen Stich ins grünliche aufweisenden, seewerkalkartigen Bänken, und dann die Amdener Mergel, eine monotone Abfolge von Kalkmergeln mit gelegentlichen Einschaltungen von Sandsteinen. Die beiden letztgenannten Einheiten sind nur undeutlich differenzierbar, umso mehr als sie in ihrem westlichen Verbreitungsgebiet, im Gegensatz zu Zentral- und Ostschweiz, keine unterschiedlichen Karbonatgehalte aufweisen (OBERHÄNSLI, 1978).

Die Mächtigkeit der mergeligen Serien ist schwierig anzugeben, da tektonisch bedingte Reduktionen und Anhäufungen sicher vorkommen; eine gültige Angabe wird bei 50 m als Maximalwert liegen.

f) Wang-Schichten

Die Wang-Schichten finden sich im Gebiet paläogeographisch südlich der Wildhorn-Falte; das Liegende wird in Richtung Südosten sukzessive durch ältere Formationen repräsentiert: Während in der Rawil-Mulde noch Amdener Mergel die Unterlage bilden, ist es in der Tothorn-Decke auf dem Rezlberg bereits der Quintner Kalk. Parallel mit der wachsenden Schichtlücke nimmt in der Wildhorn-Decke auch die Mächtigkeit zu; sie erreicht im Süden über 200 m (La Motte). Die Obergrenze der Wang-Formation wird generell durch die eozäne Transgressionsfläche gebildet; stellenweise sind diese Schichten in tektonischem Kontakt mit ultrahelveticen Divertikeln (vgl. Fig. 2).

Lithologisch handelt es sich bei den Wang-Schichten um feinsandige bis siltige,

meist gut gebankte, leicht mergelige Kalke; der Karbonatgehalt nimmt gegen oben i. allg. zuungunsten des Detritus zu. Typisch ist eine mehr oder weniger starke Verkieselung.

Die Grundmasse des grauen bis graubraunen Gesteins besteht aus Calcit (Mikrit), in die Fossiltrümmer und siliziklastischer Detritus eingebettet sind.

g) Tertiäre Gesteine

Im Eocaen erreichte die Tertiär-Transgression von Südosten her den Raum der Wildhorn-Decke im Rawil-Gebiet. Gesteine des Lutétien lassen sich bis in die Wildhorn-Antiklinale feststellen. Weiter im Nordwesten transgredieren Schichten des Oberen Eocaen. Die unterliegenden Gesteine sind im Südosten diejenigen der Wang-Formation, in der Rawil-Mulde Amdener Mergel und weiter nördlich Schratten-Kalk.

Beim Lutétien handelt es sich um gelbe bis braune Sandsteine und dunkle bis gelbe, sandige Sparite; die Mächtigkeit beträgt maximal rund 13 m.

Darüber folgt eine ungefähr 100 m mächtige Serie von graubraunen Sandsteinen, die gegen das Hangende zu immer toniger werden (= Hohgant-Sandstein und Hohgant-Sandsteinschiefer) und ihrerseits in graubraune, schiefrige, siltige Mergel übergehen (= Globigerinen-Schiefer).

Weiter nördlich, etwa ab dem Iffigental, fallen unter die Hohgant-Schichten zwei Zyklen von Sandsteinen und vorwiegend sparitischen Kalken; nordwestlich der Iffigen-Mulde ist nur noch ein Sandstein-Kalk-Zyklus zur Ablagerung gelangt. Die Sandsteine sind hellgrau bis braun, die Kalke braungelb bis schrattenkalkähnlich hellgrau; zwischen Quarzsandsteinen und reinen Kalken sind jegliche Uebergänge zu finden.

Im Fenster von Lenk transgrediert Lithothamnien-Kalk direkt auf Unteren Schratten-Kalk, während im etwas südlicher gelegenen Fenster von Schwand noch geringmächtig klastisches Gestein dazwischengeschaltet ist.

In den nördlichen Aufschlusszonen sind die Globigerinen-Schiefer, zumindest im untern Teil, bedeutend kalkiger als ihre Aequivalente auf dem Rawil. Einschaltungen von meist sparitischen Lithothamnien-Kalken in den Globigerinen-Schichten, Wängen-Kalke genannt, sind im gesamten Untersuchungsgebiet verbreitet. Die Globigerinen-Schichten weisen oben ab und zu Einschaltungen von Sandsteinbänken auf.

h) Ultrahelvetische Gesteine

Die ultrahelvetischen Decken treten im Rawil-Gebiet zum einen als Klippen auf dem Rücken der Wildhorn-Decke, zum andern als Rahmen von helvetischen Fenstern und allgemein als Bedeckung des Helvetikums in der Sattelzone auf.

Diese Gesteine sind durch ihre ursprünglich südlichere und damit landfernere Lage meist toniger als die entsprechenden der Wildhorn-Decke; die meisten ultrahelvetischen Formationen haben deshalb eine wasserstauende Lithologie. Letztere Eigen-

schaft wird verstärkt durch die mannigfaltigen tektonischen Phänomene wie Ruschelzonen, Zerreißungen u.a., zu denen diese tonigen Gesteine neigen.

Als Ausnahme können der Malm-Kalk und die Wang-Schichten gelten, die ihren helvetischen Entsprechungen stark gleichen und deshalb z.T. in die Verkarstung des Kreide-Tertiär-Stockwerkes einbezogen sind, ferner triadische Rauhwacken und evt. Gips und Dolomit, die sich auf den moränenbedeckten Langermatten mit Dolinen manifestieren.

1.1.3 Abgewickeltes lithostratigraphisches Profil durch das Rawil-Gebiet

Figur 2 zeigt ein abgewickeltes geologisches Profil durch die Wildhorn-Decke im Gebiet des Rawil-Passes. Es demonstriert die möglichen Zusammenhänge der verschiedenen karstfreundlichen Formationen (vgl. mit Tab. 3 und Fig. 20), sofern nicht Tektonik daran beteiligt ist.

1.1.4 Gesteine und Erscheinungen des Quartärs

Als mehr oder weniger dicker Mantel über dem Anstehenden sind quartäre Lockergesteine im Untersuchungsgebiet weit verbreitet. Zum überwiegenden Teil sind sie wegen ihrer groben Beschaffenheit gut wasserdurchlässig, was sich u.a. in den vielen Bachversickerungen äussert (vgl. Kap. 2.4).

Grund- und Wallmoränen finden sich in grosser Ausdehnung im heutigen und ehemaligen Verbreitungsgebiet der Gletscher. Glazialen Ursprungs sind auch die Uebertiefungen diverser Talabschnitte. Der Boden des Iffigsees liegt über 50 m tiefer als die Felsschwelle im Osten des Beckens (vgl. Kap. 2.2); wieviel Lockermaterial noch über dem anstehenden Fels liegt ist unbekannt. Die Anlage dieser Mulde ist an die Globigerinen-Schiefer gebunden, die talauswärts vom Iffigsee-Bruch abgeschnitten werden, auf dessen anderer Seite eine Schwelle aus hartem Schratten-Kalk ansteht.

Eine weitere, bedeutende Uebertiefung liegt im Gebiet der Wallisdole, wo die Felssohle, wahrscheinlich durch ultrahelvetische Gesteine oder alttertiäre Schichten der Wildhorn-Decke gebildet, bis zu 70 m mit Lockermaterial bedeckt ist; diese Senke wird durch die Kieselkalk-Schwelle im Kern der Hohberg-Antiklinale abgeriegelt (vgl. SCHELLER & EGLOFF, 1972).

Weitere übertiefte Talkessel sind eventuell bei Les Andins, auf der Montagne de Rawil (jetziges Becken des Lac de Tseuzier) und vielleicht auf dem Rezlberg zu finden. Bei den allseitig geschlossenen, kleinen Wannern beim Rawil-Pass, auf der Plaine Morte sowie nördlich und südlich des Wildhorns sind die glazialen und die Karst-Einflüsse bei deren Bildung nicht auseinanderzuhalten. Die Eintragung von Felskoten unter dem Glacier de la Plaine Morte im Geologischen Atlas Blatt Gemmi lässt auch dort eine glaziale Uebertiefung vermuten.

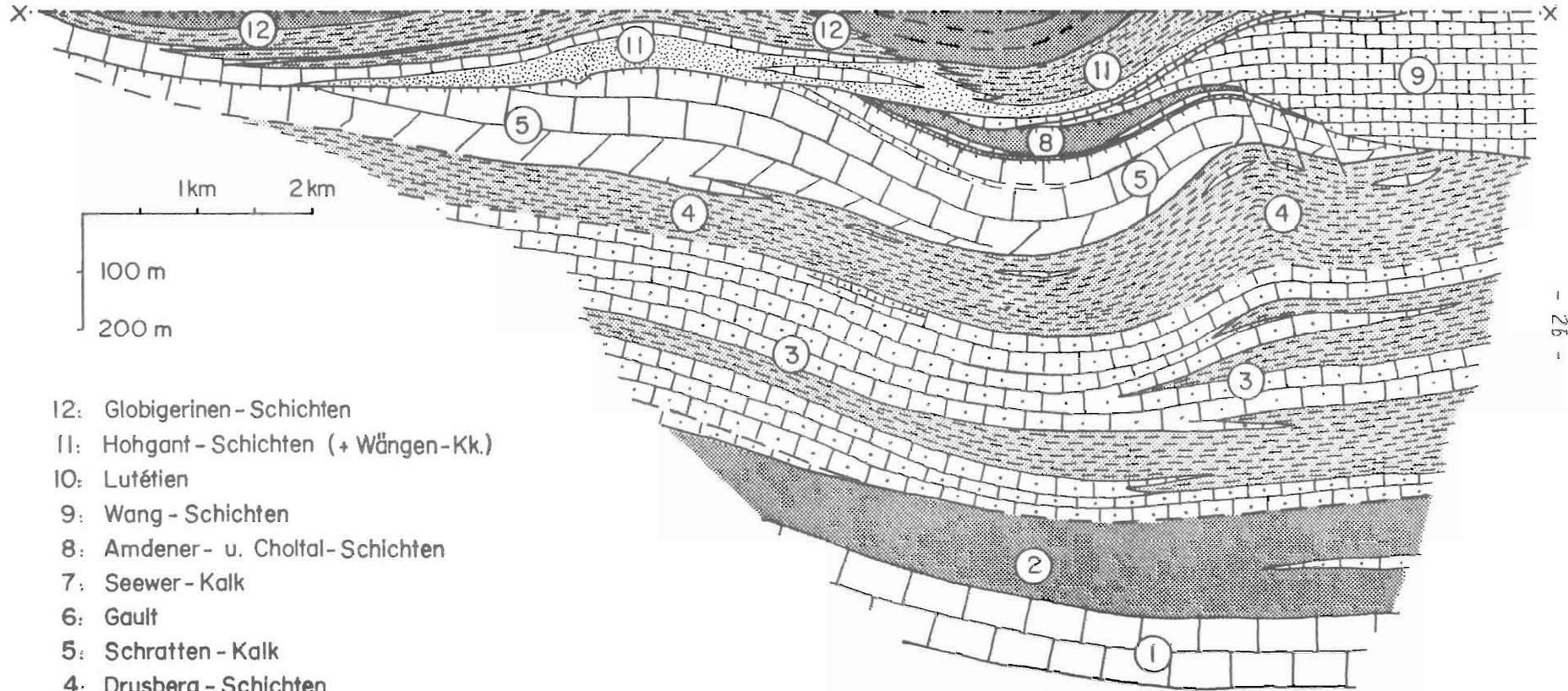
LENK

IFFIGENALP

PLAINE MORTE



Antiklinal-Achsen



- 12: Globigerinen - Schichten
- 11: Hohgant - Schichten (+ Wängen - Kk.)
- 10: Lutétien
- 9: Wang - Schichten
- 8: Amdener - u. Chofal - Schichten
- 7: Seewer - Kalk
- 6: Gault
- 5: Schratzen - Kalk
- 4: Drusberg - Schichten
- 3: Kieselkalk (inkl. Altmann - Sch. u. "Valanginien" - Kalk)
- 2: "Berriasien - Valanginien" - Schichten
- 1: Malm - Kalk

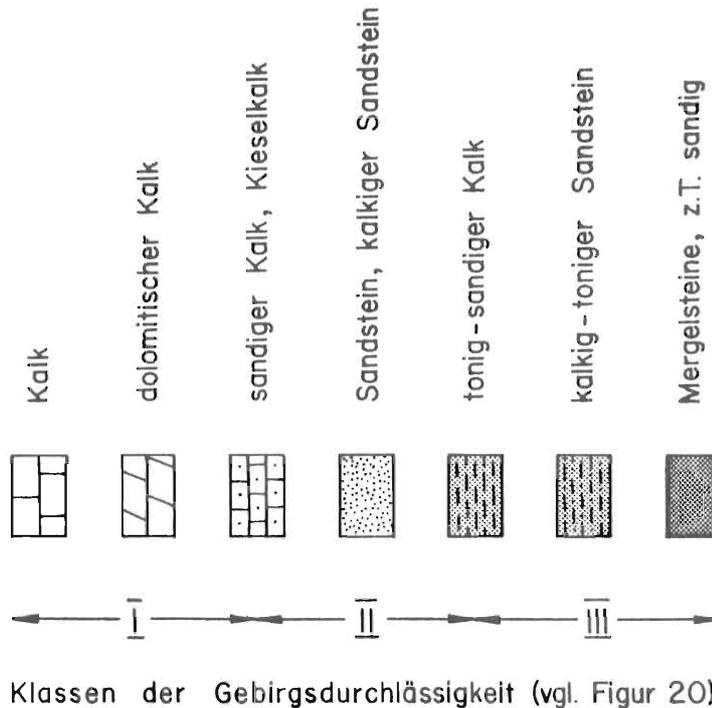


Fig. 2: Schematisches, abgewickeltes Querprofil durch die Wildhorn-Decke zwischen Lenk und der Plaine Morte. Beachte die starken Mächtigkeitsänderungen von Schraffen-Kalk und Drusberg-Schichten in der Streichrichtung des Gebirges (siehe Tab. 2).

Frost- und Lawinenschutt bildet ausgedehnte, girlandenförmige Halden am Fuss der Felswände; gelegentlich wird der Gehängeschutt durch periodische und episodische Bäche verschwemmt. Flache Schwemmfächer haben sich u.a. im Iffigtal und südlich des Rawil-Passes entwickelt. Bei Erniedrigung der sperrenden Felsschwellen haben sich die Bäche in ihre eigenen Ablagerungen eingetieft, beispielsweise im Iffigtal drei und mehr Meter oder bei Lourantse, wo sich die Liène und ihre Nebenbäche ebenfalls einige Meter im Lockergestein eingefressen haben.

Im Untersuchungsgebiet sind auch einige Beispiele von Epigenesen zu finden; (Seetäli, Rezliberg; vgl. WILDBERGER, 1979).

Weitaus der grösste Bergsturz im Untersuchungsgebiet ist jener, welcher sich am 30. Mai 1946 infolge eines Bebens vom SW-Grat des Six des Eaux Froides löste und mit 4 Mio m³ Schutt Teile der Alp Sérin verwüstete (MONTADON, 1946). Im weiteren sind zu erwähnen die Felsstürze von Stiereniffigen und von Groppi (80'000 m³).

In Form von Sackungen lösten sich einzelne Schraffen-Kalk-Pakete aus der den Hohberg südlich begrenzenden Wand und glitten auf den Drusberg-Schichten talwärts. Die weitaus grösste Sackung des Gebietes, wenn auch morphologisch nicht so stark herausstechend, ist diejenige am Westhang des Firstli, wo eine Gesteinsmasse aus Eocaen bis Barrémien, von der noch ungefähr 12 Mio m³ erhalten sind, um etwa 140 m tiefer geglitten ist.

1.1.5 Zusammensetzung der Karbonate und der Tonfraktion. Uebrige Minerale

Neben Faktoren wie Klüftung, Schichtigkeit, Mächtigkeit, Geländeneigung sowie Klima, Vorflutniveau usw. spielen für die Verkarstung vor allem der Chemismus und die Struktur der Gesteine eine Rolle; (die Trennung dieser verschiedenen Einflüsse und ihre gegenseitige Abhängigkeit ist allerdings in der Praxis schwierig!; mit den klimatischen Schwellenwerten der Karstentwicklung befasste sich PFEFFER, 1976).

Der Gesamtkarbonatgehalt setzt grössenordnungsmässig die Limite des löslichen Gesteinsanteils. Die Chemie der Karbonate spielt aber für die Lösungsfreudigkeit auch noch eine grosse Rolle, so sind Mg- Calcite leichter korrodierbar als reine Calcite (WEDEPOHL, 1970; TRUDGILL, 1976) und dieser wiederum besser als Dolomit (MUXART-STCHOUZKOY, 1975). Daneben spielt aber auch die Struktur des Gesteins eine wesentliche Rolle, indem nämlich dichte, mikritische Kalke bedeutend langsamer gelöst werden als sonst gleichwertige, sparitische (GERSTENHAUER & PFEFFER, 1966; MONOPOLIS, 1973; SCHUNKE, 1976). Auswirkungen der Mikrostruktur auf die morphologischen Kleinformen beschrieb TUCAN (1911) aus Kroatien und SCHNEIDERHÖHN (1921) von SW-Afrika, wo sie Rillenkarren nur auf verzahnt struierten Gesteinen beobachten konnten, hingegen nicht auf solchen mit unverzahnten Kristallindividuen.

In Tabelle 3 sind die für die Verkarstung wichtigsten chemischen Parameter der Gesteine im Rawil-Gebiet zusammengefasst. Es lässt sich daraus u.a. die Art der zu erwartenden Markierung der Wässer durch den Aquifer herauslesen (vgl. dazu mit Kap. 3.1).

Low-Mg-Calcite ist das vorherrschende Karbonatmineral; gefärbte Dünnschliffe zeigen einen gewissen Fe-Gehalt des Calcit in verheilten Rissen sowie in tertiären Gesteinen. Dolomit erscheint im Schratten-Kalk v.a. als idiomorphe Kristalle in calcitischer Umgebung, erst bei grossem Gehalt ergibt sich durch die gegenseitige Wachstumsbehinderung ein gleichkörniges Gefüge. Dolomit ist in Dünnschliffen der restlichen Formationen, selbst in gefärbten, nicht zu sehen; wahrscheinlich beruht das röntgenographisch bewiesene Vorkommen dieses Minerals in jenen Gesteinen auf kleinst-räumigen Reaktionen von Calcit mit Schichtsilikaten.

Von den in Tabelle 3 nicht aufgeführten oder spezifizierten Mineralen sind v.a. noch die Tone und der Pyrit von einiger Wichtigkeit für die Verkarstung.

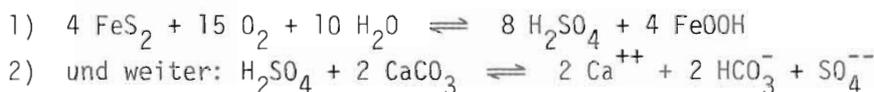
In der Fraktion < 2 µm, welche nicht ganz identisch ist mit dem Tonmineralgehalt, herrscht der Illit vor. Kleine Beimengungen von Illit/Montmorillonit in unregelmässiger Wechsellagerung treten in beinahe allen Präparaten auf. Etwa in jeder zweiten Probe ist auch Chlorit nachweisbar; die Häufigkeit des Auftretens der Chlorite ist aber in der Oberkreide und im Tertiär sehr viel kleiner als in der Unterkreide.

Pyrit tritt in der ganzen stratigraphischen Kolonne auf, in Mengen von über 1 % jedoch nur in mergeligen Gesteinen wie Palfris-Schichten, Kieselkalk z.T., Drusberg-

	Lithologie (schematisch)	Lithostratigraphie		Karbonat (%)	Calcit (%)	Dolomit (%)	Quarz (%)	Feldspäte (%)	Tonmineral (%)	Mg/Ca (%) (im Karbon)
		N	Mächtigkeit (m)							
Tertiär	12	12	Globigerinen - Sch. 100 - 100	25 (47) 68 n=14, s=9.5	25 (46) 68 n=14, s=8.9	0 (0.9) 11 n=14, s=3.0	3 (16) 28 n=6, s=8.7	0 (2) 5 n=6, s=2.1	22 (34) 45 n=6, s=9.7	0 (2) 7 n=14, s=1.8
	11	11	Hohgant - Serie 30 - 110	70 (88) 96 n=12, s=8.3	70 (87) 96 n=12, s=8.7	0 (0.4) 5 n=12, s=1.4	0 (6) 46 n=41, s=12.6	0 (0.2) 1.3 n=15, s=0.5	0 (6) 49 n=41, s=13.8	0.6 (2) 3 n=12, s=0.9
Q. Kreide	9	10	Lufétien 0 - 10	1 (27) 50 n=25, s=13.7	1 (27) 50 n=25, s=13.7	0 (0) 0 n=25, s=0	33 (64) 100 n=69, s=23	0 (1) 10 n=30, s=2.7	0 (8) 42 n=69, s=11.5	0 (2) 3 n=25, s=0.9
Untere Kreide	5	9	Wang - Schichten 0 - 250	39 (69) 92 n=12, s=14	39 (65) 92 n=12, s=15	0 (4) 10 n=12, s=3.4	8 (12) 26 n=3, s=7.0	1 (3) 10 n=3, s=4.5	10 (15) 33 n=3, s=10	0.6 (3) 6 n=12, s=1.8
	8	8	Choltal - Schiefer 0 - 30 - 0	42 (64) 70 n=10, s=8.5	42 (63) 70 n=10, s=8.6	0 (0.3) 3 n=10, s=1.0	- (14) - n=2	- (1) - n=2	- (21) - n=2	1 (2) 3 n=10, s=0.6
	7	7	Seewer Kalk 0 - 20 - 0	90 (93) 97 n=6, s=2.8	90 (93) 97 n=6, s=3.0	0 (0) 0 n=6, s=0	- (2) - n=1	- (0) - n=1	- (4) - n=1	0 (0.9) 2 n=6, s=0.7
	6	6	Gault 0 - 10 - 0	18 (46) 64 n=6, s=2.2	18 (46) 62 n=6, s=2.2	0 (0.3) 2 n=6, s=0.8	- (36) - n=1	- (1) - n=1	- (17) - n=1	0.6 (2) 3 n=6, s=1.0
	5	5	Schratten - Kalk 70 - 200 - 0	52 (94) 100 n=42, s=8.3	27 (85) 100 n=42, s=21.1	0 (9) 66 n=42, s=19.1	0 (4) 48 n=11, s=16	0 (0.4) 3 n=7, s=1.1	0 (2) 15 n=11, s=4.5	0 (6) 35 n=42, s=9.4
	4	4	Drusberg - Sch. 80 - 200	37 (73) 99 n=34, s=16	37 (72) 99 n=34, s=15	0 (1) 13 n=34, s=2.1	2 (12) 26 n=5, s=9.1	0 (2) 9 n=5, s=3.9	1 (13) 27 n=5, s=12	0 (2) 6 n=34, s=1.3
	3	3	Kieselkalk 320 - 420	27 (58) 88 n=37, s=14	23 (57) 88 n=37, s=15	0 (1) 7 n=37, s=1.6	5 (24) 41 n=7, s=13	1 (3) 6 n=7, s=1.6	8 (14) 27 n=7, s=6.8	0 (2) 7 n=37, s=1.6
	2	2	Berrias-Valang-Sch. 100 - 190	42 (71) 91 n=17, s=16	34 (68) 91 n=17, s=19	0 (3) 10 n=17, s=3.8	8 (12) 36 n=6, s=11	0 (0.8) 3 n=6, s=1.7	8 (16) 44 n=6, s=13	1 (4) 10 n=17, s=2.6
Malm	1	1	Malm - Kalk - 140	87 (95) 100 n=13, s=3.7	87 (95) 100 n=13, s=3.7	0 (0) 0 n=13, s=0	0.9 (3) 7 n=3, s=1.2	0 (0.4) 0.6 n=3, s=0.3	0 (2) 7 n=3, s=0.8	0.6 (1) 2 n=13, s=0.5

Tabelle 3: Stratigraphisches Sammelprofil durch die Wildhorn-Decke im Gebiet des Rawil-Passes mit einigen Gesteinsparametern (Minimal-, Durchschnitts- und Maximalgehalte; n = Probenzahl, s = Standardabweichung). In der Zeile der Choltal-Schiefer sind ebenfalls die Werte für die nicht leicht von diesen abtrennbaren Amdener Mergel verwendet.

und Globigerinen-Schichten. Ein extremer Pyritgehalt wurde mit ca. 20 % in einer dünnen Mergellage der Unteren Orbitolina-Schichten festgestellt (WILDBERGER, 1975). Die Bedeutung des Pyrits für die Verkarstung liegt in seiner Art der Verwitterung (z.T. nach MOREHOUSE, 1968):



Die Rückstände der ersten Reaktion sind mir als eigentliche, bis mehrere Zentimeter grosse Nester von Goethit vom Schratten-Kalk des Karrenfeldes Twärenen-Räui (Axen-Decke s.l.) im Muotatal bekannt. Die Oxydation von Pyrit ist in der vertikal durchströmten Zone des Karstes am stärksten und etwas weniger intensiv unterhalb dem permanenten Karstwasserspiegel (PASQUIER & PERSOZ, 1977); Goethit bildet sich bevorzugt im basischen Milieu (MACKENZIE & MELDAU, 1959; SCHELLMANN, 1960), dem Normalfall im Karst (vgl. Kap. 3.1.5).

Die durch den Abbau von einem Gramm Pyrit gebildete, praktisch vollständig dissoziierende Schwefelsäure vermag also etwa 3.3 g Calcit zu lösen und damit einen merklichen Beitrag zur Kalkkorrosion zu liefern; gleichzeitig ergeben diese Reaktionen ca. 1.5 g Sulfat pro Gramm Sulfid und können damit die Lösung von Gips vortäuschen.

Quarz kommt sowohl als detritisches Material wie auch authigen vor. Letzteres in erster Linie als Komponente des Bindemittels im Kieselkalk, den Wang-Schichten und in tertiären Quarzsandsteinen. Stärker verbreitet sind hingegen terrigene Quarzkörner; in unterkretazischen Gesteinen sind die Körner im Mittel rund 0.05 mm gross, die Wang-Formation birgt mehrheitlich Quarz der Silt- und Feinsandfraktion. Meist deutlich gröber sind die Quarzkörner im Gault und den Hohgant-Schichten; in diesen findet eine generelle Korngrößenabnahme von Nord nach Süd, bzw. vom Liegenden zum Hangenden statt; maximale Durchmesser des Detritus liegen in paläogenen Schichten bei ca. 15 mm.

In ähnlichen Korngrößenklassen bewegen sich die Feldspäte; unter diesen finden sich Plagioklase mit niedrigem Anorthitgehalt und Kalifeldspäte. Akzessorische Minerale sind Hellglimmer, seltener Biotit, sowie die Schwerminerale Siderit, Zirkon, Turmalin, Rutil, Stauroolith, Spinell und Apatit. Glaukonit ist nur in einzelnen Gesteinsbänken stärker vertreten ("Altmann"-Schichten, Gault, basales Tertiär), ebenso wie Phosphorit (Kieselkalk, Gault, Wang-Schichten); Silixknauer (Malm, Kieselkalk, Schratten-Kalk) bestehen oft aus Chalcedon.

1.1.6 Paläokarst und -relief

Obschon dem Paläokarst keinerlei Bedeutung für die rezente Hydrologie zukommt, sei hier kurz auf diesen eingegangen.

SCHAUB (1936) beschreibt metertiefe Infiltrationen der Südfazies des Gault in schrattenähnliche Vertiefungen des liegenden Urgon-Kalkes; auf der Plaine Morte konnte gar ein Karstrelief von einigen Metern Tiefe gefunden werden; eine gewisse Wellung der Transgressionsfläche lässt sich aber auch unter der nördlichen Ausbildungsart der Mittleren Kreide beim Rothorn beobachten.

Eine Landphase vor der Ueberflutung durch das Tertiär-Meer erlaubte eine Verkarstung des im Nordwesten blossliegenden Urgon-Kalkes; eigentliche Paläokarren konnten keine mit Sicherheit erkannt werden, hingegen ist die Kontaktfläche meist im Dezimeter- bis Meterbereich gewellt. Aber auch grössere Reliefunterschiede konnten gefunden werden: Im Steilabfall auf der Nordseite des Hohbergs liegt eine etwa 40 m tiefe und über hundert Meter breite Eindellung der Transgressionsfläche, ein fossiles Tal oder eine ehemalige Karstsenke repräsentierend; beim Iffigsee lässt sich eine ca. acht Meter hohe, ursprünglich senkrechte Stufe im Oberen Schratten-Kalk beobachten (WILDBERGER, 1975).

Es gibt verschiedene Hinweise, dass die Divertikulation der ultrahelvetischen Decken auf ein erosives und gefaltetes Relief der Wildhorn-Decke erfolgte.

1.1.7 Tektonik

a) Ueberschiebung der ultrahelvetischen Decken; tektonische Stockwerke innerhalb der Wildhorn-Decke

An der Wende Eocaen/Oligocaen glitten ultrahelvetische Divertikel auf die bereits leicht gefaltete und/oder anerodierte Wildhorn-Decke und verfalteten sich gemeinsam (BADOUX, 1946, 1972).

Die nur schwache Konnektion des Karstes in Helvetikum und den Klippen der Sattelzone beruht zum einen auf der starken Verbreitung von undurchlässigem Gestein in den letzteren, zum andern auf der oft intensiven Störung des Gesteinsverbandes im Ultrahelvetikum, so dass keine grösseren, zusammenhängende Aquifere entstehen konnten.

Die Aufschiebung der Wildhorn-Decke im Untersuchungsgebiet spielt für die Verkarstung kaum eine Rolle, so dass in diesem Zusammenhang nicht auf diese Basisfläche eingegangen werden muss.

Die relativ plastischen Palfris-Schichten bilden in der Wildhorn-Decke die Grenze zwischen zwei unterschiedlichen Baustilen (vgl. Tab. 1 und Fig. 14). Zudem lässt sich eine leichte Disharmonie zwischen dem Kieselkalk und dem steiferen Schratzen-Kalk in den tiefen Quertälern der Nordseite, besonders beim Iffigbach und der Saane, beobachten.

In der Rawil-Mulde bedingen die weichen Choltal-Schichten und die Amdener Mergel einen vollständigen Wechsel in der Anordnung der unterkretazischen und der tertiären Formationen: Einfache Verbiegungen und Bruchtektonik unten und eigentliche Verschuppungen oben. Deutlich lässt sich dieses Phänomen vom Ammertenhorn über den Tierberg und die Laufböden bis zum Rawil-Pass verfolgen. Weiter im Westen sind die Verschuppungen auf die Amdener Mergel, die Choltal-Schichten und den Seewer Kalk beschränkt und dadurch nur mit Hilfe von paläontologischen Datierungen erkennbar (vgl. H. Oberhänsli in WILDBERGER, 1979: 65).

b) Faltenbau, Brüche, Schieferung und Klüftung

Figur 3 gibt Auskunft über den Verlauf der Antiklinalen und Synklinalen im Rawil-Gebiet sowie über deren Benennung. Der Urgon-Kalk bestimmt im wesentlichen den Charakter der Falten, er bildet quasi ihr Gerüst. Die Richtung der Grossfalten bestimmt im grossen ganzen die Abflussrichtung der versinkenden Wässer (vgl. Kap. 2.5).

Der relativ einfache Faltenbau wird durch Störungen wesentlich kompliziert; die grossen unter diesen lassen sich fünf Gruppen zuordnen:

1) Oberkretazische Verwerfungen

- 2) Faltenabschiebungen
- 3) Auf- und Ueberschiebungen (deckenintern)
- 4) Querbrüche
- 5) Streckungsbrüche

Obige Nummerierung entspricht der aus den gegenseitigen Beziehungen gewonnenen Altersabfolge der Bruchsysteme; einzig die Stellung der Querbrüche ist insofern nicht gesichert, als dass sie auch älter als die Ueber- und Abschiebungen sein könnten.

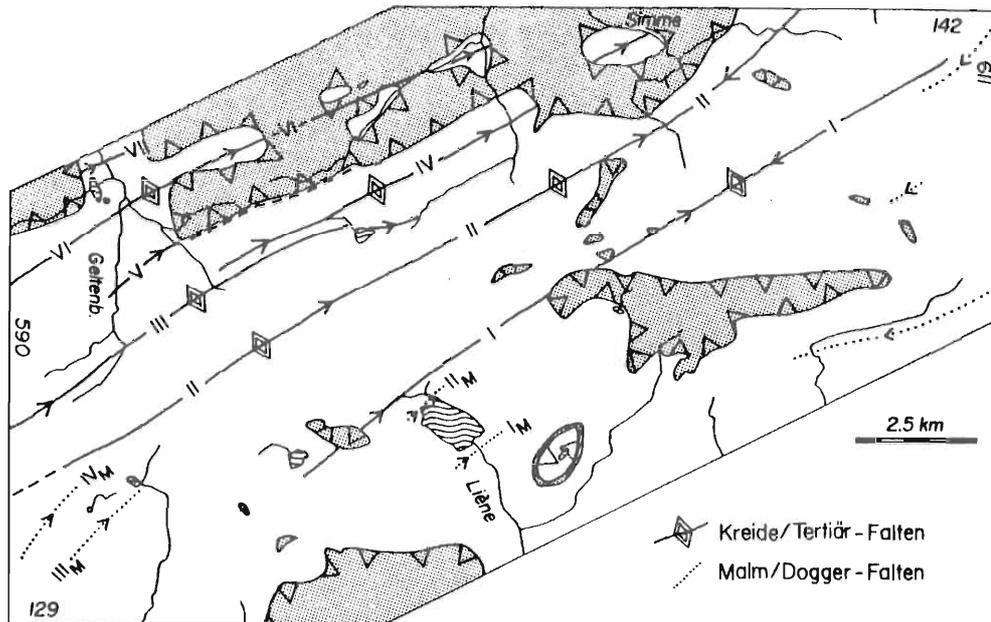


Fig. 3: Genereller Verlauf von Falten und Mulden im Helvetikum des Untersuchungsgebietes sowie die Richtung des effektiven Achsengefälles (weiss: Helvetikum, gestert: Ultrahelvetikum). Benennung der Anti- und Synklinalen wo möglich nach SCHAUB (1936).

Kreide/Tertiär-Stockwerk:

- I. Wildstrubel-Falte
Rawil-Mulde
- II. Wildhorn-Falte
Iffigen-Mulde
- III. Niesenhorn-Falte
Mulde von Stiereniffigen
- IV. Hohberg-Falte
Mulde von Grossi Witi
- V. Follhore-Falte
Chütungel-Mulde
- VI. Holzersflue-Falte (Fenster von Schwand)
- VII. Lauenensee-Falte (Fenster von Lenk)

Malm/Dogger-Stockwerk (im Osten verschuppt):

- I_M Pli de Tsezuzier
Synclinal du Lac
- II_M Pli de la Montagne du Rawil
- III_M Pli du Sérac
Synclinal des Grand'Gouilles
- IV_M Pli du Sublage

Von nur lokaler Bedeutung sind die Brüche kretazischen Alters im Süden des Untersuchungsgebietes (vgl. LUGEON, 1914/16/18: 236; SCHAUB, 1936: 351).

Faltenabschiebungen sind praktisch im Normalschenkel jeder vergenteten Grossantiklinale des Rawil-Gebietes zu beobachten und zwar als mehr oder weniger parallel zur Faltenachsenfläche stehende Abschiebung. In nicht kompetenten Gesteinen tritt eine Auffächerung in mehrere Störungslinien auf. Die Sprunghöhen können Beträge von über 200 m erreichen (Wildhorn-Antiklinale). Die jüngeren Störungen zerhacken und versetzen die Faltenabschiebungen oft in komplizierter Weise.

Die Rawil-Mulde wird zwischen Les Audannes und dem Tierberg durch eine Aufschiebung von der südlich anschliessenden Wildstrubel-Falte getrennt. Die Sprunghöhe beträgt im Maximum keine 200 m. Aufschiebungen kleineren Ausmasses sind innerhalb der genannten Synklinale zu beobachten; z.T. sind nur oberkretazische und tertiäre Schichten erfasst (vgl. LAUBER, 1975; WILDBERGER, 1979: 64).

Auf dem Hohberg, bei der Alp Ritz und im Fenster von Schwand kann man guer zur Antiklinal-Achse stehende Brüche erkennen, bei denen das östliche Kompartiment tiefer steht als das westliche. Ihr Versetzungsbetrag ist mit höchstens 30 m zu beziffern.

Wie ihr Name besagt, bewirken die W-E-streichenden, die Falten- und Muldenachsen schief schneidenden Streckungsbrüche durch ihren dextralen Bewegungssinn eine Dehnung, d.h. Verlängerung von Syn- und Antiklinalen; gleichzeitig wird durch die Anordnung der Flügel das generelle (effektive) Achsengefälle herabgesetzt, denn es ist flacher als es in den einzelnen Schollen gemessen werden kann. Dies kann so weit gehen wie am Wildstrubel, wo das primäre, nach ENE gerichtete Achsenfallen in ein solches nach WSW umgekehrt wurde. Die Axialdepression liegt im Gebiet Rezliberg - Glacier de la Plaine Morte.

Die Streckungsbrüche als tiefgreifende Störungen stellen den nach den Falten und Mulden wichtigsten, die Abflussrichtung der unterirdischen Wasser steuernden Faktor dar: Die grösste unter ihnen, die Iffigsee-Verwerfung quert fünf bis sechs Falten und die dazwischenliegenden Mulden, vom Rothorn bei Lauenen bis zum Sex Mort, was einer Strecke von beinahe zwölf Kilometern entspricht; in der Wildhorn-Antiklinale hat er eine Horizontalverschiebungskomponente von 700 m und weist eine Sprunghöhe von 300 bis 400 m auf.

Kleinfalten in wechselgelagerten Formationen im Kern von Grossfalten sind häufig; kleinräumige Verbiegungen zeigt oft auch der Malm-Kalk, dies im scharfen Gegensatz zum mehr massigen, zu Brüchen neigenden Schratten-Kalk.

Schieferungsflächen sind ausser in den reinen Kalken und den Sandsteinen im gesamten Gebiet zu finden; die Intensität der Clivage nimmt von NW nach SE zu, wo stellenweise zwei Schieferungen manifest werden.

Wichtige potentielle Wasserbahnen sind die offenen Klüfte; vorherrschend sind ac-Klüfte (LAUBER, 1975). Von der Dichte des Kluftnetzsystems existieren keine

Messungen im Untersuchungsgebiet; für die Abflussrichtung der Wässer spielt dies aber auch nur eine untergeordnete Rolle (vgl. Kap. 2.5). Abgesehen von durch ihre Lage bezüglich der Falten bedingten lokalen Unterschieden, lassen sich in massigen Gesteinen eher wenige, dafür offene Klüfte finden, viele, hingegen engere aber in den mehr tonigen Gebirgsarten (vgl. ZöTL, 1974: 5).

c) Quartäre seismotektonische Erscheinungen

Das Untersuchungsgebiet gehört zur seismisch aktiven Zone der westlichen Schweiz und erst noch zu einem Raum mit grossen Erdbeben-Intensitäten (PAVONI, 1977, 1980); Die Linien maximaler Kompression, gewonnen aus der Interpretation von Herdlösungen einiger Erdbeben, liegen horizontal und stehen senkrecht auf der Steigrichtung der Falten, was das Andauern des neotektonischen Stressfeldes bedeutet (PAVONI & MAYER-ROSA, 1978).

Die letzte stärkere Bebenserie im Mittelwallis und dem angrenzenden Berner Oberland ereignete sich 1945/46 und richtete grosse Schäden an (MONTANDON, 1946), u.a. durch den in Kapitel 1.1.4 schon erwähnte Bergsturz am Rawilhorn. Der genannte Autor erwähnt auch ein hydrogeologisch bemerkenswertes Phänomen: Das Beben vom 25. Januar 1946 verursachte eine enorme (, beim Pegel an der Rhone bei Sion aber nicht mehr erkennbare) Zunahme des Abflusses der Liène, eine Erscheinung, die vielleicht durch seismisch bedingte Entleerung von Karstwasser-Reservoirs im Gebiet Tseuzier-Plaine Morte eine Erklärung finden könnte.

Rezente Geländedeformationen, die in Zusammenhang mit Wassereintrüben in den Sondierstollen für einen Rawil-Tunnel gestellt werden, beschreibt SCHNEIDER (1980).

1.2 Klimatischer Rahmen

Das Untersuchungsgebiet liegt wie die ganze übrige Schweiz in einem Mischbereich von maritimem und kontinentalem Klima. Das Wetter wird hauptsächlich durch Winde aus dem westlichen Sektor bestimmt, die das ganze Jahr Niederschläge bringen können. Die Klimascheide zwischen der Alpennordseite und dem inneralpinen Trockental des Wallis liegt, aus subjektiven Eindrücken geschlossen, einige Kilometer südlich der Kantonsgrenze, so dass im gesamten Untersuchungsgebiet ein mehr oder weniger einheitliches Klimaregime zu erwarten ist. Nachstehend eine kurze Charakterisierung desselben (hauptsächlich anhand der Angaben von ELLENBERGER, 1976 und MAUERHOFER, 1978).

Im Jahresablauf besteht eine Tendenz zu grossen Niederschlagshöhen im November sowie vom Juni bis zum August, während der Februar gewöhnlich den trockensten Monat darstellt. Generell ist der Wasserwert der Niederschläge im Winterhalbjahr etwas geringer als im Sommer.

Sowohl ELLENBERGER wie MAUERHOFER erhielten für die Nordabdachung des Gebietes eine Zunahme der Niederschläge von 7 cm / 100 m Meereshöhe; in feuchten Jahren ist

die Zunahme wesentlich grösser, in trockenen kleiner. Das Bild wird aber stark kompliziert durch Luv- und Leelagen bezüglich den feuchtigkeitsbringenden Winden. In mehrjährigen Mitteln erhielt das Untersuchungsgebiet Niederschläge von etwa 150 bis 200 cm pro Jahr, allgemein ist eine Abnahme der Inputhöhen von West nach Ost festzustellen.

Station	1971/ 1972	1972/ 1973	1973/ 1974	1974/ 1975	1975/ 1976	1976/ 1977	1977/ 1978	Mittel 1973/74 - 1976/77
	(cm)							
Pöschenried - 1210 m	90	141	137	154	-	-	-	-
Rezliberg - 1405 m	-	-	155	190	121	164	184	158
Iffigtal - 1670 m	89	171	168	198	121	168	-	164
Geltenhütte - 2086 m	-	-	220	371	132	176	-	225
Weisshorn - 2910 m	114	187	222	308	360	-	-	223
Montana - 1510 m	65	95	91	110	59	110	124	93

Tabelle 4: Unkorrigierte Niederschlagshöhen einiger ausgewählter Stationen des Rawil-Gebietes im Laufe diverser hydrologischer Jahre (nach ELLENBERGER, 1976; MAUERHOFER, 1978; MZA, sowie eigene Messungen).

Die Dauer der Schneebedeckung ist zeitlich und örtlich stark verschieden. Die permanente Schnee- und Firnbedeckung beginnt je nach Exposition und Jahr oberhalb 2500 bis 3050 m (MAIRE, 1976; F. MÜLLER et al., 1976; sowie eigene Beobachtungen); an geschützten Stellen oder besonders dort, wo grosse Akkumulationen (Karstlöcher, Leelagen, Lawinenkegel) auftreten, lassen sich persistierende Vorkommen auch in bedeutend geringerer Höhe, bis unter 2000 m, finden. An den tiefstgelegenen Orten des Untersuchungsgebietes bleibt der Schnee während ca. vier Monaten liegen.

Die Lufttemperatur beeinflusst zusammen mit der Intensität der Einstrahlung in grossem Masse den Verlauf der Schneeschmelzperiode und ist damit der wesentlichste, den Abfluss steuernde Faktor (vgl. Kap. 4.1 und 4.2).

Nach ELLENBERGER (1976) betrug in den beiden hydrologischen Jahren 1973/74 und 1974/75 die mittlere Temperatur der Lenk 5.4 bzw. 5.2 °C mit den Extrema von -18 und 21.5 °C; die Tiefstwerte sind durch die Muldenlage des Dorfes stark beeinflusst. Im kleinen Polje südöstlich des Rawil-Passes (2380 m) konnten im Hochwinter 1975 mittels eines Minimalthermometers gar -54 °C gemessen werden; noch extremere Werte sind in den noch höher gelegenen, geschlossenen Senken südlich des Wildhorn zu erwarten. Betrachtungen zur Verdunstung sind in Kapitel 2.6.2 abgehandelt.

Einen wesentlichen Einfluss auf Morphologie, Lockergesteins- und Bodenbildung eines alpinen Raumes und damit auf die Verkarstung hat die Anzahl der Frostwechsel, die die Intensität der Frostsprengung steuert. Sie ist stark von der Exposition ab-

hängig und auch von der Schneebedeckung, die isolierend und damit dämpfend wirkt. Nach MATHYS (1974) liegt die maximale Frostwechselhäufigkeit zwischen 1200 und 1500 m; der genannte Autor mass aber sogar noch auf 3700 m (Jungfrau-Ostgrat) 196 Frostwechsel in Südexposition, lediglich deren 22 in der Nordwand (1972). Diese Zahlen lassen die ausserordentliche Wirksamkeit der Gesteinssprengung durch gefrierendes Wasser erahnen.

Die Schneeschmelze beginnt je nach Höhenlage, Witterung und Einstrahlung etwa im April (1200 m) bis im Juni (3000 m) und dauert zwei Monate in tiefern und bis zu vier Monaten in mittleren Lagen, während die Dauer und Intensität mit zunehmender Meereshöhe wieder abnimmt. In der Schmelzperiode kommen somit 60 - 85 % des Jahresniederschlags zum Abfluss (MAIRE, 1976).

1.3 Topographie und Morphologie

1.3.1 Relief, Vegetation

Die Achsenrichtungen der Grossstrukturen im Untersuchungsgebiet verlaufen von WSW nach ENE; dadurch sind auch die Richtungen der meisten Bergketten und Täler bestimmt. Das Untertauchen des Helvetikums unter die Sattelzone manifestiert sich deutlich durch die unterschiedlich sanften Geländeformen; die diversen Fenster der Wildhorn-Decke treten morphologisch kaum in Erscheinung. Einige Quertäler, z.T. klu-senartig wie das untere Iffigtal, ermöglichen die Entwässerung der Längstäler.

Da die Falten asymmetrisch gebaut sind, d.h. nach Norden überkippt, zeigen die Südflanken der Berge eine sanftere Neigung als die abrupten, etliche eindrucksvolle Wasserfälle aufweisenden Nordabstürze. Die weitflächigen Karrenfelder liegen denn beinahe alle im Südschenkel oder auf dem Rücken der Antiklinalen.

Das untersuchte Gebiet von rund 100 km² wird zu 70 - 80 % direkt, indirekt oder teilweise unterirdisch entwässert. Das verkarstete Gebiet reicht von 1200 m bis zu den höchsten Gipfeln auf 3250 m, wobei die mittlere Höhe ca. 2500 m beträgt, im Walliser Anteil leicht mehr und auf der Berner Seite etwas weniger. Nur ein Fünftel des Untersuchungsgebietes weist eine geschlossene Pflanzendecke auf, je etwa zur Hälfte Wald und Weide, der überwiegende Teil, nämlich 60 %, wird von nackten Felsflächen und Schutt eingenommen; eigentliche Karrenfelder sind auf ca. 8 km² zu finden. Der Rest des Gebietes, knappe 20 %, bedecken diverse Gletscher und Firnfelder.

Die progressive unterirdische Entwässerung führte dazu, dass die Oberfläche nur noch flächenhaft wirkender Korrosion ausgesetzt ist und damit alte Landschaftsteile ihrer Form nach erhalten blieben neben Gebieten, wo die linear angreifenden fluvia-tile Erosion weiter umgestaltete (BLESSING, 1976).

Die folgenden Abschnitte erläutern die morphologischen Phänomene der diversen Etagen des alpinen Karstes. Durch die tiefgreifenden Klimaverschiebungen der letzten

paar tausend Jahre sind die Höhenstufen von unterschiedlichen formgebenden Kräften dominiert worden. Bei der Einteilung nach dem rezenten Erscheinungsbild stützte ich mich auf ein vereinfachtes Schema von MAIRE (1976: 96).

1.3.2 Glazialer und nivaler Karst

a) Verbreitung und Charakteristiken

Der glaziale und nivale Karst zeichnet sich aus durch das Fehlen praktisch jeglicher Vegetation; es handelt sich um Gebiete,

- die noch heute von Gletschern bedeckt sind oder durch diese stark überprägt wurden (BLESSING, 1976, nimmt einen ursächlichen Zusammenhang zwischen glazialer Schürfung und dem Auftreten von Karrenfluren an),
- die den periglazialen Kräften wie Frostsprengung ausgesetzt sind,
- die während eines grossen Teils des Jahres (>8 Monate) von Schnee bedeckt sind.

Je nach Exposition liegen diese Gebiete oberhalb 2200 bis 2500 m. Gut die Hälfte der unterirdisch entwässerten Gebiete zwischen Wildhorn und Wildstrubel gehören dieser Zone an.

Dieser Raum zeichnet sich aus durch Frostschutt oder nackten Fels auf den nicht verkarstungsfähigen Gesteinen, während die korrodierbaren durch Karren geprägt sind.

Das Landschaftsbild dieser vorwiegend gut aufgeschlossenen Regionen wird durch die herauswitternden Brüche und Klüfte dominiert. Im vadosen Bereich des verkarsteten Gebirges sind die Abflussbahnen des Wassers durch dieses Netz vorgezeichnet, während die Schichtfugen erst in der phreatischen Karstetage durch den Druck der

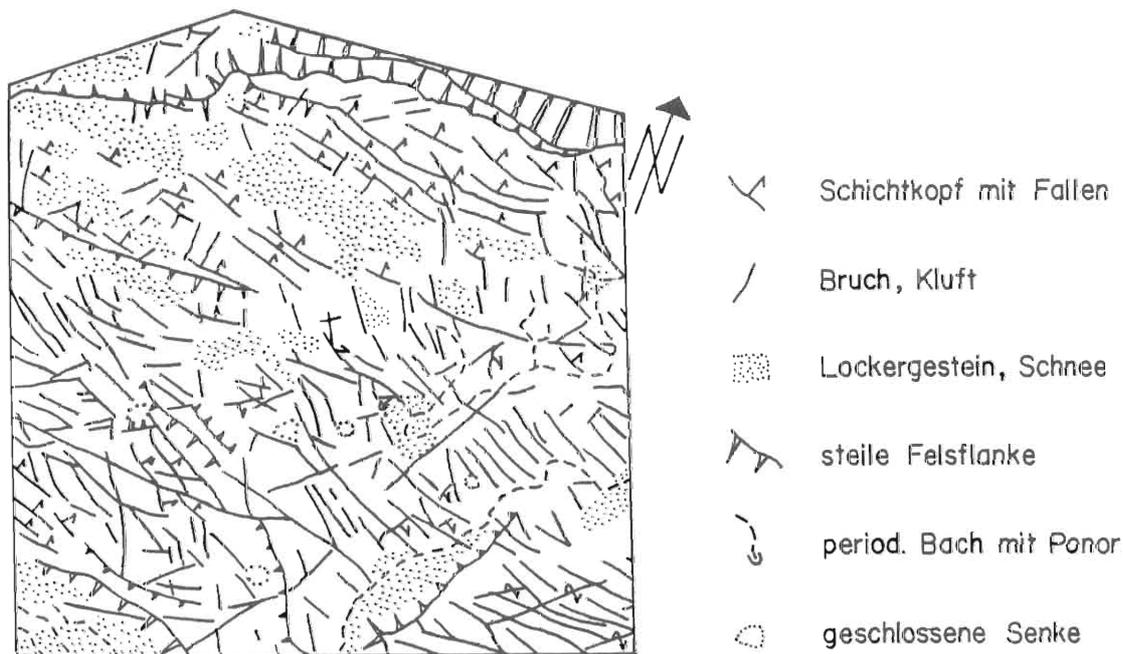


Fig. 4: Luftbildinterpretation der Plan des Roses und des Gebietes westlich davon (ca. 1 : 27'500).

Wassersäule wegsam werden (BöGLI, 1969a). Da diese tektonischen Fugen unter hochalpinen Umweltbedingungen morphologisch besonders hervorstechen, in tieferen Lagen oft aber überwachsen sind, sei in Figur 4 ein Beispiel aus dem hochgelegenen Gebiet südlich des Schnidehorns vorgestellt.

Das Niederschlags- und Schmelzwasser versinkt auf den Karrenfeldern in den unzähligen Spalten, z.T. in regelrechten Höhlen, bevor sich ein ansehnliches Gerinne bilden kann. Die grossen Ponore liegen alle randlich der verkarsteten Komplexe, dort wo Bäche aus dem Verbreitungsgebiet undurchlässiger Gesteine die Kalke erreichen.

Auch unter den Gletschern liegen vermutlich Schwinden. Sicher trifft dies zu für den Glacier de Ténéhet und jenen von Audannes, da dort grossen Arealen kein entwässernder Bach zugeordnet werden kann; auch beim Plaine-Morte-Gletscher muss eine wesentliche Schmelzwasserinfiltration in das Gebirge angenommen werden (vgl. Kap. 2.6.1). Das punktuell, seltener diffus erfolgende Versinken des Oberflächenschmelzwassers auf diesem Gletscher, z.T. in dolinenähnliche Senken, veranlasste LUGEON (1909), von einem "glacier karstique" zu sprechen. Im Gebiet der Pointe de Vatseret und mitten auf dem Gletscher nördlich des Tothorns und dem Grat der Faverges verschwinden im Hochsommer recht ansehnliche Bäche in Spalten und Löchern des Eises, bzw. ergiessen sich in oberirdisch abflusslose Gletscherrandseen. Die im Laufe der Zeit praktisch stationären Schluckstellen erlaubten sicher die Bildung von leistungsfähigen Schwinden im Felssockel (vgl. dazu MAIRE, 1978).

Die grössten Teile des Firngebietes des Glacier de la Plaine Morte liegen zwischen 2700 und 2800 m, also innerhalb des Schwankungsbereichs der Firnlinie. Dieser Sachverhalt äussert sich auch im geringen Firnzuwachs von 5 - 15 cm Wasserwert pro Jahr zwischen 1963 und 1972 (SCHOTTERER, 1974; SCHOTTERER et al., 1977). Die wenig gletscherfreundlichen Jahre dieses Jahrhunderts manifestieren sich im Vergleich der Höhenlage der Gletscheroberfläche in verschiedenen Jahrzehnten (siehe Fig. 5).

Aus der Figur 5 kann eine zusätzlich zum Schmelzwassers des Gletschers im Gleichgewichtszustand abfliessende Wassermenge von durchschnittlich ca. 140 - 170 l/s zwischen 1926/29 und 1974 vom Areal des Glacier de la Plaine Morte abgeleitet werden (Volumenverlust = $2.2 - 2.7 \cdot 10^8 \text{ m}^3$). 80 - 90 % dieser Volumenabnahme entfallen auf die Jahre vor 1954 (vgl. mit Landeskarte Blatt Gemmi, Ausgabe 1967). Von dieser Menge werden gut die Hälfte unterirdisch abgeflossen sein und damit einen wesentlichen Beitrag zur Schüttung der Karstquellen geleistet haben, insbesondere der Siebenbrünnen (vgl. Kap. 2.6.2).

Bei den andern Gletschern des Untersuchungsgebietes ist ebenfalls ein grosser Schwund festzustellen im Laufe der letzten hundert Jahre; da aber keine exakten Messungen der Volumendifferenz existieren, kann auch das zusätzlich abgeflossene Wasser nur geschätzt werden mit Hilfe der in Tabelle 5 wiedergegebenen Flächenverluste.

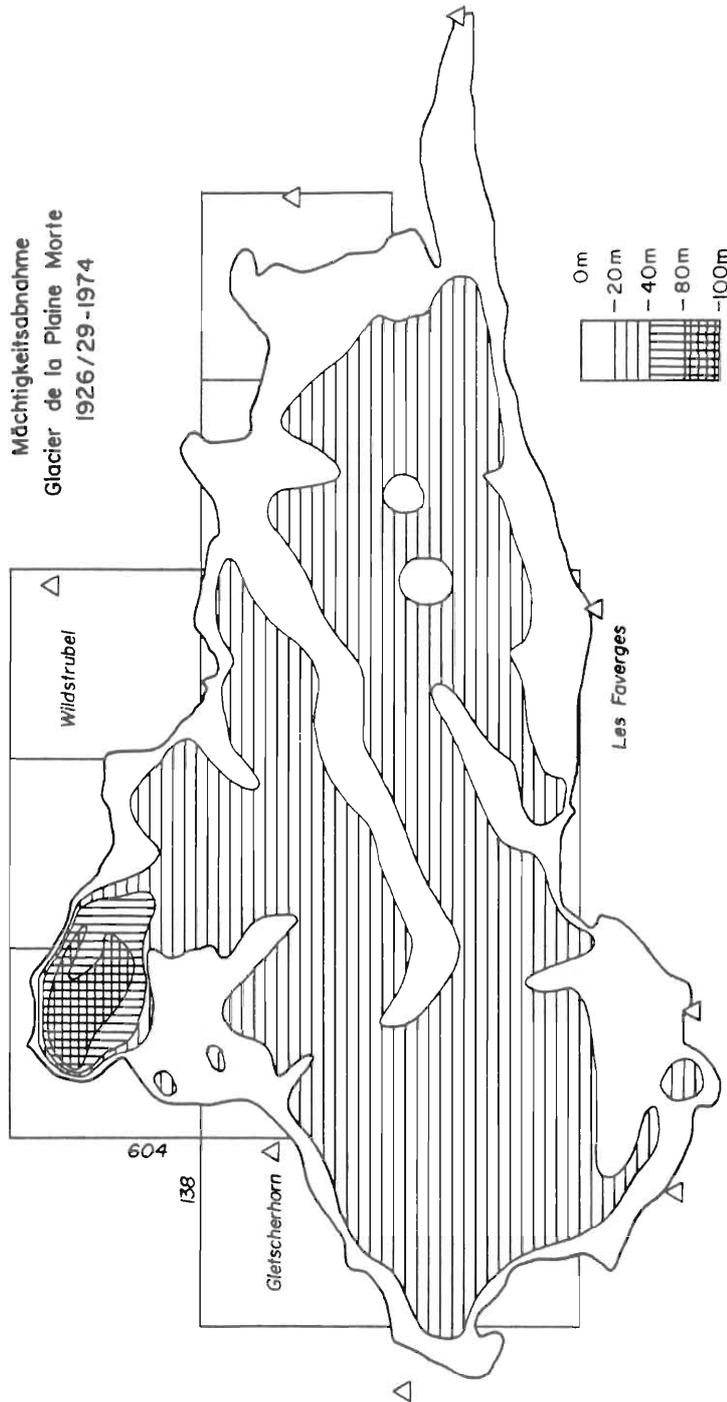


Fig. 5: Mächtigungsabnahme des Glacier de la Plaine Morte zwischen 1926/29 und 1974 auf der Grundlage der Siegfried-Karte (= topographische Unterlage des geologischen Atlasblattes Gemmi) und der Neuen Landeskarte.

b) Subglazialer Sinter

Ein bemerkenswertes Phänomen sind die Vorkommen von Sinter im Bereich des glazialen Karstes; das Auftreten ist im Rawil-Gebiet, soweit bekannt, auf den Raum innerhalb der "1850-er" Moränenkränze am Glacier de Ténéhet und des Audannes, insbesondere beim P. 2835, beschränkt. In dem von den Gletschern freigegebenen Areal der

Gletscher	Fläche 1922 (= 100 %)	Fläche 1973	Verlust
Plaine Morte	13.38 km ²	10.15 km ^{2***}	-24 %
Ammerten	2.73 km ²	1.89 km ²	-31 %
Tungel	1.98 km ²	1.42 km ^{2***}	-28 %
Schnidehorn-Totetäli	0.58 km ²	0.37 km ^{2**}	-36 %
Tierberg	0.80 km ²	0.36 km ²	-55 %

Tabelle 5: Flächenverluste einiger Gletscher im Rawil-Gebiet zwischen 1922 (Karte 1 : 50'000 des Topographischen Atlas der Schweiz, Blatt Rawilpass) und 1973 (MÜLLER F. et al., 1976). Auflösung der Gletscher in verschiedene, unabhängige Eisfelder ist durch * gekennzeichnet (** = zwei, *** = drei Teile, die aber addiert wurden). Vergleiche auch mit der Figur 5.

Karrenfelder finden sich an den Kanten der Rundhöcker im Druckschatten des Eisstromes kleine, hellbeige Bärte von porösem Mineralabsatz der subglazialen Wässer.

An einer Sinterprobe wurde folgende Zusammensetzung festgestellt (chemischer und röntgenographischer Befund):

- 83 % Karbonate, wovon 55 % Low-Mg- Calcite
 - 15 % Aragonit
 - 13 % Dolomit
- Rest v.a. Tonminerale, wenig Quarz.

Der Detritus ist in dunklen Wachstumsstreifen aus Mikrit angereichert. Der Quarz liegt in angerundeten Körnern von 0.05 bis 0.12 mm Durchmesser vor, die Dolomitrhomben, oft mit gebrochenen Kanten, liegen zwischen 0.05 und 0.2 mm und der detritische Sparit erreicht Grössen bis 0.5 mm. Die an Zerreibungsprodukten reichen Lagen werden getrennt durch gröberkristalline aus gefälltem Calcit und palisadenförmig oder filzartig angeordneten Aragonitnadeln. Die Länge der Nadeln schwankt zwischen 0.05 und 0.5 mm und die Breite ist jeweilen etwa 10x kleiner.



- Detritus (v.a. Calcit)
- ◊◊◊ Dolomit (detritisch)
- Mikrit, Ton
- Anwachsstreifen (Ton u.a.)
- ◻◻◻ Sparit (Calcit)
- ××× Aragonit - Nadeln

ca. 3 mm

Fig. 6: Schliffbild eines subglazial gebildeten Sinterabsatzes.

Vorkommen subglazialer Kalksinter wurden schon anfangs dieses Jahrhunderts aus Skandinavien beschrieben, da diese Aufschlüsse jedoch im Schwankungsbereich des pleistocänen Meeresspiegels lagen, anfänglich zu "quaternary stromatolitic limestone" erklärt (KERS, 1964). BAUER (1961) beobachtete Vorkommen in den Alpen (Dachstein-Massiv); aus der Verbreitung des Sinters und den Rückzugsphasen der Gletscher leitete er ein maximales Alter der Absätze von zwanzig bis dreissig Jahren ab, da diese porösen Gebilde auf nackten Felsflächen relativ rasch durch Frost zerstört werden.

Weitere Beispiele dieser Ausscheidungsphänomene beschreibt SAMUELSON (1964); er machte acht Analysen des Karbonatgehaltes, wobei Werte zwischen 30 und 95 % (Mittel 50 %) herauskamen. Diese Resultate unterstreichen die Wichtigkeit von Klastika im subglazialen Kalksinter, was auch BAUER (1961) betonte. Selbst auf Phonolithen können solche Gebilde vorkommen (Lewis glacier, Mt. Kenya).

Ueber die Entstehungsweise dieser Ablagerungen bestehen recht klare Vorstellungen (z.T. nach BAUER, 1961): Schmelzwasser an der Gletscherbasis steht unter dem Druck des überlagernden Eises und weist deshalb z.B. beim wenig mächtigen Glacier des Audannes Temperaturen von ca. -0.04°C auf (interpoliert aus Angaben von TAMANN, cit. nach HODGEMAN, 1952). Gerät nun dieses Wasser in den Druckschatten, etwa hinter Geländekanten, ist es unterkühlt in bezug auf die neuen Druckverhältnisse und gefriert. Da Eis praktisch keine Fremdionen einbauen kann, es sei denn als Einschlüsse bei raschem Gefrieren, ergibt sich eine Trennung ohne jegliche Fraktionierung in mehr oder weniger reines Wassereis und in eine beim Fortschreiten des Vorgangs immer stärker angereicherte Restlösung (POUNDER, 1962, sowie eigene Versuche). Wird in dieser Lösung die Sättigung überschritten, fallen die weniger gut löslichen Salze aus. EK & PISSART (1965) konnten diese Anreicherung und Ausfällung von Calcit in gefrierendem Wasser im Labor nachvollziehen. Der poröse Aufbau des Sinters könnte sich durch Eiseinschlüsse ergeben haben.

Der subglaziale Sinter fällt aus dem dünnen Wasserfilm aus, der sich zwischen Fels und Eis befindet; es wird damit sein Auftreten selbst auf allseitig abfallenden Rundhöckern erklärt. Den Sinter als eine Präzipitation eines eigentlichen Gletschergrundwassers aufzufassen ist unzulässig, da im Grundwasser keine abrupten Änderungen der Druckverhältnisse möglich sind und damit die Voraussetzung für das Gefrieren an Gesteinskanten entfällt.

Die zu beobachtende lagenweise Ablagerung kann eventuell als eine Art "Jahr"ring interpretiert werden; wenn diese Anwachsstreifen, wie im Wildhorn-Gebiet, eine Erhöhung der Konkretion bewirken, deutet dies nach BAUER (1961) auf Ablagerung unter einem im Rückzug begriffenen Gletscher, da andernfalls nur ein Vorbau oder gar De-traktion der Ausscheidung erfolgt.

Wenn Auftreten und Morphologie der subglazialen Präzipitationen ihre Erklärung finden, so ist dies schon schwieriger bei der mineralogischen Zusammensetzung. Da grosse Anteile des Sinters detritischer Natur sind, in unserem Falle stammen diese

aus dem Urgon-Kalk, ist oftmals eine Trennung zwischen Konkretion und deren Einschlüssen nur mittels Isotopenmethoden zu bewerkstelligen (HANSHAW & HALLET, 1978). Einzig der Aragonit ist sicher vollständig eine Neubildung.

Aragonit ist ca. 16 % leichter löslich als Calcit; dadurch ist das Auftreten des ersteren nicht ohne weiteres erklärlich. In der mir bekannten Literatur über subglazialen Sinter wird denn auch nirgends das Vorkommen von Aragonit erwähnt; eine klastische Zufuhr von Aragonit ist in Kenntnis der Zusammensetzung des Schratten-Kalks auszuschliessen, umso mehr dieses Mineral in Form fragiler Nadeln vorliegt.

CURL (1962) hat die Möglichkeit der Ausscheidung anorganischen Aragonits eingehend erörtert; dieser Autor macht u.a. folgende Umstände oder deren Kombination für diese Bildung von orthorhombisch kristallisierendem CaCO_3 verantwortlich; (in jedem Fall muss aber in der Lösung eine Uebersättigung bezüglich Aragonit und damit eine noch stärkere bezüglich Calcit auftreten; Calcit ist nach ROQUES (1967) bei geringem Uebersättigungsgrad metastabil):

- 1) erhöhte Temperatur ($>16^\circ\text{C}$ nach MOORE, 1956);
- 2) Fremdionen (Mg^{++} , SO_4^{--} u.a.) behindern Bau des Calcitgitters; insbesondere Mg^{++} wird praktisch nur in Calcit eingebaut und da dieses Ion stärker hydratisiert ist als Ca^{++} , muss auch dementsprechend mehr Energie zum Einbau im Calcit aufgewendet werden, was bei hohem Mg-Gehalt der Lösung bedeutet, dass die Wachstumsgeschwindigkeit herabgesetzt und damit Aragonit bevorzugt wird. (Diese Bildungsweise wird von ROQUES (1967) und von CABROL (1978) anhand ihrer ausgedehnten Untersuchungen als die wichtigste bezeichnet). Ergänzend seien noch die Beobachtungen von WINLAND (1969) angeführt: Präzipitation von Calcit führt zu relativer Mg-Anreicherung in der Restlösung, ein Calcit mit 2 Mol % MgCO_3 wie im vorliegenden Sinter, erfordert in der Restlösung ein molares Mg/Ca-Verhältnis von 1, was zusammen mit obigen Angaben von CURL kombiniert, eine Erklärung für Aragonitausscheidungen liefern könnte.

Eine solche Anreicherung ist umso mehr denkbar, als im vorliegenden Fall praktisch ein geschlossenes System auftritt, da der Wassernachschub viel langsamer verläuft als der Gefiervorgang.

- 3) Hoher pH-Wert der Lösung.

Punkt 1) ist sicher nicht erfüllt bei Gletscherwässern; nach SIEGEL & REAMS (1966) ist in humiden Klimaten ohne Fremdioneneinwirkung eine Aragonitbildung praktisch auszuschliessen.

Ein Bildungsmechanismus wie in Punkt 2) geschildert scheint zum mindesten denkbar für Aragonitvorkommen in Hohlräumen eisüberschliffener Rauhacken im hintern Gasterntal (mündl. Mitt. Prof. HÜGI, Bern), da aber auch der Schratten-Kalk des Rawil-Gebietes stark dolomitische Lagen aufweist (vgl. Kap. 1.1.2 d und 1.1.5 sowie Tab. 3), ist auch am Wildhorn das Vorkommen einer relevanten Menge Mg-Ionen in den subglazialen Wässern plausibel.

pH-Werte von 8 und mehr sind in Quellwasser und in Ponoren im Hochsommer üblich (vgl. Fig. 24), was der Bildung von Aragonit ebenfalls förderlich sei (Punkt 3 von CURL, 1962).

Auf die grosse Bedeutung eventuell vorhandener Kristallkeime auf die Ausscheidung von Aragonit wiesen MÖLLER & KUBANEK (1976) hin: Bei Anwesenheit von Calcitkeimen bildet sich selbst bei der hohen Mg/Ca-Relation von 100 kein Aragonit und umgekehrt initiieren Aragonitkeime ihr Wachstum in Lösungen ab einem Ionenverhältnis von 1. Plötzliches Ueberschreiten des Löslichkeitsproduktes von Aragonit, wie etwa bei raschem Gefrieren, wird auch als mögliche Ursache der Bildung dieses rätselhaften Minerals genannt, sogar bei relativ kleiner Mg/Ca-Relation (MÜLLER, 1971, cit. nach FISCHBECK, 1976). Aragonit scheint im subglazialen Sinter nach morphologischen Befunden im Dünnschliff hauptsächlich in den stark porösen Lagen aufzutreten; die grosse Porosität könnte ein Hinweis auf rasches Wachstums sein.

MÜLLER G. et al. (1972) haben sich mit Bildung und Diagenese karbonatischer Minerale im nichtmarinen Milieu beschäftigt. Sie kommen zum Schluss, dass zusammen mit Aragonit nur die Bildung von High-Mg-Calcite möglich ist; in der fraglichen Präzipitation liegt aber ein Calcit mit lediglich ca. 2 % Mg vor. Dieser Widerspruch findet vielleicht durch folgende Erwägungen eine Lösung:

- da die Zusammensetzung an Gesamtproben des Sinters bestimmt wurde und nicht lagenweise, ist nicht auszuschliessen, dass der Aragonit nur in monomineralischen Anwachsstreifen vorliegt oder neben High-Mg-Calcite in röntgenographisch nicht nachweisbarer Menge auftritt;
- die Bestimmung des Mg-Gehalts des neugebildeten Calcits wird durch detritischen Calcit verfälscht;
- eventuell gebildeter High-Mg-Calcite ist diagenetisch bereits in Dolomit umkristallisiert; der Dolomit in den Proben der subglazialen Konkretionen wäre damit möglicherweise nur z.T. klastischen Ursprungs.

Vorkommen von Dolomit als Diageneseprodukt von Ausscheidungen sind in Karsthöhlen, einer mit unserem Vorkommen vergleichbaren Umgebung, weit verbreitet (HILL, 1976); FISCHBECK (1976) wies Protodolomit als ein Ergebnis der Frühdiagenese von Mg-Calcit in einer Höhle der Fränkischen Alb nach. Primäre Dolomitbildung wurde selbst in stark übersättigten Wässern des Höhlenmilieus nicht festgestellt (HOLLAND et al., 1964).

Diagenetische Umwandlung von Calcit in Aragonit konnte CABROL (1978) in Stalagmiten französischer Höhlen nachweisen; diese Umkristallisation erfordert nach Experimenten dieses Autors (S. 177) zu schliessen, stark Mg-haltige Porenwässer. Wird der Aragonit des subglazialen Sinters also auf diagenetisch umgewandelten Calcit zurückgeführt, wird einfach der Zeitpunkt der Bildung verschoben, der Mechanismus muss aber auf ähnliche Weise wie beim primären Aragonit erklärt werden. Gegen Diagenese spricht das geringe Alter, das dem subglazialen Sinter zugesprochen werden kann und

die typische Kristallform des Aragonits.

1.3.3 Subnivaler und silvaner Karst

Der subnivale Karst unterscheidet sich vom nivalen durch seine Vegetationsdecke, die je nach Exposition etwa unterhalb 2500 bis 2200 einsetzt. Der Uebergang ist ein allmählicher: Während im nivalen Bereich höchstens vereinzelte Pflanzenpolster das Gestein bedecken, ragen weiter unten nur noch relativ wenige Felspartien aus dem Boden. Alleinstehende, verkrüppelte Bäume künden die klimatische Waldgrenze an, die zwischen 1900 und 2000 m liegt auf der Berner und etwa 200 m höher auf der Walliser Seite. An Stelle des Waldes liegen vielenorts Viehweiden.

Im Unterschied zum nivalen sind die Verkarstungsphänomene im vegetationsgeprägten Karst nicht so offensichtlich; eigentliche Karrenfelder fehlen, höchstens einzelne kannelierte Platten sind an der Oberfläche zu finden; hingegen sind subkutane Rundkarren weit verbreitet.

Wenn auch die Karstformen weniger ins Auge springen, so können doch die Wässer mehr Kalk lösen als in den vegetationsarmen bis -losen Gebieten grösserer Höhe: Das Bodenleben führt zu einem erhöhten CO₂-Pegel (vgl. MIOTKE, 1974) und die versickernden Wässer werden dadurch aggressiver. BÖGLI (1971) errechnete zwischen dem Gesamt- abtrag im silvanen und im nackten Karst einen Unterschied von beinahe 30 %; im Gegensatz zum nivalen Karst wird aber im pflanzenbedeckten Bereich der grösste Teil, etwa 80 - 90 %, an oder wenig unter der Oberfläche gelöst. Diese Differenz im bevorzugten Ort der Korrosion beruht auf unterschiedlichen Sickergeschwindigkeiten. Trifft nun ein Gerinne des Waldkarstes auf ein schwächer mineralisiertes aus dem hochalpinen Raum, erreicht die Mischungskorrosion ihre grösste Wirksamkeit (BÖGLI, 1963, 1964, 1971, 1978). Vergleiche dazu auch die Angaben in Kapitel 3.2.3.

1.3.4 Karstphänomene und deren Verbreitung

Eingehend hat sich BLESSING (1976) mit der Karstmorphologie des Wildhorn-Gebietes und deren Entwicklung auseinandergesetzt. Die folgenden Abschnitte können darum kurz gehalten werden; die Betonung liegt auf ergänzenden Beschreibungen bzw. auf der Darstellung abweichender Ansichten.

Grosse Karrenfluren sind, wie schon verschiedentlich dargelegt wurde (ZWITTKOVITS, 1976; BLESSING, 1976), häufig an die ehemalige Verbreitung erodierender Gletscher gebunden. Bei den Karrenformen lässt sich eine deutliche Höhengliederung erkennen, die nachstehend am Beispiel des Oehrli-Kalkes (Berriasien) der Doldenhorn-Decke im Querschnitt des Gemmi-Passes vorgestellt sei: Oberhalb etwa 2300 m wird das Bild beherrscht durch Kluftkarren, während auf 2100 m der Falllinie folgende und an Klüften endende Rinnenkarren dominieren.

Aber auch gesteinsbedingte Unterschiede sind zu beobachten, ein Sachverhalt,

den BLESSING unterschätzte. Am Gletscherhorn, in 2900 m in SW-Lage, stehen Malm- und Schratten-Kalk unmittelbar nebeneinander an:

	Malm	Urgon
Kluftkarren	wenig	vorherrschend
Rinnenkarren	keine	häufig
Frostschutt	vorherrschend	wenig

Tabelle 6: Unterschiedliche Verwitterung auf Malm- und Schratten-Kalk auf 2900 m, in SW-Lage am Gletscherhorn.

Dass dieser morphologischen Differenz nicht einfach eine andere Höhenverbreitung der Karren auf unterschiedlichem Gestein zu Grunde liegt, kann anhand der Häufigkeit der Rillenkarren gezeigt werden: Schratten-Kalk scheint die für Firstrillen bevorzugte Formation zu sein, denn unabhängig von der Höhenlage sind diese wesentlich seltener auf Malm-Kalk und auf Seewer Kalk fehlen sie praktisch ganz.

Dieser Unterschied kann nicht auf dem nur unwesentlich abweichenden Karbonatgehalt beruhen (vgl. Tab. 3), sondern ist in der differenten Struktur begründet. Meines Erachtens sind die unterschiedlichen Lösungsformen darauf zurückzuführen, dass Sparit im Schratten-Kalk weitaus häufiger ist als im Malm und im Seewer Kalk überhaupt nicht vorkommt. GERSTENHAUER & PFEFFER (1966) stellten experimentell fest, dass dichte Kalke wesentlich langsamer gelöst werden als nicht mikritische; dies würde die Ansicht von BöGLI (1960, 1975) stützen, der Rillenkarren seinem geomorphologischen Wirkungstyp 1 zuordnete, diese also durch rasche, unmittelbare Lösungsreaktion erklärte; es existieren aber wahrscheinlich noch andere beeinflussende Faktoren für das Auftreten von Firstrillen (PFEFFER, 1976).

Quintner und Seewer Kalk neigen in gleichen Meereshöhen stärker zu Vegetationsbedeckung und damit zu subkutanen Rundkarren als der Urgon-Kalk.

Neben den häufigen Kleinformen wie Rillen-, Rinnen- (z.T. mäandrierend), Rund- und Kluftkarren finden sich gelegentlich auch Kamenice (= Pfannenkarren), Korrosions-hohlkehlen (z.B. im Seetäli) und im Schwankungsbereich des Iffigsees Wellenkarren (FINK, 1973). Selten sind Karrentische (näheres dazu in Kap. 3.2.3).

Dolinen sind nur von untergeordneter Bedeutung und meist klein im Karst des Rawil-Gebietes; sie finden sich in erster Linie an schuttbedeckten Rändern der Karrenfelder oder auf rasenbewachsenen Kalkflächen und sind stets mit mehr oder weniger Schutt angefüllt.

Poljen im klassischen, serbokroatischen Sinne finden sich keine im Untersuchungsgebiet. Besonders in ihrer Ausdehnung unterscheiden sich die hier Polje genannten Hohlformen von solchen im dinarischen Gebirge.

Im Raume Wildhorn - Wildstrubel existieren rund ein Dutzend grössere, oberirdisch abflusslose Mulden, deren flacher Boden allmählich aus dem umgebenden Hang hervorgeht oder höchstens an einzelnen Seiten mit scharfem Knick begrenzt ist. Die Hälfte dieser Wannen ist mit permanenten oder periodischen, grosse Spiegelschwankungen aufweisende Seen geschmückt (vgl. Kap. 2.2). Im Sinne BöGLIs (1969b, 1978) handelt es sich samt und sonders um karsthydrographisch nicht gekoppelte Poljen, d.h. sie liegen alle weit oberhalb des Schwankungsbereiches des Karstwasserspiegels. Bei allen Poljen im Rawil-Gebiet ist anzunehmen, dass die Tätigkeit der Gletscher einen wesentlichen Faktor bei der Uebertiefung darstellt.

Die in den gut aufgeschlossenen Karrenfeldern häufigen, meist durch Schutt verstopften, an Brüche und Klüftung gebundene Karstspalten und -schächte leiten zu den eigentlichen Höhlen über. Obschon der riesige Karstkomplex des Untersuchungsgebietes schon lange in- und ausländische Speläologen angezogen hat, sind nur wenige bedeutendere Löcher bekannt geworden. Ich beschränke mich im folgenden auf die mehr als 50 m langen unter ihnen, den Mittelhöhlen im Sinne TRIMMELs (1968).

Bei den Höhlen im Bereich der horizontalen Wasserzirkulation ist einmal die Grotte de Lourantse (BERCLAZ, 1971) zu nennen, ein fossiler Wasserlauf der Source du Six (Nr. 36). Dieser Höhle gegenüber liegen die Grotte d'Armeillon und das periodisch aktive Trou de Tatevin (Nr. 27), beide dem System der Loquesse-Quelle (Nr. 27 und 28) zugehörig (GROBET, 1963a + b). Alle drei Löcher tauchen in einen permanenten Wasserspiegel.

Grössere Schachthöhlen sind nur wenige exploriert worden, von denen die Winterhöhle in den Grauen Felsen am frühesten bekannt wurde (GASSMANN, 1968); sie wird vom Rawilseelenibach durchflossen. Von einer franco-belgischen Gruppe wurden Schächte südlich des Schnidehorns vermessen (OUINIF, 1977). Nördlich des Col de la Plaine Morte liegt ein befahrbarer Ponor mit über 100 m Höhendifferenz; im Gegensatz zu den vorher erwähnten, im Schratten-Kalk gelegenen Höhlen, ist diese in tertiären Sandkalken angelegt.

BERCLAZ (1975, 1976, 1977) beschreibt diverse Schachthöhlen im Quintner Kalk bei Pra Combère und am Sublage.

Tabelle 7 fasst das vorliegende Kapitel zusammen. Bei den Schlüssen ist zu berücksichtigen, dass diese nur für das Klima im Rawil-Gebiet gelten, da identische Gesteine unter anderen klimatischen Verhältnissen anders bzw. unterschiedliche Formationen in ungleichen Klimabereichen identisch reagieren können (PRIESNITZ, 1969; PFEFFER, 1976). Im weiteren ist zu berücksichtigen, dass die Gesteinsformationen eine gewisse Variationsbreite aufweisen, d.h. in andern Gebieten des Helvetikums z.T. abweichende Charakteristiken aufweisen.

Das Auftreten von Quellen ist oft an wasserstauende Schichten gebunden und dadurch abhängig von der Lage in der stratigraphischen Kolonne und nicht nur von der chemischen und strukturellen Beschaffenheit; so kommen die im Quintner Kalk bei Les

Grand'Gouilles versinkenden Wasser erst wieder in den wenig zu Verkarstung neigenden Schichten des Callovo-Oxfordien oberhalb Infloria zum Vorschein, während die Karstwässer im Schratten-Kalk, dem wichtigsten Aquifer des Gebietes und in der Zusammensetzung ähnlich dem Malm-Kalk, meist durch stauende Formationen im Hangenden oder Liegenden veranlasst werden, direkt aus dem Urgon zu Tage treten, wie die Loquesse-Quelle (Nr. 27 und 28) eindrücklich demonstriert. In andern Fällen tritt das Wasser aus dem Festgestein direkt in quartäres über; diese Lockermassen können also Karstquellen maskieren (z.B. Iffigläger, Nr. 53).

	Kluftkarren	Rillkarren	Rinnenkarren	Dolinen	Karsthöhlen	Versinkungen	Quellen	Neigung zu Vegetationsbedeckung	Neigung zu Wasserstauung	Neigung zu oberirdischen Abfluss in wenig geneigtem Gelände
Globigerinen-Schichten	(+)	-	-	-	-	-	-	++	++	++
tertiäre Kalke	++	++	++	+	+	++	++	+	-	-
tertiäre Sandsteine	+	-	-	-	-	(+)	+	+	+	++
Wang-Schichten	+	-	+	++	(+)	+	+	++	+	+
Choltal-Sch./Amdener Mergel	-	-	-	-	-	-	-	++	++	++
Seewer Kalk	++	-	++	++	+	++		+	-	-
Gault	+	+	+	+	(+)	+		++	+	+
Schratten Kalk	++	++	++	+	++	++	++	(+)	-	-
Drusberg-Schichten	+	-	-	+	-	-	-	++	++	++
Kieselkalk	+	-	+	-	-	+	+	++	+	++
"Berriasien-Valang."-Sch.	-	-	-	-	-	-	+	++	++	++
Malm-Kalk	++	(+)	++	+	++	++	+	(+)+	-	+

Tabelle 7: Auftreten einiger karstmorphologischer und hydrologischer Phänomene in den verschiedenen Gesteinsformationen (Neigung: - = keine, + = klein, ++ = gross). Erläuterungen im Text. (Vgl. mit Fig. 20).

1.3.5 Unverkarstete Gebiete

Grosse Teile des Untersuchungsgebietes sind unverkarstet; von diesen werden aber einige in Richtung oberirdisch abflussloser Senken entwässert, z.B. Les Audannes

und Rawilseeleeni, so dass sie auch dem Karst im weiteren Sinne zugeordnet werden können, umso mehr sie durch ihre bedeutende Konzentration des abfliessenden Wassers die Bildung grosser Ponore und damit wichtiger Karstschläuche begünstigen. Aus den unterirdisch entwässerten, aber nicht unmittelbar verkarsteten Gebirgsräumen stammt ein wesentlicher Teil der gelösten und eventuell der Hauptteil der suspendierten Fracht im Quellwasser.

Auch Mischungen von ober- und unterirdischem Abfluss aus ein und demselben Gebiet sind häufig: U.a. der Plan des Roses wird zur Zeit der Schneeschmelze zum überwiegenden Teil oberirdisch Richtung Armeillon entwässert, während in anderen Jahreszeiten die zahlreichen kleinen Schluckstellen genügen, um das Wasser vollständig durch den Untergrund abführen zu können. Einen weiteren Mischtyp stellt der Glacier de la Plaine Morte dar, dessen Ablationsgebiet im Norden, der Rezigletscher, hauptsächlich oberirdisch entwässert, im Firngebiet wahrscheinlich aber auch zu den Siebenbrünnen (Nr. 73); der Abschmelzort bestimmt also in gewisser Weise den Karstwasseranteil vom Niederschlag auf diesem Gletscher und weniger der Ort von dessen ursprünglicher Ablagerung. Auch künstlich kann die Menge der versinkenden Wässer gesteuert werden: Auf der östlichen Plaine Morte ermöglicht eine ganze Reihe von Stollen, dass sonst ungenutzte Wässer von der Pointe de Vatseret die Alpen im Süden erreichen konnten; das heute verfallende System dieser Bisse entzieht oder entzog dem Karst einiges Wasser. Heute noch in Betrieb ist eine etwa drei Kilometer lange Wasserleitung von Les Audannes bis nach Poédasson.

Abgesehen davon, dass alle Uebergänge zwischen verkarstungsfähigen und -feindlichen Gesteinen bestehen, kann in letzteren die lösende Wirkung der Niederschläge gegenüber den andern morphologisch relevanten Kräften vernachlässigt werden. Verwitterung durch Frostwechsel (vgl. Kap. 1.2), Denudation und Akkumulation durch Lawinen und Steinschlag, Solifluktion (Frostmusterböden am Nieseorn und bei den Rawilseeleeni) sowie fluviatile und glaziale Erosion und Aufschüttungen sind die formgebenden Gewalten im unverkarsteten Bereich. Diese wirken zwar auch im Karstgebiet, aber dort besteht ein relativ grosser Widerstand gegen diese Kräfte, so dass die Korrosion dominant werden kann.

2. Der unterirdische Abfluss im Rawil-Gebiet

2.1 Versinkungen

Im engeren Untersuchungsgebiet verhalten sich die unterirdisch entwässerten zu den teilweise und zu den ganz oberirdisch entwässerten Gebieten wie 40 : 35 : 25 (vgl. Kap. 2.6.2). In diesen 25 % sind auch solche enthalten, in denen Versickerungen merklichen Ausmasses vorkommen, ohne dass ein Zusammenhang mit dem Karst erkennbar wäre.

Unmittelbar versinken die Niederschlags- bzw. Schmelzwässer auf den Karrenfeldern, welche knapp 10 % der Gesamtfläche einnehmen. Die meisten Ponore liegen randlich dieser nackten, verkarsteten Gesteine aus Seewer- und v.a. Schratten-Kalk, einzelne auch in den Wang-Schichten oder den tertiären Kalken. Kleine Schluckstellen gibt es unzählige. In steilen Gebieten, d.h. in solchen mit einer Neigung von über 30 - 40°, wurde praktisch vollständig oberflächlicher Abfluss festgestellt, selbst in sonst gut verkarstungsfähigen Gesteinen.

Auf eine detaillierte Beschreibung der verschiedenen verkarsteten Teilgebiete zwischen Wildhorn und Wildstrubel wird hier verzichtet; ich verweise hier auf die Hydrogeologische Karte und auf die Figur 22 sowie auf WILDBERGER (1979).

Im folgenden sei nur kurz auf die beiden grössten Schwinden des Untersuchungsgebietes eingegangen, welche beide randlich der Grauen Felsen liegen, nämlich der Ponor des Rawilseelenibaches und jener der Doline de la Grande Croix, wie das Polje südlich des Rawil-Passes genannt wird. Bei beiden Schwinden dominieren die tertiären Gesteine im Aufbau des Einzugsgebietes.

Die Schwinde in der Doline de la Grande Croix besitzt zwischen Mittaghorn und Rohrbachstein ein orographisches Einzugsgebiet von etwa 1.3 km², jene des Rawilseelenibaches ein solches von ca. 1 km² zwischen Rohrbachstein und Tierberggrat; es besteht aber die Möglichkeit, dass im Gebiet des Wysshorn Gletschers das abfliessende Wasser schon vor Erreichen der Rawilseeleni durch die Sandkalke des Lutétien in den Untergrund versinkt, ähnlich wie am Col de la Plaine Morte; damit würde das Einzugsgebiet des Rawilseelenibaches auf etwa 0.6 km² schrumpfen und die Abflussdaten in Tabelle 8 besser mit dieser Grösse harmonisieren.

In den hydrologischen Jahren 1972/73 bis 1974/75 wurden regelmässig die Abflussmengen (Messkanäle), die Wassertemperatur und -härte beobachtet. Die Angaben zum letzteren Parameter sind in Tabelle 14 zusammengefasst.

Die genannten Ponore liegen beide an Streckungsbrüchen, wo undurchlässige Gesteine an Schratten-Kalk grenzen. Das Abflussgeschehen wird durch die Schneeschmelze

	Q _{Mittel} (l/s)	Q _{Max} (l/s)	Abflussdauer	abflussgewichtetes Temperaturmittel (errechnet aus n Werten)
Grande Croix	65	ca. 500	Mai-Jan.	1.9 °C, n = 56
Rawilseeleni	25	ca. 250	Mai-Sept./ Nov.	2.2 °C, n = 50

Tabelle 8: Abfluss (= Q) und Temperatur in den drei hydrologischen Jahren 1972/73 bis 1974/75 bei den Ponorbächen der Doline de la Grande Croix und der Rawilseeleni; beim letzteren steht die Messstation nicht an der Schwinde selbst, sondern am Ausfluss der Seen (601.550/137.070/2485).

bestimmt, denn sie liegen in relativ grosser Höhe und ihre Einzugsgebiete reichen bis 2950 m (Ponor in der Doline de la Grande Croix: 600.375/136.740/2379; Rawilsee-Ienibach: 601.230/137.160/2430).

2.2 Karstseen

Im Rawil-Gebiet liegen einige Seen, die vollständig unterirdisch durch Ponore entwässert werden und deshalb als Karstseen bezeichnet werden können (TRIMMEL, 1965). Bei den folgenden Erläuterungen sind ausser beim Iffigsee nur Beobachtungen aus dem Sommerhalbjahr verarbeitet; die Unterscheidung von periodischen und permanenten Seen ist deshalb nicht in jedem Fall mit Sicherheit möglich. Hingegen kann gesagt werden, dass keiner den oberirdischen Ausbiss des Karstwasserspiegels darstellt; es handelt sich somit nicht um Poljenseen im klassischen Sinne, obwohl diverse Karstseen in Mulden liegen, die als Poljen angesprochen werden müssen. Ein paar Kennzeichen der grössern Seen dieses Typs im Untersuchungsgebiet sind in Tabelle 9 zusammengefasst; kleinere, meist nur periodischer oder gar episodischer Natur gibt es noch unzählige.

	max. Fläche	max. Tiefe	max. Spiegelschwankung	permanent
Iffigsee	9.9 ha	34 m	5.9 m	+
Lac des Audannes	8.6 ha	ca. 3 m	ca. 3 m	-
Dürrsee (P. 2465)	3.7 ha	10 m	10 m	(-)
Lac 2572 (Plaine Morte)	2.0 ha	5 m	künstl. reg.	(+)
Rawilsee	1.2 ha	ca. 12 m	ca. 12 m	-
Lac de Ténéhet	1.1 ha	ca. 15 m	1 - 2 m (?)	(+)

Tabelle 9: Charakteristiken der grössern Karstseen des Rawil-Gebietes. (Die Angaben beruhen einzig beim Iffigsee in allen Punkten auf Messungen; vgl. mit den Fig. 7 und 8).

Seen mit nur kleinen oder keinen oberirdischen Zuflüssen weisen auch die relativ grössten Tiefen auf. Die geringe Tiefe des Lac des Audannes beruht auf der grossen Schuttfracht der Bäche im Einzugsgebiet. Grosse Spiegelschwankungen weisen entweder auf nur schlecht verkarstungsfähiges Gestein in der Umrahmung hin (z.B. Kieselkalk am Rawilsee) oder es besteht ein ungünstiges Verhältnis zwischen Zuflussmenge und Fläche des benetzten Aquifers (Urgon am Iffigsee; vgl. Fig. 7). In der Höhenlage der wichtigsten Ponore ergeben sich Beharrungszustände der Seespiegel; solche bevorzugte Niveaux sind bekannt vom Lac des Audannes (Messungen des A+W im Sommer 1917) und vom Iffigsee (vgl. Fig. 8).

Figur 7 stellt die geologischen und topographischen Verhältnisse des Iffigsees dar. Das Becken ist eingetieft in die Globigerinen-Schichten der nach ENE fallenden

Iffigen-Synklinale und wird im NE begrenzt durch den Südflügel der Niesenhorn-Falte; diese beiden Elemente werden durch die Iffigsee-Störung voneinander getrennt. Bei- nahe der gesamte See ist von quartären Lockermassen ausgekleidet, einzig am NE-Ufer baden einige Festgesteinsaufschlüsse ihren Fuss im Wasser; im dortigen Schratzen- Kalk befinden sich auch die bekannten Schwinden.

Die Isobathenkarte erlaubt das Seevolumen zu berechnen, was im Zusammenhang mit den Untersuchungen über die den verschiedenen Karstquellen zugehörigen Speicher von Interesse ist (vgl. Kap. 4.5.2). Es zeigte sich allerdings, dass im Hochwinter, wenn die mit dem See in Verbindung stehenden Wasseraustritte einzig von den Reserven ge- spiesen werden, eine verhältnismässig geringe Menge aus dem Iffigsee stammen kann, denn eine Niveauabsenkung von 2.5 m im Zeitraum von November bis April verursacht einen Zustupf zur Quellschüttung von lediglich 225'000 m³ oder anders ausgedrückt von knapp 15 l/s.

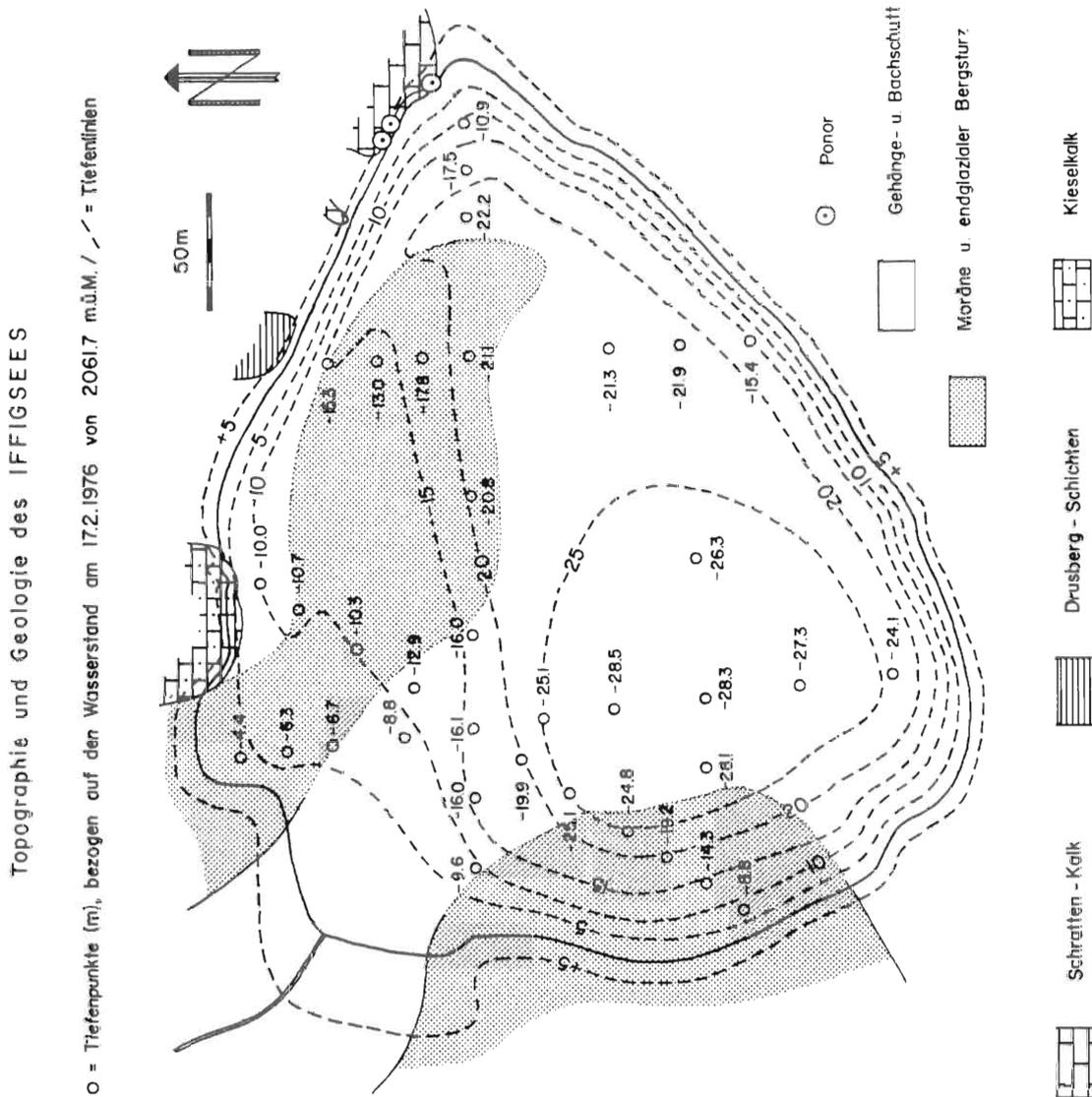


Fig. 7: Topographie und Geologie des Iffigsees. Die Iffigsee-Störung streicht dem NE-Ufer entlang durch das Gewässer.

Die grosse Tiefe des Iffigsees erlaubt sicher die Ausbildung einer Temperaturschichtung: Die Oberflächentemperatur erreicht im Sommer Werte bis zu 15°C , während von November bis Juni der grünblauschillernde See zugefroren ist. Vom Oberflächenwasser, also von jenem Wasser, das in den Ponoren versinkt, existieren ca. 100 Messungen der spezifischen Leitfähigkeit, welche hier auf die Gesamthärte umgerechnet wird. Zur Zeit der Schneeschmelze, wo bedingt durch die hohen Seestände am meisten Wasser abfließt, können Werte von 0.1 bis 2.1°f festgestellt werden; von Juli bis März stabilisiert sich die Härte des Oberflächenwassers zwischen 7 und 9°f , d.h. es fließen praktisch kalkgesättigte Wässer den Quellen zu (vgl. BöGLI, 1971 und Fig. 24). In der Grössenordnung dieser Werte zeigt sich übrigens der praktisch nicht existente Einfluss von Vegetation. Dies könnte bedeuten, dass das aus der Pflanzendecke beim Iffigsee stammende CO_2 im See wieder abdampft, d.h. mit der Atmosphäre ins Gleichgewicht kommt und damit für Kalklösung nicht wirksam wird oder dass der Hauptzubringer des Gewässers aus dem nivalen Bereich stammt.

Figur 8 stellt die beobachteten Seeniveaux graphisch dar; es zeigen sich keine prinzipiellen Unterschiede im Kurvenbild der beiden sechsjährigen Messreihen, so dass angenommen werden kann, die Verhältnisse am Iffigsee seien stabil geblieben. Das relativ konstante Niveau im Hochsommer wird durch den Umstand begünstigt, dass in der Höhe um 2066 m die grossen Ponore liegen, die stark dämpfend auf Spiegeländerungen wirken.

Das Bächlein aus der Gegend von Stiereniffigen bringt im Maximum vielleicht 20 l/s, versickert aber selbst im Sommer meist schon vor Erreichen des Sees im Deltafächer bzw. liegt während etwa der Hälfte des Jahres überhaupt trocken. Der Hauptzubringer mündet vermutlich unter Wasser von Südwesten her. Dort ist das Festgestein durch mächtige Moränen, grobes Bergsturzmateriale vom Schnidehorn und Schwemmfächern verhüllt; das meiste Wasser des Chilchligletschers versickert im 150 m höhergelegenen Sandbode in dessen Lockermassen.

Die Grössenordnung von Zufluss (Q_+) in den Iffigsee und dem Abfluss (Q_-) kann aus der Analyse der Wasserstände im Laufe der Zeit gewonnen werden; allerdings kann stets nur die Haushaltänderung (ΔQ) errechnet werden und dies erst noch als Mittel der Perioden zwischen zwei oder mehreren Niveauablesungen. Q_- ist prinzipiell direkt von der Wasserhöhe abhängig und Q_+ nicht.

Die rascheste Absenkung wurde in der Zeit vom 15. bis 24. Juli 1957 zwischen 2067.06 und 2066.07 m beobachtet; dies ergibt ein $\Delta Q = -125$ l/s. Dieser Maximalwert kam einerseits durch den hohen Wasserstand und somit der grösstmöglichen Anzahl aktiver Ponore zustande, andererseits muss aber von diesem Wert noch der unbekannte Zufluss subtrahiert werden, um die absolute Grösse von Q_- zu erhalten. Im Bereich von 2065 m war das extremste $\Delta Q = -77$ l/s. Die übliche Niveauabsenkung vom Oktober bis Dezember ergibt ein $\Delta Q = -29$ l/s; hier handelt es sich annähernd um den gesamten Abfluss, da der Zufluss zu dieser Jahreszeit praktisch Null ist. Im Hochwinter sinkt

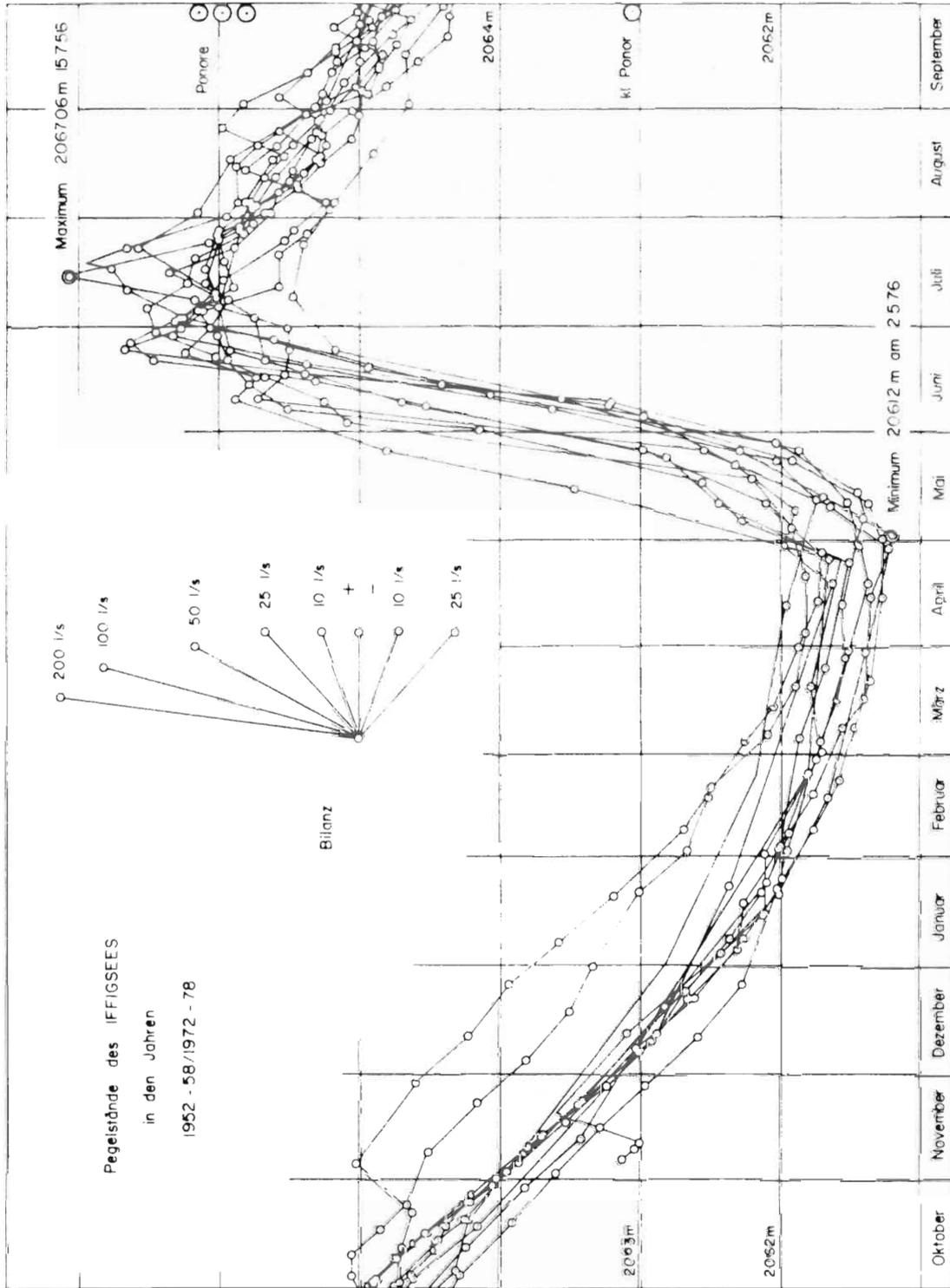


Fig. 8: Pegelstände des Iffigsees in den beiden Messperioden von 1952 - 58 und 1972 - 78.

Q- auf unter 10 l/s.

Umgekehrt ergibt die Periode vom 9. bis 17. Juni 1957 mit einem Anstieg von 2063.21 auf 2065.39 ein $\Delta Q = 294$ l/s; für Q+ muss mindestens noch der obige Wert von 77 l/s addiert werden. In der anschliessenden Periode bis zum 24.6.57 stieg das Was-

ser bis auf 2066.67, was ein ΔQ von 207 l/s ergibt und entsprechend dem höhern Seesniveau ist hier ein grösseres Q_- zu addieren, um zum Wert von Q_+ zu gelangen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass dem Iffigsee in der Schneeschmelze im Maximum etwa 400 - 600 l/s zufließen können, wovon höchstens 5 - 10 % oberirdisch, der Rest durch die Lockergesteine. Abfließen können im Extremfall um die 200 l/s; diese Grösse kann bis zum Hochwinter auf etwa 7 l/s abnehmen. Eine hydrologische Bilanz zu ziehen ist nur ungenau möglich; zieht man einen Vergleich mit der Doline de la Grande Croix auf dem Rawil, deren Einzugsgebiet recht gut bekannt ist (vgl. Kap. 2.1) und berücksichtigt die kleinere Niederschlagsrate sowie die die Verdunstung fördernde Vegetation beim Iffigsee, kommt man für den letzteren auf ein Sammelareal von rund 2 km^2 , was bedeutet, dass im orographischen Einzugsgebiet von über 4 km^2 noch grössere Teile anderweitig unterirdisch entwässert werden.

2.3 Karstquellen

2.3.1 Hydrogeologische Lage der Karstquellen

Die Lage der grossen Karstquellen nördlich der Kantonsgrenze unterscheidet sich grundsätzlich von jener südlich davon: Im Wallis handelt es sich um seichten, im Simmental um tiefen Karst. Diese rigorose Aussage muss etwas relativiert werden, indem sich der Begriff seichter Karst auf das Verhältnis des wichtigsten verkarstungsfähigen Gesteins, des Urgon-Kalkes, zum Vorfluter (Ertentse, Liène, Sionne) bezieht; rechnet man den Kieselkalk ebenfalls zu jenem Karststockwerk, liegt auch auf der Rawil-Südseite örtlich ein tiefer Karst vor. Der Kieselkalk neigt allerdings sehr viel weniger zu Verkarstung als die Karbonatplattform-Fazies des Barrémien-Aptien und wird zusätzlich von diesen durch die Drusberg-Schichten getrennt; es ist deshalb in vielen Fällen gerechtfertigt, den Urgon-Kalk als die Basis des kretazo-tertiären Karststockwerkes zu betrachten, und damit sind vielenorts die Bedingungen des seichten Karstes gegeben.

Ein weiterer Faktor, der einen Vergleich mit den klassischen Gebieten des seichten Karstes wie dem nördlichen Teil der Alb nicht ohne Vorbehalte ermöglicht, ist die folgende Tatsache: Z.B. die Quellen der Sionne und der Loquesse entspringen der Basis des Schratten-Kalks und zwar an Stellen wo die Schichten entgegen der generellen Neigung des Karstwasserspiegels fallen, was bedeutet, dass schon wenig hinter dem Quellmund verkarstungsfähiges Gestein unterhalb dem Wasserniveau liegt; dieses Kennzeichen des tiefen Karstes tritt also in diesen Fällen auf, obschon der Vorfluter sich seinerseits wieder wesentlich unterhalb der Wasseraustritte befindet (vgl. Fig. 9). Es liegt also eine Art Mischtyp von tiefem und seichtem Karst vor, immerhin mit dem Schwerpunkt beim letzteren, denn auf der Walliser Seite des Untersuchungsgebietes finden sich beinahe keine Karstquellen mit permanenter Schüttung, das im

Gegensatz zum tiefen Karst der Nordseite.

2.3.2 Karstquellen der Walliser Seite

Im Südwesten beginnend, ist die Quelle der Sionne (Nr. 46) die erste grössere Karstquelle. Sie entströmt auf 2080 m einer Klufthöhle leicht über der Basis des Schratten-Kalkes in einer bergewärtsfallenden Scholle im Abschlusskessel des fluviatilen Tallaufes.

Ueber die Schüttungscharakteristiken ist mir wenig bekannt. Als gesichert kann gelten, dass die Sionne-Quelle nur vom Beginn der Schneeschmelze an bis in den Hochsommer fliesst, solange auf den Karrenfeldern im Norden noch Schnee liegt, also während etwa drei Monate im Jahr. Die Spitze des Abflusses wird schätzungsweise bei 300 l/s sein, das Jahresmittel unter 50 l/s.

Aus dem Verhalten kann die vorläufige Hypothese abgeleitet werden, dass die Source de la Sionne den Ueberlauf bildet für die Wässer aus den Schrattenfeldern von Donin du Jour und jenem südlich des Châble Court. Der Grundabfluss wird entlang von Brüchen in den Kieselkalk fliessen und in Richtung des Achsengefälles die 5 km entfernten Quellen nordöstlich des Six des Eaux Froides erreichen.

Am Fusse der hohen Felsmauern, die das den Lac de Tseuzier bergende Tal im Südwesten überragen, entspringen an Klüften des Kieselkalks, zum kleineren Teil auch an solchen der Palfris-Schichten, eine Reihe von Karstquellen, deren Einzugsgebiet im Raume Audannes - Châble Court zu suchen ist. Die Grösse der Quellen nimmt von Süden nach Norden generell zu; wahrscheinlich bezieht die grösste unter ihnen, die Source du Six (Nr. 36), auch Wasser aus den Karrenfeldern von Ténéhet.

Auf der Alp Lourantse, an der tiefsten Ausbissstelle des Schratten-Kalks in der grabenförmigen Rawil-Synklinale, tritt die grösste Quelle des Untersuchungsgebietes, die malerische Source de la Loquesse (Nr. 27 und 28) oder du Rawil, zu Tage. Vor allem der oberste Austritt, der nur bei Hochwasser emissiv ist, weist imposante Ausmasse im Stile eines Eisenbahntunnels auf. Die tiefstgelegenen Quellen der Gruppe liegen an Klüften der Drusberg-Schichten. Die bergewärtsfallenden Schichten mit dem stauenden Gestein im Liegenden führen dazu, dass alle begehbaren Höhlengänge, selbst im Winter, wenn die Quelle trocken fällt, unter Wasser tauchen (vgl. Fig. 9 und GROBET, 1963a + c).

Eine weitere Quellgruppe befindet sich in dem in den Schwemmkegel eingetieften Graben (= Source de Lourantse, Nr. 29). Ein hydrologischer Zusammenhang mit der Loquesse-Quelle scheint möglich, wurde aber selbst mit dem Markiersuch (vgl. Kap. 2.5) nicht erwiesen. Auffallend ist, dass die diversen Einzelquellen vorwiegend auf der West-, also der der Loquesse abgewandten Seite des Grabens entspringen. Wahrscheinlich handelt es sich um einen vom Quartär maskierten Karstwasseraustritt, eventuell vermengt mit Bachwasser, aus der Gegend von Ténéhet.

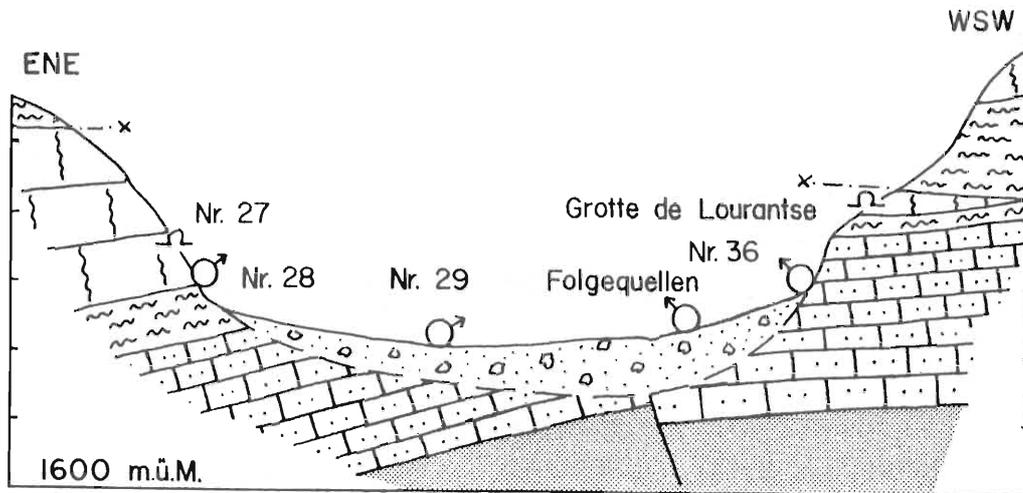
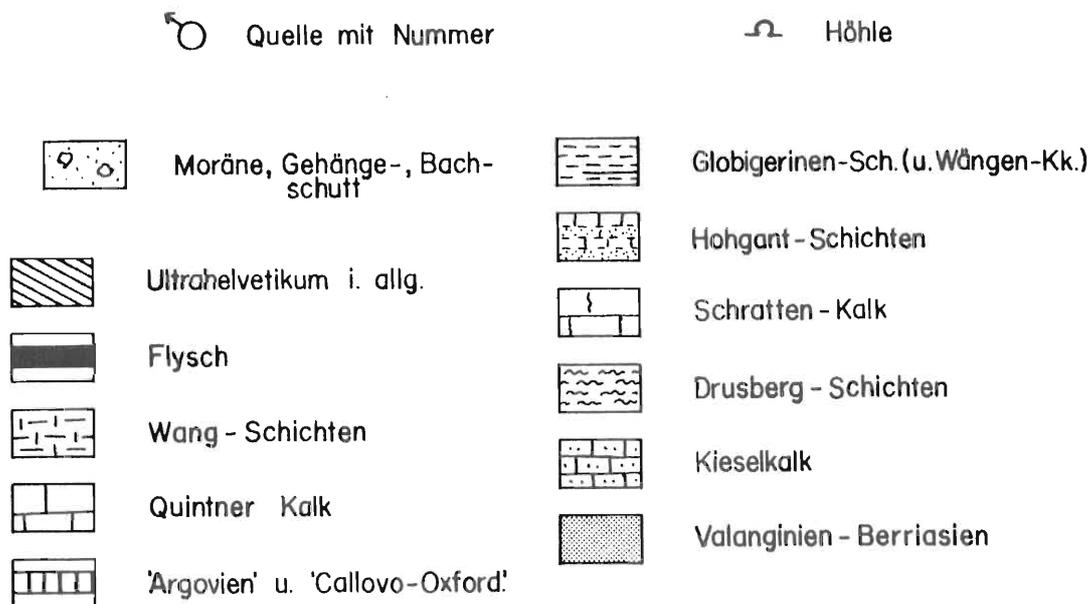


Fig. 9: Geologisches Profil durch das Quellgebiet der Liène. (Legende siehe unten).
 Massstab 1 : 11'000.

Untenstehend: Legende zu den Figuren 9, 10, 12 und 18.



In der Südflanke der Plaine-Morte-Hochfläche treten verschiedene Karstquellen aus, meist an der Basis einer kieselkalkähnlichen Sequenz der "Berriasien-Valanginien"-Abfolge, z.T. auch aus dem Schutt.

Die ergibigste dieser ausserordentlich schwebstoffarmen und vergleichsweise kleine Schwankungen aufweisenden Quellen ist die Source de Vatseret (Nr. 23); der ausgeglichene Schüttungsverlauf und das klare Wasser beruht wohl darauf, dass die Zubringer dieser Quellen fast durchwegs an kaum erweiterte Kluftsysteme in der mergeligen Unterkreide gebunden sind, was dazu führt, dass viele unter diesen Wasser- austritten, obschon sie weit über dem Vorfluter liegen, nie versiegen.

	1973/74 (m ³ /s)	1974/75 (m ³ /s)	1975/76 (m ³ /s)	1976/77 (m ³ /s)	1977/78 (m ³ /s)	Mittel 1973/74 -1977/78	Extrema (m ³ /s)	Dauer Wasserführung
La Liène - Tseuzier (A+W)	1.41	1.75	1.00	1.555	1.735	1.49	0/14.6	März/Mai-Okt./Dez.
S. de la Loquesse (Nr. 27 + 28)	(0.94)	(1.17)	0.71	1.00	1.19	1.00	0/ 9.2	Mai-Okt./Nov.
Source de Lourantse (Nr. 29)	-	-	0.01	0.03	0.02	0.02	0/ 0.25	Mai-Okt./Nov.
Source du Six (Nr. 36)	(0.4)	(0.5)	(0.3)	(0.5)	(0.5)	(0.4)	0/(4)	(Mai-Nov.)
S. des Urgesses I (Nr. 19)	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0/ 0.15	Dez./März-Nov./Feb.
S. des Urgesses II (Nr. 20)	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	.001/ .09	peren.
Source de Vatseret (Nr. 23)	0.04	0.06	0.02	0.05	0.05	0.05	0/ 0.3	peren./Feb.-Jan.

Tabelle 10: Abfluss in den hydrologischen Jahren 1973/74 - 1977/78 von Karstquellen im Walliser Teil des Untersuchungsgebietes sowie der Liène bei Tseuzier. Werte in Klammern inter- und extrapoliert. Einzelwerte bezüglich Chemie und Wassertemperatur finden sich in WILDBERGER (1979: 123ff).

Bei Er de Lens entströmen demselben Felsband wie die oben erwähnten Quellen bei Tseuzier insbesondere die Source de l'Ertentse (Nr. 13) und jene von Pochet (Nr. 45a). Die letztere versiegt im Winter sicher, die andere wahrscheinlich. Nach dem Jahresmittel sind beide als klein einzustufen, die Source de Pochet liefert aber Spitzen von gegen 100 l/s. Die restlichen Quellen, insbesondere diejenigen des karsthydrologisch ausserhalb des Gebietes liegenden, von der Plaine Morte durch einen markanten Bruch getrennten Hügels von Mondralèche (vgl. Fig. 14), sind im Rahmen der vorliegenden Arbeit unbedeutend. Der Kessel der oberen Ertentse mit seinem orographischen Einzugsgebiet von rund 3 km², seinen diversen Lockergesteins- und weniger wichtigen Karstquellen, liefert jährlich 200 - 350 l/s (BADOUX, 1978c).

Im Sondierstollen Rawil-Süd für den geplanten Nationalstrassentunnel wurden diverse Kluft-Quellen angefahren. Es handelt sich um Sulfat- sowie um Natrium-Hydrogenkarbonat-Schwefelwasserstoff-Wässer, sie zeigen also für Wässer des Untersuchungsgebietes atypische Zusammensetzungen (vgl. Kap. 3) und sind infolgedessen weder in Konnektion mit dem Karst im Kreide/Tertiär-Stockwerk (siehe Fig. 14) noch mit jenem im Malm-Kalk; dies stützt die Hypothese der generell undurchlässigen Schiefer des "Berriasien-Valanginien". (Details zu Chemie und Physik der Stollenwässer sind in BADOUX (1978a + b) und in WILDBERGER (1979) zu finden. SCHNEIDER (1980) erörtern die Zusammen-

hänge zwischen dem Erguss dieser Wässer in den Stollen und Geländedeformationen im Raume Tseuzier).

2.3.3 Karstquellen der Berner Seite

Am westlichen Rande des Untersuchungsgebietes liegt die Quelle beim Geltenschuss (Nr. 61). Es handelt sich bei diesem Wasseraustritt um die Entwässerung des Karrengebietes der Grossen Witi; möglicherweise stellt diese Quelle aber nur einen Ueberlauf dar eines Wasserstranges, der bis zu den beinahe 10 km entfernten Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) in Pöschenried reicht. Die nicht permanent schüttende Quelle beim Geltenschuss spendet maximal einige Zehner Liter pro Sekunde.

In Pöschenried südlich der Lenk durchbricht im Fenster von Schwand die Wildhorn-Decke die Hülle aus Gesteinen der Sattelzone. Im tiefsten Bereich dieses tektonischen Fensters, im Spickel zwischen Iffigbach und Chimpach, liegen zwei Quellen: Die Obere oder Alte Blatti-Quelle (Nr. 65) tritt aus einer kurzen Höhle in tertiären Kalken zu Tage, die Untere oder Neue Blatti-Quelle (Nr. 66) aus dem jene Gesteine verdeckenden Bachschutt. Der erstgenannte Wasseraustritt ist deutlich der Ueberlauf der andern (vgl. Kap. 4.3). Aus dem Lockermaterial treten noch weitere, kleine Quellen mit Konnektion zu den beiden oben genannten aus; die Blatti-Quellen sind aber die weitaus wichtigsten der Gruppe.

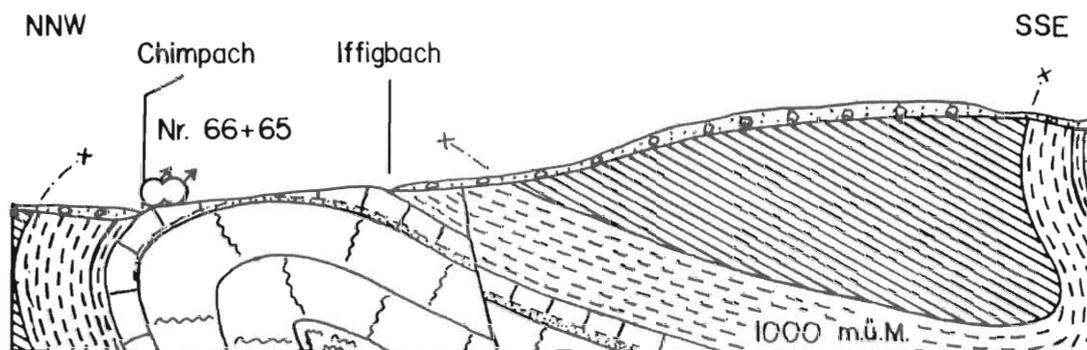


Fig. 10: Geologisches Profil durch das Fenster von Schwand mit den Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66). Masstab 1 : 11'000; Legende auf S. 56 . Vergleiche auch mit Fig. 14.

Im Seetäli, dem Teil des Iffigtales zwischen Groppi und Iffigsee, tritt aus einem horizontal ausbeissenden Bruch im Kieselkalk, einem Abzweiger der Iffigsee-Verwerfung, im Sommer eine grosse Quelle (Nr. 51). Die Schüttung dauert von Juni (evt. schon Mai) bis maximal zum November, bei einem oberen Extremwert von etwa 150 l/s.

Im untersten und breitesten Teil des Iffigtales entspringt am Fusse der Felswand unter der Blattihütte die Iffigläger-Quelle (Nr. 53) aus Blockschutt; dass Wasser entströmt auf einer Strecke von rund hundert Metern dem eingetieften Bachgraben.

Iffigläger (Nr. 53)	Alte Blatti (Nr. 65)	Neue Blatti (Nr. 66)	Rezli-Quelle (Nr. 72)	Siebenbrünnen (Nr. 73)	Qu. b. Laubach (Nr. 76)	
0/503/3700 60/73/102 3.0/3.5/3.9 14	0/134/800 77/101/153 5.4/5.9/6.6 22	92/126/182 77/113/136 5.8/6.1/6.7 24	38/125/222 58/82/113 3.2/4.0/4.4 25	20/483/2400 54/69/111 3.4/4.0/4.9 25	0/35/140 53/72/143 3.0/4.0/5.1 13	Q (l/s) H (mgCaCO ₃ /l) <u>1973/74</u> T (°C) n (H,T)
0/588/3500 53/65/106 2.9/3.5/3.8 14	0/163/820 78/95/145 5.4/5.8/6.3 21	88/123/167 77/110/134 5.6/6.2/6.8 25	28/116/229 55/82/115 3.2/3.9/4.6 26	11/545/2800 53/68/112 3.0/4.1/4.7 26	0/35/160 46/65/109 3.3/3.8/4.7 11	Q (l/s) H (mgCaCO ₃ /l) <u>1974/75</u> T (°C) n (H,T)
0/377/2200 57/75/99 3.1/3.6/3.8 14	0/97/700 82/101/229 5.6/5.9/6.4 23	86/119/155 83/111/134 5.7/6.2/6.7 25	31/116/210 54/79/109 3.1/3.9/4.2 25	16/435/1930 54/71/109 3.3/4.0/4.4 25	0/35/120 52/75/105 3.8/4.1/4.8 13	Q (l/s) H (mgCaCO ₃ /l) <u>1975/76</u> T (°C) n (H,T)
0/544/3050 56/70/108 3.0/3.3/3.8 14	0/145/810 82/93/180 5.4/5.7/6.4 23	91/122/163 83/110/135 5.4/6.0/6.8 24	40/128/216 58/81/114 3.5/3.9/4.1 24	30/485/3200 55/70/120 3.5/3.9/4.7 24	0/40/170 55/68/113 3.3/3.7/4.7 11	Q (l/s) H (mgCaCO ₃ /l) <u>1976/77</u> T (°C) n (H,T)
0/558/3400 50/65/113 3.0/3.3/3.8 16	1/158/870 74/95/165 5.4/5.7/6.2 25	91/121/175 75/111/137 5.6/6.0/6.4 26	41/122/220 50/81/116 2.8/3.8/4.1 27	25/517/3100 48/67/113 3.3/3.8/4.4 27	0/35/150 47/66/114 2.0/4.0/4.5 12	Q (l/s) H (mgCaCO ₃ /l) <u>1977/78</u> T (°C) n (H,T)
0/514/7000* 46**/69/113 2.9/3.4/3.9 Ap./Ma.-No./De.	0/139/870 74/97/229 5.4/5.8/6.7 Fe./Ap.-Ja./Fe.	86/122/182 74***/111/137 5.4/6.1/6.8 perennierend	25**/121/229 46***/81/116 2.8/3.9/4.6 perennierend	3**/493/3200 48/69/120 3.0/4.0/4.9 perennierend	0/35/170 46/69/143 2.0/3.9/5.1 Ma.-Ok./No.	Q (l/s) H (mgCaCO ₃ /l) <u>1973/74-</u> T (°C) <u>1977/78</u> Schüttungsdauer

Tabelle 11: Extrema und Mittel von Abfluss (Q), sowie schüttungsgewichtete Mittel von Gesamthärte (H, aus spezifischer Leitfähigkeit) und Temperatur (T) von Karstquellen der Rawil-Nordseite in den hydrologischen Jahren 1973/74 bis 1977/78 (n = Anzahl Messungen von T und H, z.T. auch von Q). Die Diskrepanz zwischen den gewichteten Mittelwerten von Quellen einer Gruppe (Nr. 65 und 66, Nr. 72 und 73) beruhen auf dem unterschiedlichen Schüttungsverhalten und damit einer unterschiedlichen Gewichtung der Einzelwerte (vgl. Fig. 39 und 40). Mit * bezeichnete Werte wurden ausserhalb der Vergleichsperiode registriert: * = 24.8.73; ** = 22.3.73; *** = 2.8.79). Detailliertere Angaben zur Quellcharakteristik, auch von kleineren Karstquellen, finden sich in WILDBERGER (1979: 133ff).

Diese Karstquelle ist an die Grenze Schratzen-Kalk/Hohgant-Sandstein im überkippten Nordschenkel der Wildhorn-Antiklinale gebunden; eventuell spielt zusätzlich noch ein Streckungsbruch eine Rolle (vgl. Fig. 14).

Ein gewisser Teil des dem Karstschlauch im Festgestein entströmenden Wassers verbleibt in der Lockergesteinsfüllung des Iffiglägers und tritt erst in der Wallisdole in Grundwasseraufstößen zu Tage, in welchen zusätzlich noch versickerte Anteile der verschiedenen Bäche durch die Kieselkalk-Schwelle der Hohberg-Falte an die Oberfläche gedrückt werden (vgl. Fig. 13 und Kap. 2.5.2 a).

Das ausserordentliche, durch ein sehr starkes Gewitter verursachte Hochwasser der Iffigläger-Quelle vom 24. August 1973 (vgl. Fig. 36), es wurde damals ein Spitzenabfluss von $7 \text{ m}^3/\text{s}$ registriert, wirft die Frage der Häufigkeit solcher Ereignisse auf. Eine einfache, graphische Methode zur Lösung dieser Frage ist die von SCHULZ (1976) beschriebene Wahrscheinlichkeitsanalyse mittels der Gumbel-Verteilung.

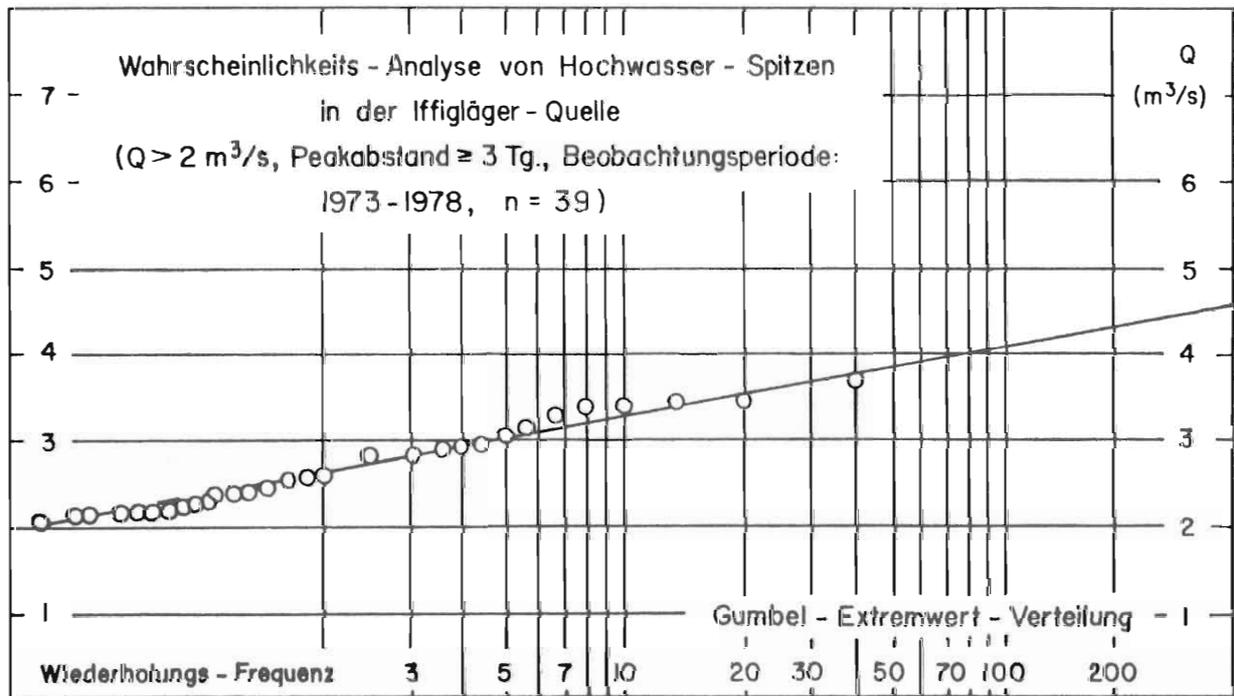


Fig. 11: Wahrscheinlichkeits-Diagramm für voneinander unabhängige Abflussspitzen der Iffigläger-Quelle (Nr. 53). Aus sechs hydrologischen Jahren wurden 39 Ereignisse berücksichtigt, also $6\frac{1}{2}$ Abflussspitzen grösser $2 \text{ m}^3/\text{s}$ im Jahr (vgl. mit Fig. 36). Erläuterungen im Text.

Aus der Graphik (Fig. 11) ist ersichtlich, dass "durchschnittlich" jeder 15'000-ste bis 100'000-ste Peak grösser $2 \text{ m}^3/\text{s}$, unter der Annahme der Gumbel-Verteilung, einer von mindestens $7 \text{ m}^3/\text{s}$ ist; die der Rechnung zu Grunde liegenden 39 Daten verteilen sich auf sechs Jahre, woraus folgt, dass im Schnitt etwa alle 2000 bis 15'000 Jahre eine solche Abflussspitze zu erwarten ist. Diese Werte, gewonnen aus einem schleifenden Schnitt einer extrapolierten Geraden mit einer andern Geraden,

liegen verglichen mit der kurzen Messperiode, jenseits jeglichem überschaubarem Zeitraum und können deshalb einzig als Angabe der Grössenordnung gelten.

Auf dem Rezliberg, der Alp am Fusse des Wildstrubels, können drei Gruppen von Karstquellen unterschieden werden. Sie sind nach Härte, Temperatur und Schüttungsverhalten differenziert, nicht hingegen bezüglich der Geologie der Austrittsstellen.

Die Quellen der ersten Gruppe (Nr. 71, 77 u.a.) haben eine recht unterschiedliche Zusammensetzung ihrer chemisch gelösten Frachten, gemeinsam ist ihnen aber, dass sie lokale Einzugsgebiete besitzen im Raume der oberirdisch abflusslosen Weiden und Wälder zwischen Siebenbrünnen und Trüebbach, ein kupiertes Gelände auf ultrahelvetischen Wang- und Navarella-Schichten, geprägt von Senken, Dolinen und einem stagnierenden See, sowie die bewaldete Südflanke der durch Malm-Kalk der Tothorn-Decke aufgebauten Birgflue, die den Rezliberg gegen Norden riegelartig begrenzt.

Durch die zweite Karstquellen-Gruppe wird am meisten Wasser geliefert von allen auf der Berner Seite des Untersuchungsgebietes. Es handelt sich um die Rezli-Quelle (Nr. 72), die Siebenbrünnen (Nr. 73), der eigentlichen Simmenquelle und den Hochwasseraustritten (Nr. 74) südlich derselben.

Die drei Quellen stehen in enger Abhängigkeit zueinander, wenn auch nicht in einer so grossen wie bei den beiden Blatti-Quellen, Nr. 65 und 66 (vgl. Kap. 4.3). Die Wasseraustritte sind im Bereich der tiefsten Axialdepression der Wildhorn-Falte angeordnet: Die obersten und kleinsten Quellen am Fusse der Felswand des Flueschafberges (1540 m) an Klüften der Hohgant-Schichten gelegen, kommen erst zum Spielen, wenn die Siebenbrünnen (1460 m) mehr als $1.2 \text{ m}^3/\text{s}$ schütten, d.h. an 45 bis 80 Tagen im Jahr, im Mittel etwa 60. Die Siebenbrünnen selbst treten an der Grenze Gehängeschutt/Wang-Schichten aus, zu geringen Teil auch aus den Klüften des oberkretazischen Gesteins. Die Rezli-Quelle (1407 m) letztlich entströmt einem Trichter am Fusse eines Bandes aus Malm-Kalk sowie ebenfalls aus Klüften in diesem und weist verglichen mit dem Simmeursprung einen stark gedämpften Verlauf der Schüttungskurve auf. In Figur 12 wird versucht, die komplizierten Verhältnisse darzustellen.

Einige Charakteristiken dieser Quellgruppe sind in Tabelle 11 zu finden; wichtig ist noch die hohe Mg/Ca-Relation, welche die Siebenbrünnen und die Rezli-Quelle von den sonst ähnlichen Quellen der dritten Gruppe scheidet (vgl. Fig. 23). Die Quellen südlich Siebenbrünnen lassen gleiche Temperaturen und Härten wie die Hauptquelle erwarten, die Schüttung hingegen wird im Jahresdurchschnitt weniger als 20 l/s betragen.

Die dritte Karstquellen-Gruppe auf dem Rezliberg liegt im Gebiet zwischen Laubach und Simme. Alle Wässer dieses Typs entspringen den Wang- bzw. den Navarella-Schichten oder den diese verhüllenden Schuttschleier. Die Quelle beim Laubach (Nr. 76) liegt am höchsten und weist deshalb auch die unruhigste Schüttungskurve auf; die Dauer der Emission ist in dieser ausgesprochen Ueberlaufcharakter aufweisenden Quelle etwa zwei Wochen kürzer als bei den folgenden beiden. Diese, die Doppel-Quelle

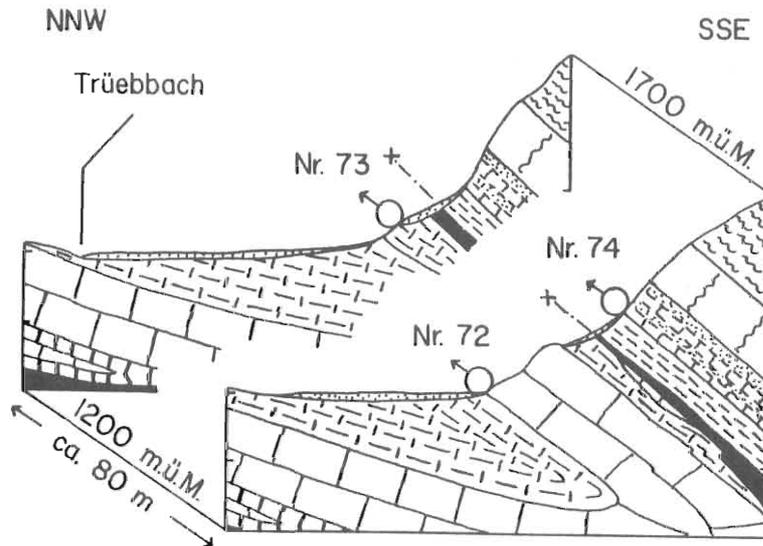


Fig. 12: Geologische Profile durch das Quellgebiet der Simme (1 : 11'000). Legende S. 56 (Bei den Wang-Schichten auf dem Rezlberg könnte es sich z.T. um tertiäre Navarella-Schichten handeln; FURRER, 1962).

(Nr. 78) und die Quelle im Sumpf (Nr. 75), zeigen einen praktisch vollständig synchronen Verlauf der Temperatur und Härten mit jenen der Quelle beim Laubbach. Die mittleren Schüttungen liegen für Nr. 78 bei 6 - 8 l/s und für Nr. 75 4 - 6 l/s; die erste erreicht ein Maximum von ca. 20, die andere eines von 10 l/s. Abflussgewogene Mittel von Temperatur und Härte liegen höher als bei der Quelle beim Laubbach (vgl. Tab. 11), wie dies bei den untern Quellen einer Gruppe stets festzustellen ist, weil durch das Fehlen der grossen Abflussspitzen die kalten und weichen Werte des Sommerhalbjahres weniger stark gewichtet als in den Ueberläufen, obschon, wie gesagt, sich die kennzeichnenden Parameter in allen Wasseraustritten einer Gruppe mehr oder weniger gleich sind, respektive sich gleichsinnig verändern.

Durch das Zutagetreten der weichen Palfris-Schichten im Kern der Wildhorn-Antiklinale wird im Südosten des Rezlberges auf gut 2000 m eine Verebnung verursacht, auf der zwei Seen liegen. Gegen oben wird die Terrasse durch eine im wesentlichen aus Kieselkalk bestehende Felswand begrenzt, die den Sockel bildet einer nächsten Hochfläche, gelegen zwischen Wildstrubel und Ammertenhorn. Die in diesem Gebiet versinkenden Wässer werden durch die genannten Unterkreide-Schiefer im Kern der Falte genötigt, zum grossen Teil wieder auszutreten: Die Quelle des Flüeseelibachs (Nr. 81) fällt unter diesen Typ, aber auch beim nordöstlich gelegenen Seelein (P. 2088) tritt im Schutt eine grössere Quelle (Nr. 82) auf; diese stellt den Hauptzubringer des Laubbaches dar, die kaum anders denn als maskierte Karstquelle gedeutet werden kann.

2.4. Versickerungen - Quellen in Lockergesteinen

Mehr oder weniger grosse Versickerungen treten in den ausgedehnten quartären

Ueberlagerungen des Felssockels verbreitet auf. Als Beispiel seien die Verhältnisse im Iffigtal kurz dargestellt, da diese durch Messungen gut belegt sind (siehe Fig. 13).

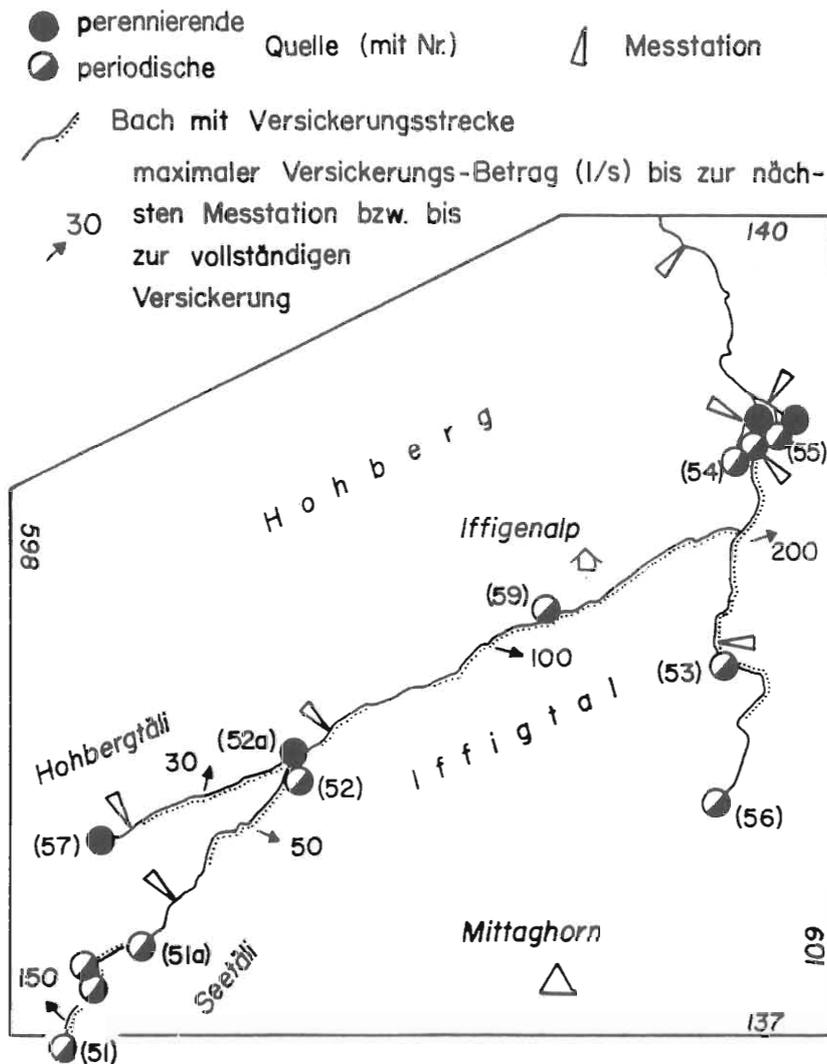


Fig. 13: Versickerungsverhältnisse im Iffigtal; Skizze im Massstab 1 : 27'500. Die angegebenen maximalen Versickerungsbeträge werden nur nach längerer Trockenzeit erreicht, wenn die Grundwasserstände tief liegen; bei Schneeschmelze z.B. sind die Infiltrationsraten bedeutend geringer. Die Kieselkalk-Schwelle im Kern der Hohberg-Falte nördlich der Wallisdole zwingt alle oberhalb versickernden Wässer zum Wiederaustritt.

In diesem Kapitel sollen nur die wichtigeren jener Quellen behandelt werden, die aus Lockergestein austreten und nicht einfach maskierte Karstquellen darstellen. In einigen von ihnen kommen zwar gewisse, aus dem Karst stammende Anteile vor wie etwa in der Wallisdole (vgl. Kap. 2.5.2 a), deren geringer Bedeutung für die Karsthydrogeologie wegen seien sie aber nur kurz gestreift. Ein wesentlicher Unterschied zu den meisten Karstquellen ist die grössere Konstanz von Quartärquellen in Schüttung und Temperatur, hauptsächlich aber in der Wasserhärte, deren Pegel zusätzlich höher

liegt als bei den Festgesteinswässern in vergleichbarer Höhenlage, was mit der grösseren benetzten Fläche zu erklären ist (vgl. Kap. 4.4).

Das seltenere Auftreten von grossen Lockergesteinskörpern, etwa in Form von Tal-füllungen, erlaubte auf der Walliser Seite des Untersuchungsgebietes kaum die Bildung bedeutender Quartärquellen; einzig bei La Cave an der Ertentse (Nr. 9 - 11) und in Les Audannes (Nr. 47) finden sich solche. Der Karstwasser-Anteil bei diesen Quellen ist nicht geklärt.

Auf der Berner Seite finden sich im Gegensatz zur Südseite sehr ergibige Lockergesteinsquellen auch in Gebieten innerhalb des durch das verkarstete Terrain gespannten Grenze, von denen viele allerdings wesentlich durch die Versickerungen oberhalb liegender Bäche und Quellen gespiesen werden.

Die grösseren im Iffigtal auftretenden Quartärquellen sind in Figur 13 eingezeichnet. Die Quelle im Seetäli (Nr. 51a) ist stark von den Versickerungen der Felsen-Quelle (Nr. 51) und des Baches aus dem Totetäli abhängig; sie zeigt folglich Schüttungen von 0 bis 150 l/s bei einem Mittel von etwa 30 l/s.

Im Bergsturzmateriale von Groppi liegen diverse Quellen, hier unter dem Namen Alte Groppi-Quelle (Nr. 52) zusammengefasst. Q liegt zwischen 0 (Dezember - März) und 100 l/s, im Mittel etwa 20 l/s.

In der Wallisdole wird der Grundwasserstrom des Iffigtales an die Oberfläche gedrängt, weil der Schotterkörper unterbrochen ist. Auf einem Areal von 200 x 300 m Seitenlänge liegen links und rechts und auch im Bett des Iffigbaches selbst ergibige Quellen (Nr. 54, 55, 58 u.a.). Messungen liegen nur von einzelnen Austritten vor; insgesamt werden maximal 800 l/s geschüttet, der grössere Teil auf der Westseite des Baches. In diesem und östlich davon liegen die permanenten Quellen, die minimal 10 l/s ergeben. Das Mittel der Gruppe wird bei über 100 l/s liegen.

2.5 Karstwasser-Markierversuch 1975

Das Thema dieses Kapitels wurde bereits in einer Publikation (WILDBERGER et al., 1978) behandelt, da aber bei der Interpretation der Resultate des Markierversuchs in der Zwischenzeit einige neue Erkenntnisse hinzugekommen sind, soll der Versuch hier noch einmal erläutert werden; (detaillierte Beschreibung in WILDBERGER, 1979).

Im Zusammenhang mit geplanten Kraftwerksbauten wurden im Karst an der Gemmi (FURRER, 1962; vgl. mit Fig. 15) und am Sanetsch (MAUERHOFER, 1978) Färbungen mit positiven Resultaten durchgeführt; im ultrahelvetischen Karst zwischen Lauenen und der Lenk (v.a. Rauhwaacke und Gips) konnte OTZ (1979) verschiedene Verbindungen nachweisen. Aus dem Untersuchungsgebiet selbst sind nur drei negativ verlaufene Versuche bekannt. Des weitern haben SCHAUB (1936) und FURRER (1963) Vermutungen über hydrologische Verbindungen geäussert, die sich teilweise als richtig erwiesen.

2.5.1 Zielsetzung und Verlauf des Markierversuches

Beim Bau des geplanten Rawil-Tunnels der Nationalstrasse N6, der das Simmental bei Pöschenried mit dem Tal der Liène zwischen Ayent und Montana auf einer Höhe von rund 1200 bis 1300 m verbinden würde, ist beim Durchfahren von verkarstungsfähigem Gestein sowie von Brüchen mit Schwierigkeiten durch Wassereinbrüche zu rechnen. Besonders im Nordlos des Tunnels sind solche Möglichkeiten wahrscheinlich, denn dort befindet sich das Tracé im Stockwerk des kretazo-tertiären Karstes und unterquert das Iffigtal direkt unter der stärksten Quelle der Berner Seite (Iffigläger-Quelle, Nr. 53; vgl. Fig. 14).

Die Zielsetzung des Karstwasser-Markierversuches im Sommer 1975 war es, allgemeine Hinweise über den Verlauf der unterirdischen Wasserwege zu gewinnen, im besonderen aber die konkrete Gefährdung für den Tunnelbau abzuklären. Als Eingabeorte der Tracer wählten wir deshalb Schluckstellen im Bereich der Tunnelachse (Doline de la Grande Croix und Rawilseeleni-Bach = B und C in Fig. 14 und 15), im weiteren wurde ein Ponor am Iffigsee (= A in Fig. 15) beschickt, wo das Axialgefälle in Richtung des geplanten Stollens geneigt ist.

Als Tracer wählten wir Uranin (Iffigsee = A in Fig. 15), Amidorhodamin G extra (Doline de la Grande Croix = B in Fig. 14 und 15); am letzteren Ort wurden auch noch violette Sporen versenkt und rote wurden vom Ponor des Rawilseeleni-Baches (= C in Fig. 14 und 15) verschluckt. Die synchrone Verwendbarkeit der eingesetzten Fluoreszenztracer ist erwiesen (BAUER et al., 1976: 206), bei den Triftkörpern ist sie durch die unterschiedliche Farbe gegeben.

Die während des Versuchs beprobten Wasseraustritte wurden so gewählt, dass sicher alle möglicherweise positiv reagierenden Quellen und Quellgruppen erfasst waren; die Anzahl und der geographische Rahmen wurde dementsprechend gross gewählt (vgl. Fig. 15). Aus Kostengründen konnten nicht alle der z.T. abgelegenen Wasseraustritte gleichermassen beobachtet werden. In jedem Quellbach wurden deshalb wartungsfreie Fluorocaptoren eingehängt; nur bei den wichtigsten Quellen wurden zusätzlich Proben für den quantitativen Farbstoffnachweis im Fotometer entnommen und regelmässig die dort eingesetzten Planktonnetze, die u.a. die Sporen aus dem Wasser filtrierten, geleert. Figur 15 zeigt die räumliche Verteilung der Eingabestellen der Markiermittel sowie die der Probenahmestellen.

Der Sommer 1975 war gekennzeichnet durch eine schleppende Abschmelzung der ausserordentlich grossen Schneemassen vom Winter; z.B. bestand Mitte August auf dem Rawil noch eine praktisch geschlossene Schneedecke und der Iffigsee wies den höchsten August-Wasserstand einer 10-jährigen Beobachtungsreihe auf (vgl. Fig. 8). Der Versuchsbeginn fiel in eine Periode wechselnden Wetters mit Schnee- und Regenfällen und tageweise Sonnenschein, generell aber kühler Witterung. Der Versuch endete im September in einer Zeit klassisch schönen Herbstwetters.

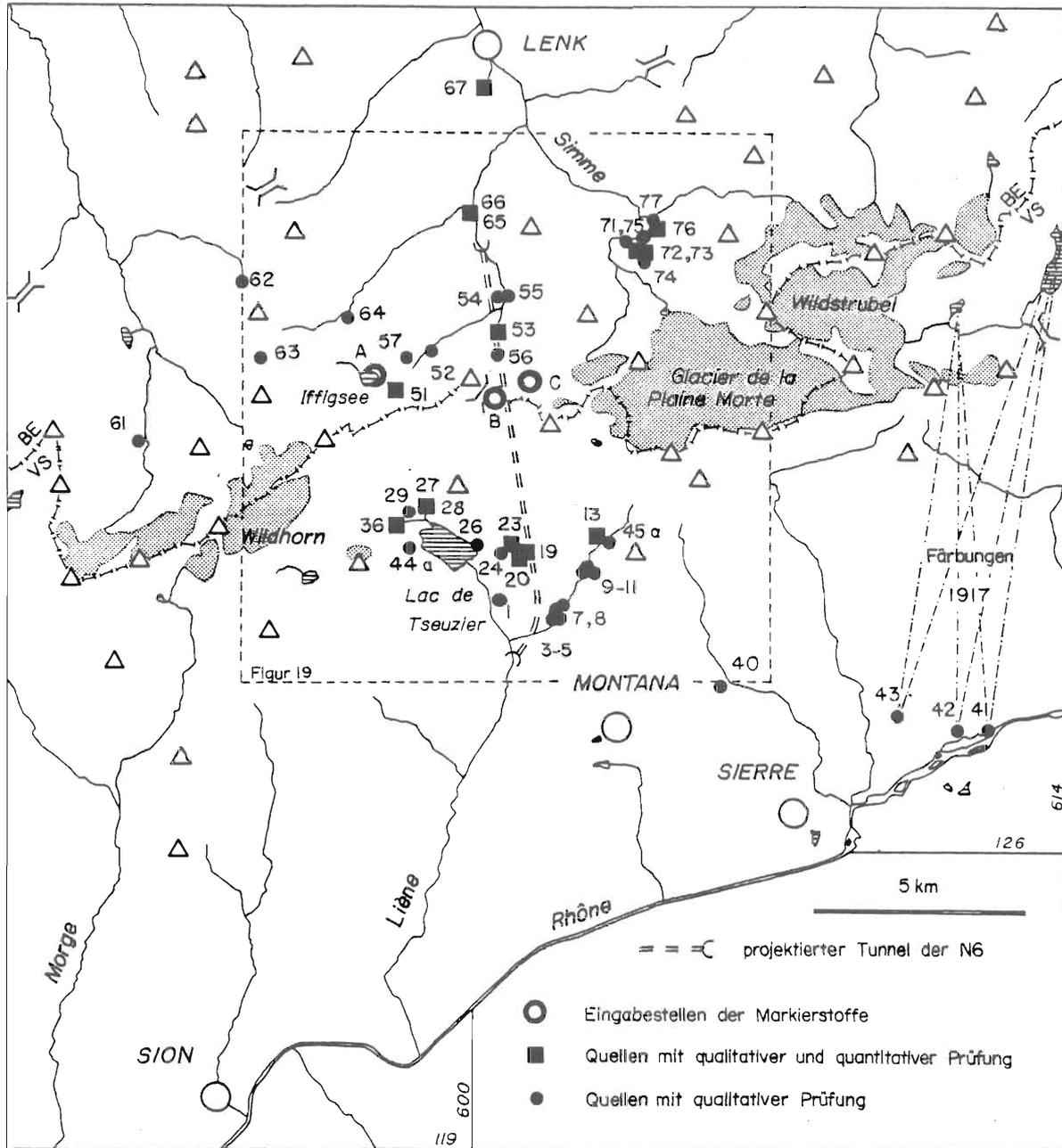


Fig. 15: Lage der Impfstellen der Markiermittel (A = Iffigsee, B = Doline de la Grande Croix, C = Rawilseeleni-Bach) und die Probenahmestellen (vgl. Tab. 30).

Die Beschickung der Ponore mit den Farbstoffen erfolgte am 12. August 1975. Die 100 kg Uranin wurden mit Auto und Maultier zum Iffigsee transportiert und zwischen 10 und 12 Uhr in die zu dieser Jahreszeit aktive Schwinde (auf 2065.85 m) am Nordost-Ufer eingegeben. Das Amidorhodamin G extra, 250 kg wiegend, gelangte mittels Luftseilbahn und Schlitten in die Doline de la Grande Croix und verschwand zwischen 9.50 und 11.45 Uhr im Untergrund, bei einer Wasserführung des Ponors von etwa 200 l/s. Beide Farbstoffe wurden in kleinen Mengen aufs Mal dem Wasser der Schwinden direkt beigemischt; eine Vorlösung erübrigte sich bei den stark turbulenten und stürzenden

Wasserläufen.

Die Sporen trafen leider verspätet aus Graz ein, so dass deren Eingabe erst am 14. August erfolgen konnte: Nämlich zwischen 10 und 11 Uhr die violetten (10 kg) in der Doline de la Grande Croix und zwischen 11.30 und 13.30 Uhr die roten (40 kg) im Ponor des etwa 130 l/s bringenden Rawilseeleni-Baches. Die in getrocknetem Zustand angelieferten Triftkörper wurden an Ort und Stelle zu einem Brei angerührt, durch ein Drahtnetz gedrückt und so den Gewässern beigegeben.

2.5.2 Resultate und ihre Interpretation

Die wichtigsten Ergebnisse des Markierversuches sind in den Figuren 16, 17 und 19 sowie in der Tabelle 12 zusammengefasst.

Bei der Interpretation des Tracerversuches ist zu berücksichtigen, dass dieser nur eine bestimmte zeitliche Situation erfasste, nämlich die am Ende der Schneeschmelze. Im Hochwinter wären z.T. grundsätzlich andere Ergebnisse zu erwarten: Wenn u.a. praktisch alle Karstquellen der Südseite versiegt sind, stellt sich möglicherweise eine andere Fließrichtung ein, nebst kleineren Geschwindigkeiten und veränderten Anteilen der diversen Wasseraustritte am Gesamtoutput (vgl. Kap. 2.6.2).

a) Farbstoffeinsatz

Wie der Figur 16 entnommen werden kann, wiesen die Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) einen Farbpeak vorgängig des sichtbaren Hauptpeaks auf. Diese Vorphase betrachten wir als eine Infiltration des nahe an den Quellen vorbeifliessenden Iffigbaches. Die grössten Uranin-Konzentrationen dieser Vorphase erfolgten $3\frac{1}{2}$ Stunden (Nr. 65) bzw. 5 Stunden nach Verfärbung des Iffigbachs. Als geologisch möglicher Infiltrationsort ist deshalb die Gegend des Iffigfalles (Distanz 1.3 km), wo der Bach im Nordschenkel der Hohberg-Falte den Schratzen-Kalk quert, weniger wahrscheinlich als die unmittelbare Umgebung der Blatti-Quellen im Fenster von Schwand, wo die Wildhorn-Decke noch einmal die Oberfläche erreicht (vgl. Fig. 10, 14 und 19) und tertiäre Kälke derselben im Bachbett anstehen.

Die Quantität des beigemengten Iffigbach-Wassers kann während des Markierversuchs auf $\frac{1}{4}$ l/s von 300 - 400 l/s bei der Alten Blatti-Quelle (Nr. 65) und $\frac{1}{20}$ l/s von 136 - 139 l/s bei der Neuen Blatti-Quelle (Nr. 66) geschätzt werden.

Der Anteil des Iffigsee-Wassers, das bis auf den Rezliberg gelangte, kann grössenordnungsmässig mit Dezilitern pro Sekunde beziffert werden bei einer Gesamtschüttung der Quellgruppe Siebenbrünnen/Rezli-Quelle (Nr. 72 - 74) von knapp $2 \text{ m}^3/\text{s}$.

Bemerkenswert sind die Verhältnisse in den Quellgruppen bezüglich des Auftretens der ersten Farbspuren: In der Alten Blatti-Quelle (Nr. 65), die den Ueberlauf der Neuen (Nr. 66) bildet, war das Uranin 15 Minuten vor dem Austreten in der Neuen Blatti-Quelle feststellbar. Aehnlich auf dem Rezliberg, wo die Rezli-Quelle (Nr. 72)

das gefärbte Wasser 3 - 4 Stunden nach den Siebenbrünnen (Nr. 73), die den Ueberlauf bilden, schütteten. Umgekehrt war es bei der Loquesse-Quelle (Nr. 27 und 28), wo die untern Austritte schneller auf den Farbstoff ansprachen als die oberen, welche allerdings schon am 14. August frühmorgens versiegten. Diese Befunde bestätigen die Annahme von LeGRAND & LaMOREAUX (1975: 16), die die grösste Wasserwegsamkeit im Bereich des permanenten Karstwasserspiegels fanden; ausführliche Begründungen für dieses Phänomen der maximalen Permeabilität in der oberen phreatischen Zone werden von BÖGLI (1978: 103ff) angeführt (vgl. auch mit Kap. 4.4 und 4.5.2).

Die Farbkonzentrationskurven in den Figuren 16 und 17 zeigen im Abfallen deutliche Schwankungen. Generell hinken diese kurzen Anstiege einige Stunden hinter den Schüttungsanstiegen nach, die durch den täglichen Schmelzwassergang bedingt sind. Dies lässt sich damit erklären, dass die Tagesgänge während der Schneeschmelze durch eine Druckwelle im Karstwasser-Körper ausgelöst werden. Diese Druckwelle wird von frisch hinzukommendem Schmelzwasser ausgelöst und remobilisiert älteres, gefärbtes Wasser. Schneewasserschübe können aber auch zu einer Verdünnung führen, womit die Konzentrations- entgegengesetzt der Schüttungskurve läuft (Loquesse: 26. - 28. August 1975, in Fig. 17). Sinngemäss dasselbe gilt für Input durch Regen. Alle Peaks der Farbkonzentrationskurven sind allerdings nicht so erklärbar, vielmehr müssen verzweigte Zubringer und zugehörige Kluftsysteme (Klüfte und Fugen 1. und 2. Ordnung nach TRIPET, 1973: 100ff; vgl. auch mit STRAYLE, 1970: 165ff) und damit verschiedene Transportzeiten angenommen werden (z.B. Blatti-Quellen am 17. August in Fig. 16).

Berechnet man die ausgespülte Menge des Uranins aus Konzentrationen und Quellschüttung, ergibt sich das überraschende Resultat, dass in der Iffiggläger-Quelle (Nr. 53) ca. 98 %, in der Alten Blatti-Quelle (Nr. 65) ca. 3.5 % und in der Neuen (Nr. 66) ca. 1.7 % ausgespült wurden, während es auf dem Rezliberg (Quellen Nr. 72 und 73) etwa 0.003 % waren. Die offensichtlich zu hohe Gesamtsumme beruht unseres Erachtens darauf, dass die diversen Wasserproben nicht die Durchschnittskonzentration in der Quelle repräsentieren, sondern eine höhere; dies könnte u.a. eintreten, wenn kurz vor dem Quellaustritt ungefärbtes Wasser dazukommt, ohne sich bis zur Probeentnahmestelle vollständig zu homogenisieren. HRIBAR & BIDOVEC (1972: 43ff) verweisen auf diese Möglichkeit, die in unserem Falle am ehesten bei der Iffiggläger-Quelle verwirklicht ist, deren Austritte auf ca. 100 m Länge verteilt sind. Diese unterschiedliche Tracerkonzentration kann im übrigen sowohl bei den Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66 in Fig. 16) wie bei der Source de la Loquesse (Nr. 27 und 28 in Fig. 17) festgestellt werden.

Auf dem Rezliberg waren drei Wasserproben der Rezli-Quelle (Nr. 72) und deren vier der Siebenbrünnen (Nr. 73) positiv; die festgestellte Maximalkonzentration betrug $0.03 \text{ mg Uranin/m}^3$, lag also äusserst knapp über der Nachweisgrenze. Die gleichzeitig eingesetzten Fluorocaptoren verrieten denn auch keine Spur der Farbe.

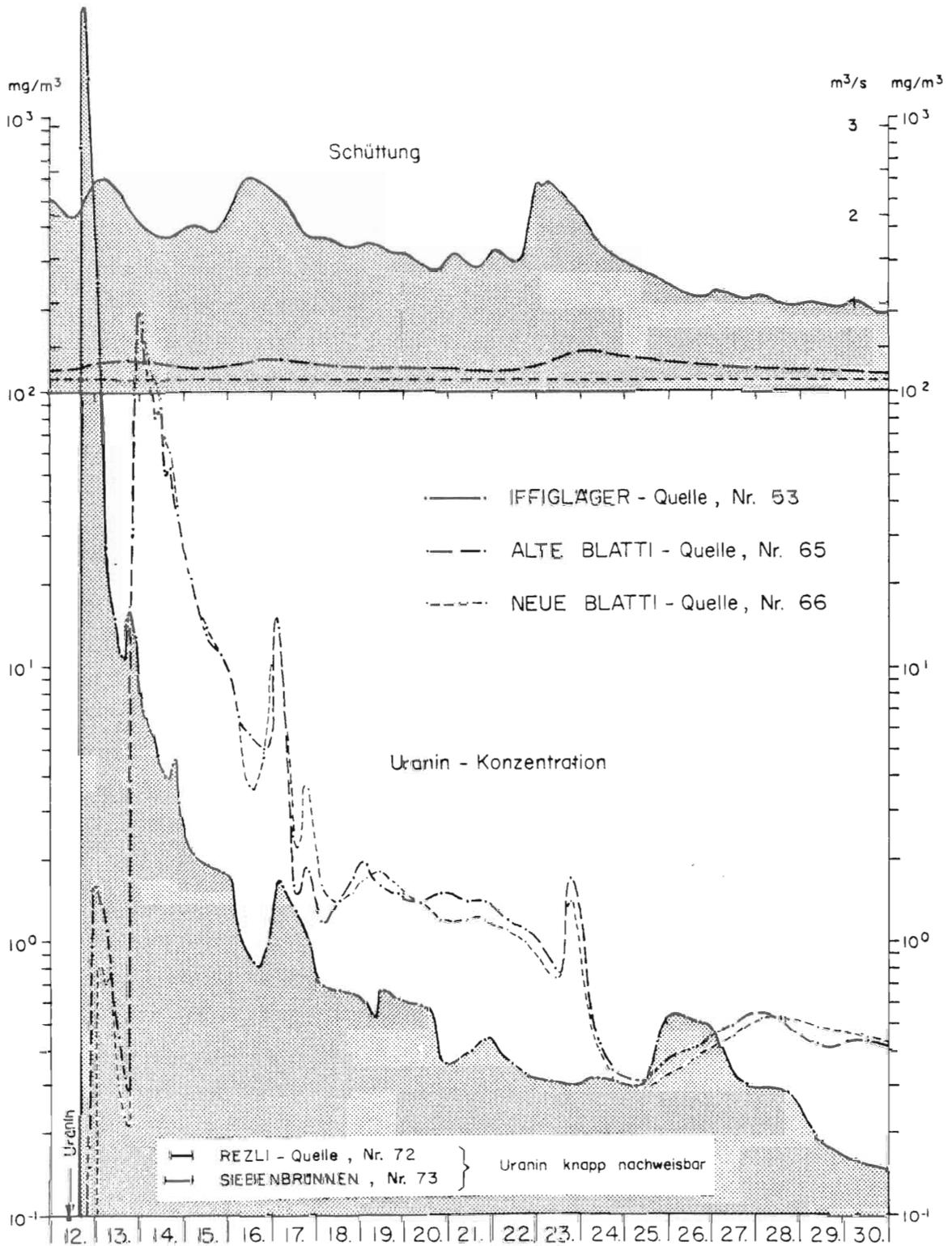


Fig. 16: Uranin-Konzentration und Schüttung der Iffiggläger-Quelle (Nr. 53) und der Blätti-Quellen (Nr. 65 und 66) vom 12. bis 30. August 1975.

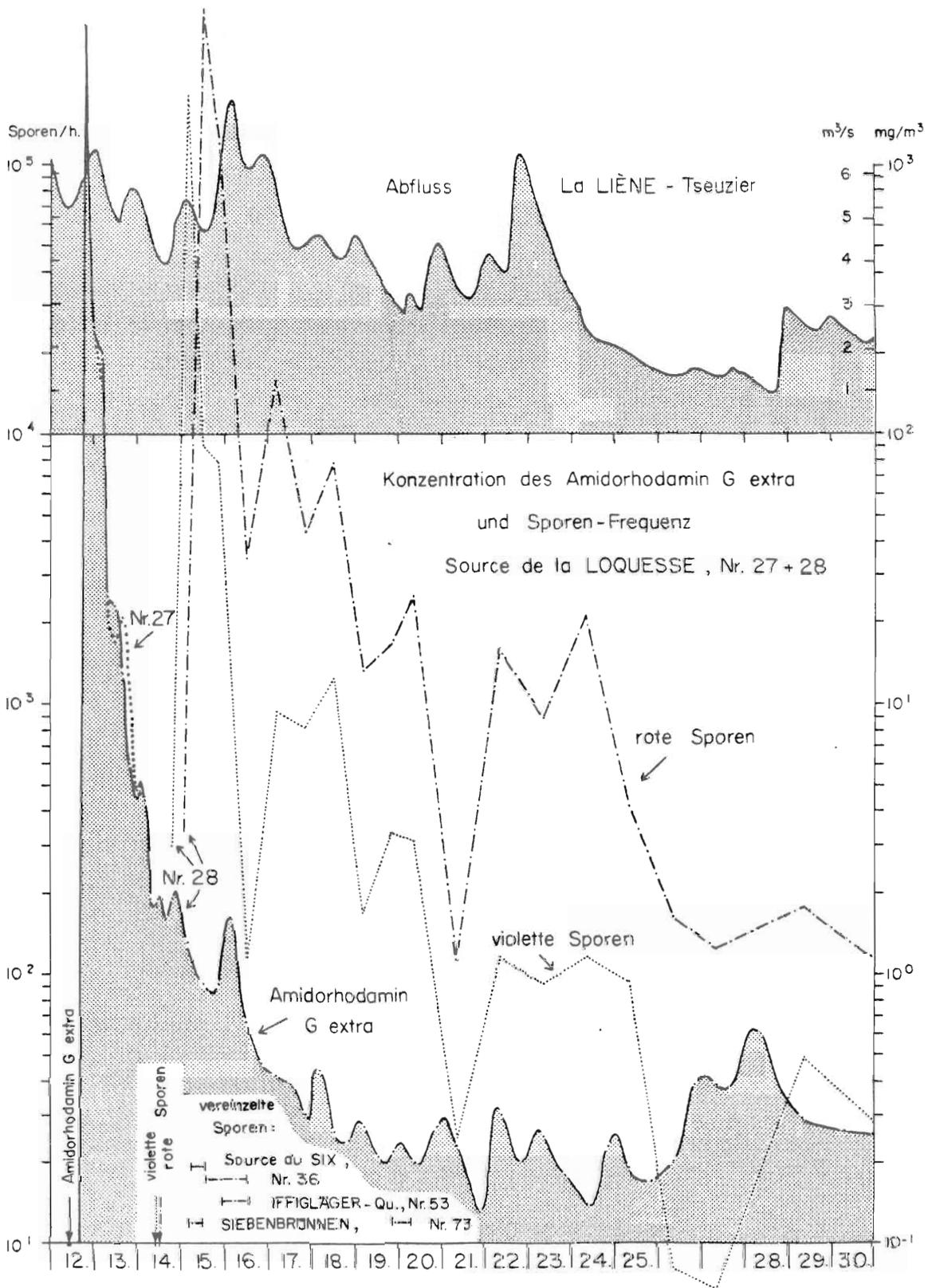


Fig. 17: Konzentration des Amidorhodamin G extra und Sporen-Frequenz in der Source de la Loquesse sowie Abfluss der Liène bei Tseuzier vom 12. bis 30. August 1975.

Die Ausbeute von Amidorhodamin G extra beträgt rund 85 %, wobei diesem Wert relativ grosse, im vorigen Abschnitt erläuterte Unsicherheiten anhaften. Immerhin kann gesagt werden, dass die Ausbeute verglichen mit dem Uranin deutlich kleiner ist, was sicher z.T. auf Adsorption zurückgeführt werden kann (vgl. LEUBUNDGUT, 1974).

Der Bach der Iffiggläger-Quelle (Nr. 53) verliert auf den ersten 600 m über 200 l/s in die Alluvionen des Iffigtals (vgl. Fig. 13). Das infiltrierte Wasser tritt in diversen Grundwasseraufstössen in der Wallisdole wieder zutage. Die Wassergeschwindigkeit kann auf mindestens 100 m pro Tag geschätzt werden.

Wie der Tabelle 12 entnommen werden kann, finden sich die grössten Abstandsgeschwindigkeiten zwischen Impfstelle und Hauptaustrittsort dort, wo beide in derselben Synklinale liegen. Kleinere Geschwindigkeiten sind bei Verbindungen festzustellen, bei denen Antiklinalen durchquert und damit der Schrotten-Kalk verlassen werden muss bzw. bei Quellen, bei denen der Tracer nur einen sekundären Zubringer markierte. Die Rolle des Gefälles kann im Hochgebirgskarst als unbedeutend betrachtet werden.

	Loquesse (Nr. 28)	Iffig- läger (Nr. 53)	Alte Blatti (Nr. 65)	Neue Blatti (Nr. 66)	Rezli (Nr. 72)	Sieben- brünnen (Nr. 73)
Horizontaldistanz zur Impfstelle	3050 m	3075 m	4500 m	4500 m	6950 m	6950 m
Höhendifferenz	480 m	495 m	850 m	855 m	655 m	625 m
Gefälle	15.7 %	16.1 %	18.9 %	19.0 %	9.6 %	9.0 %
Max. Abstandsgeschwindig- keit (Beginn Impfung - erstes Auftreten Farbstoff)	435 m/h	560 m/h	130 m/h	130 m/h	135 m/h	145 m/h
Geschwindigkeit der Höchst- konzentration (Mitte Imp- fung - Auftreten Höchst- konzentration)	350 m/h	455 m/h	120 m/h	120 m/h	130 m/h	130 m/h
Mittlere Geschwindigkeit (Mitte Impfung - Hälfte des in betr. Quelle ausge- schwemmten Farbstoffs)	330 m/h	370 m/h	100 m/h	95 m/h	120 m/h	125 m/h

Tabelle 12: Berechnete, scheinbare Geschwindigkeiten der Farbstoffe. Bei der Source de la Loquesse handelt es sich um das Amidorhodamin G extra aus der Doline de la Grande Croix (= B), bei den andern Quellen um das Uranin vom Iffigsee (= A in Fig. 15 und 19).

Eine weitergehende Interpretation des Farbdurchgangs bei den einzelnen Wasser-
austritten ergab keine sinnvollen Resultate: Die Berechnung der Längsdispersion der
Marker, sie erlaubt Aussagen bezüglich Grösse der Karstschläuche bzw. der Filtra-
tionskraft des Abflusssystem (JAMIER, 1976), ergab bei ein und derselben Quelle, je
nach verwendeter Formel, sehr unterschiedliche Resultate und erschien deshalb kaum

interpretierbar.

b) Sporentrift

In Figur 17 sind neben dem zeitlichen Verlauf der Farbkonzentrationen auch jener der semiquantitativen Sporenfrequenz in der Source de la Loquesse (Nr. 28) eingetragen. Abgesehen vom Zeitpunkt des ersten Auftretens zeigt das Kurvenbild der Frequenz von violetten und roten Sporen ein sehr ähnliches Bild. Dies führt zum Schlusse, dass beide Triftkörper denselben Einflüssen ausgesetzt waren, insbesondere dass sie schon nach kurzer Strecke die gleichen Bahnen benützten.

Da beide Impfstellen in der Rawil-Synklinale liegen, ist dieser Befund nicht weiter erstaunlich; er bestätigt aber die relativ grosse Präzision der Werte der Sporentrift.

Während bei der Eingabe das Mengenverhältnis der roten zu den violetten Sporen 4 : 1 beträgt, war es bei der Ausbeute 2.72 : 1. Der unterschiedlichen Weglänge, die Relation beträgt in der Luftlinie 3.05 km : 3.8 km bzw. 1 : 1.25, kann nicht der gesamte Unterschied angelastet werden, vielmehr scheint es, dass die Sporensedimentation beim Rawilseeleni-Bach um rund einen Achtel grösser war als beim Bach der Doline de la Grande Croix, d.h. beim letzteren ist der Weg mit weniger Hindernissen gespickt (vgl. Fig. 18) und damit auch die Triftgeschwindigkeit im Schnitt grösser.

Die Auswertung der Proben aus den Planktonnetzen ergab bei der Loquesse-Quelle (Nr. 28) eindeutige Nachweise der hydrologischen Verbindungen zu den beiden Sporeneingabestellen; anders verhält es sich bei drei weiteren Quellen, wo nur ganz vereinzelte Sporen auftauchten (vgl. Fig. 17): In der Source du Six (Nr. 36) waren drei Proben positiv mit insgesamt einer violetten und zwei roten Sporen; in der Iffigläger-Quelle (Nr. 53) erschien ein einziger roter Triftkörper im Probenmaterial; bei den Siebenbrünnen (Nr. 73) waren es vier (1 und 3) in zwei Proben.

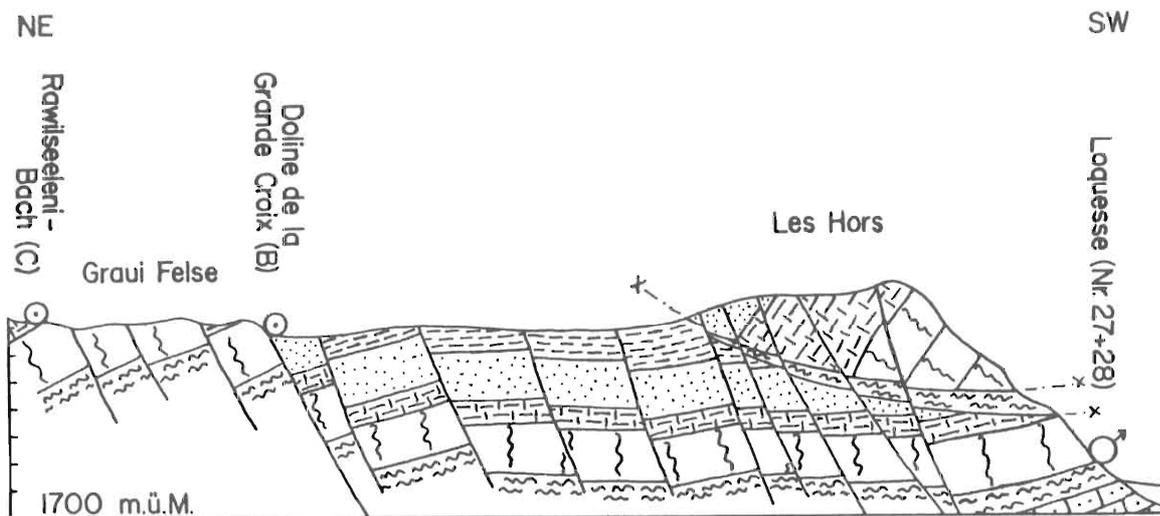


Fig. 18: Geologisches Längsprofil von den Grauen Felsen bis zur Source de la Loquesse (Nr. 27 und 28); Massstab 1 : 27'500. Legende auf Seite 56.

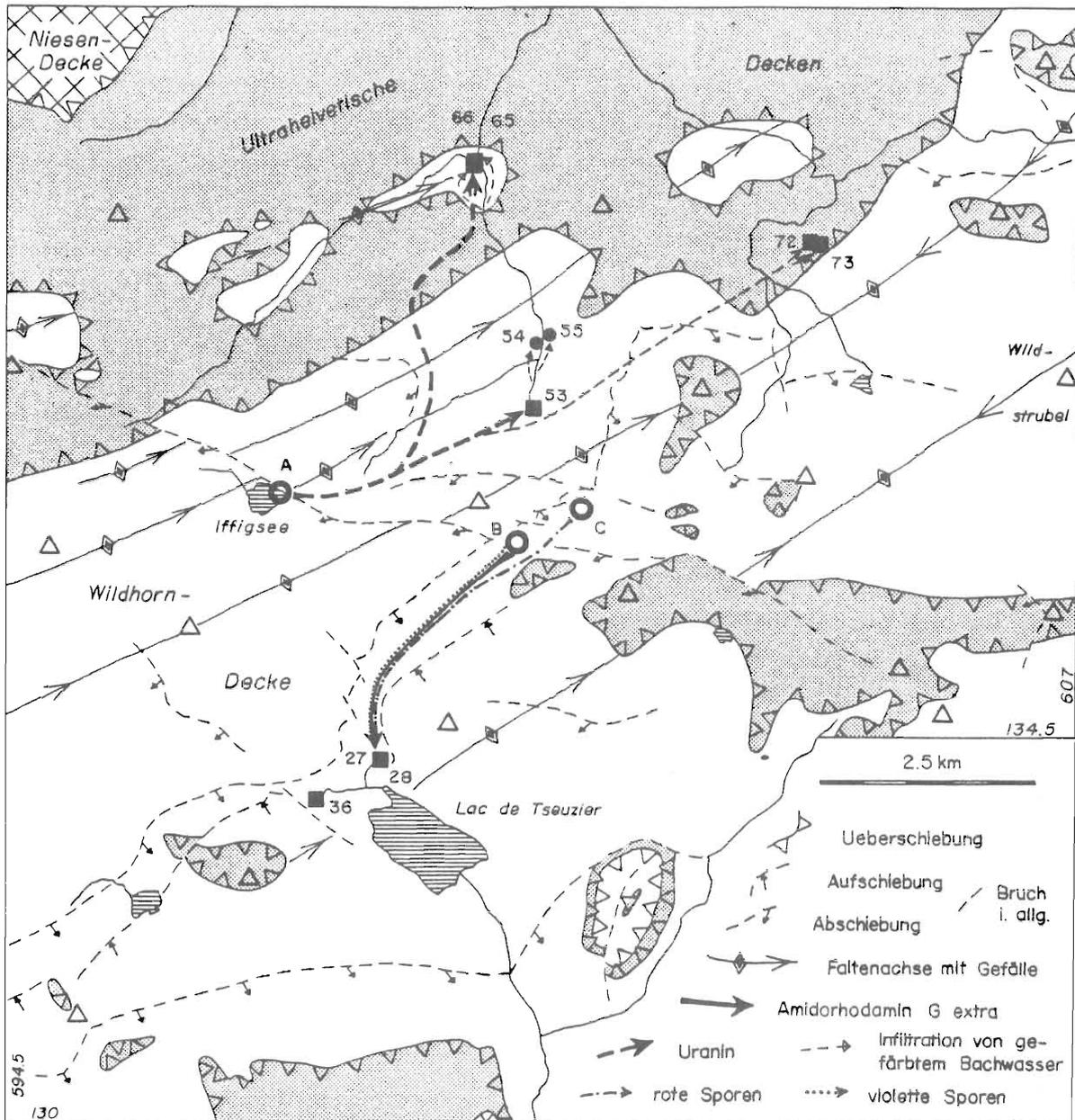


Fig. 19: Tektonische Skizze des Untersuchungsgebietes und approximative Wege der Markiermittel (weisse Flächen: Helvetikum; graue Flächen: Ultrahelvetikum). Die fraglichen Verbindungen zwischen der Doline de la Grande Croix (B) zur Source du Six (Nr. 36) und vom Rawilseeleni-Bach (C) zu den Siebenbrünnen (Nr. 73), zur Iffigläger- (Nr. 53) und zur Six-Quelle wurden weggelassen. Genaueres im Text.

Die geringe Anzahl der nachgewiesenen Sporen in diesen Quellen besitzt keine statistische Relevanz für den Verbindungsnachweis; bei der Impfung der Ponore können geringe Mengen der Tracer vor der Benetzung verblasen werden und auf dem Luftweg die Quellen erreichen, denn keines der Planktonnetze konnte unmittelbar an der Austrittsstelle montiert werden. Bei der Source du Six ist übrigens nicht nur an Windverfrachtung der Sporen zu denken, sondern auch an Kontamination der Planktonnetz-Proben durch die Entnahme-Equipe, der auch die sporenrreiche Loquesse-Quelle unterstand.

Obschon Sporendurchgänge nur semiquantitativ auswertbar sind, kann man bei jenen der Source de la Loquesse (Nr. 28) doch einen Vergleich mit der Konzentrationskurve des ausgebrachten Amidorhodamin G extra wagen. In der Zeit nach dem 20. August 1975, als sich die verschiedenen Eingabezeiten der Marker nicht mehr auswirkten, lässt sich ein entgegengesetztes Verhalten von Farbe und Triftkörpern erkennen (vgl. Fig. 17): Während ansteigende Schüttung eine Verdünnung des gelösten Tracers bewirkt, geschieht das Gegenteil bei den Sporen, indem deren Frequenz durch Aufwirblung sedimentierter Triftkörper zunimmt.

2.6 Einzugsgebiete der Karstquellen: Abgrenzung und Charakteristiken

2.6.1 Grundlagen der Abgrenzung von Einzugsgebieten

Als erstes mussten die Verkarstungsanfälligkeit und die Gebirgsdurchlässigkeit der verschiedenen Gesteinstypen erfasst werden; der erste Begriff umfasst die chemischen und strukturellen Voraussetzungen (z.B. Karbonatgehalt, Korngrösse, Klüftung, Schichtigkeit u.v.a.m.), die eine Verkarstung ermöglichen, der zweite die effektiv vorhandene Durchlässigkeit der diversen Formationen im Bereich des Untersuchungsgebietes, welche von der Verkarstungsanfälligkeit, von der Art des Nebengesteins, von der Exposition u.a. abhängig ist.

Ein verkarstungsanfälliges Gestein kann z.B. bei Abschirmung von jeder wesentlichen Wasserzirkulation eine schlechte Gebirgsdurchlässigkeit besitzen; umgekehrt dürfte ein an und für sich dichtes Gestein, zwischen gut permeablen Felsarten gelegen, von durchgängigen Kluftsystemen aus durch Erosionsvorgänge eine gewisse Gebirgsdurchlässigkeit erhalten.

MÜLLER I. (1975, 1976a) wies die Gesteine der Freiburger Voralpen vier Durchlässigkeitsklassen zu und beschrieb die Ursachen dieser Unterteilung. Dasselbe soll mit den Formationen im Untersuchungsgebiet geschehen, mit der Differenz, dass in der helvetischen Schichtreihe nur drei Kategorien der Verkarstungsanfälligkeit verwendet werden konnten, weil ein vollständig impermeables Gestein im kretazo-tertiären Karst des Rawil aus tektonischen und/oder petrographischen Gründen fehlt und dass der Einfachheit und der Uebersichtlichkeit halber die Formationen als ganzes einer Klasse der Gebirgsdurchlässigkeit zugewiesen werden.

Die Klasseneinteilung in Figur 20 erfolgte aufgrund von Beobachtungen der Morphologie (vgl. Tab. 7), Laboranalysen der Gesteine (vgl. Tab. 3) und der Auswertung des Markierversuchs von 1975 (vgl. Kap. 2.5.2). Der Verlauf der Kategoriengrenzen im Dreieck beruht auf folgenden Tatsachen:

- Karbonate sind die weitaus wichtigsten, löslichen Gesteinskomponenten und
- die Klüfte in tonigen Gesteinen neigen zu Kolmatierung während sie in Sandsteinen eher offen bleiben und in Karbonaten gar korrosiv erweitert werden können.

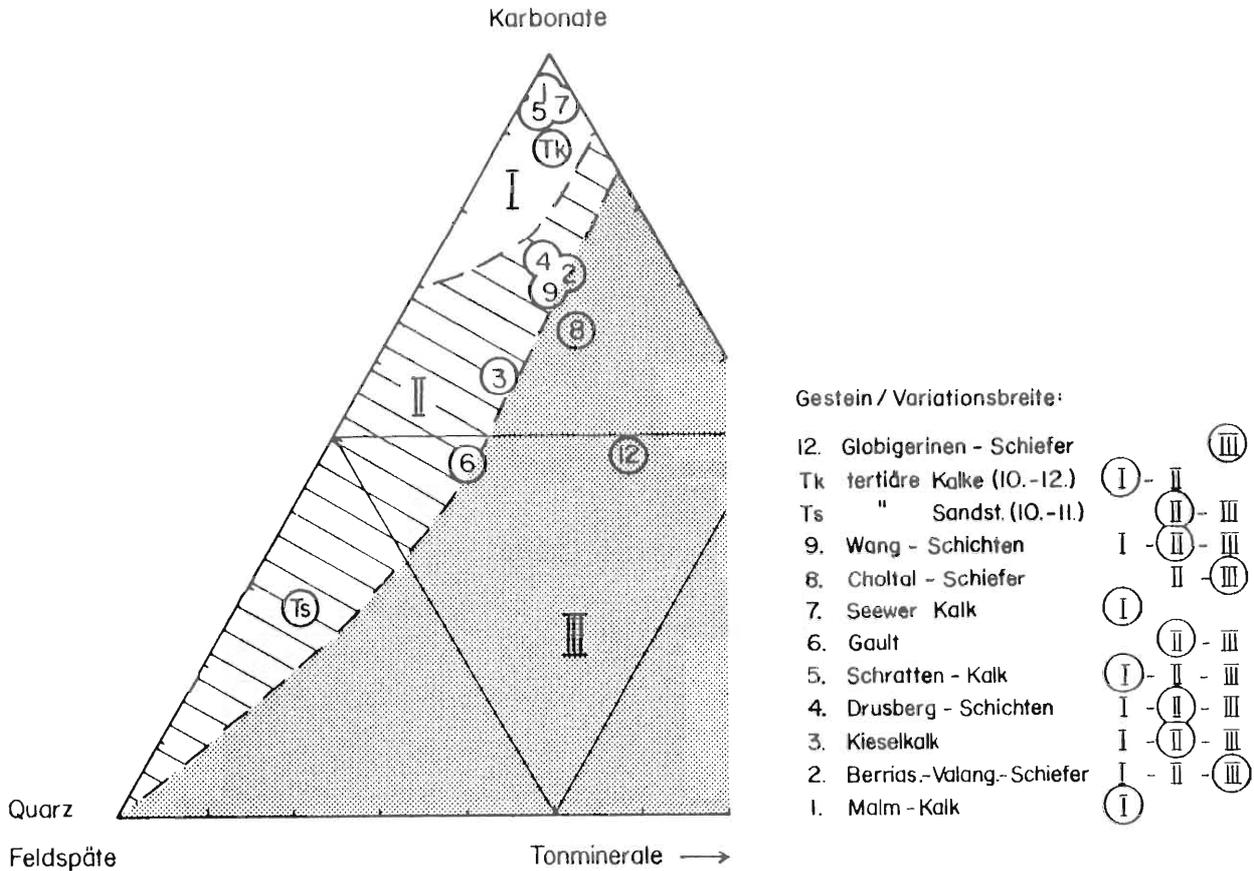


Fig. 20: Schematische Skizze der Gebirgsdurchlässigkeit als Funktion der mittleren chemischen Zusammensetzung der geologischen Formationen (I = sehr gute bis III = schlechte Permeabilität). Erläuterungen im Text.

Die Unterteilungslinien in Figur 20 sind willkürlich gewählt bezüglich der Lage, nicht jedoch der Richtung. Um die effektive Gebirgsdurchlässigkeit zu erhalten, müssten noch weitere Faktoren berücksichtigt werden; z.B. liesse sich eine Tetraeder- spitze denken über dem Basisdreieck der genannten Figur, u.a. mit einer Gewichtung für

- Klüftung und Schichtung (= primäre Wasserwegsamkeit),
- Mächtigkeit der Formation,
- Mikrostruktur und Chemismus der Karbonate,
- Lage im tektonischen Gebäude (Faltenbau z.B. fördert die Vereinheitlichung bzw. Individualisierung der Karstsysteme),
- die Art der Gesteine im Liegenden und Hangenden (z.B. stauende Schichten; im weiteren kann ein gut verkarstungsfähiges Gestein inmitten schlecht korrodierbarer Felsarten die Verkarstung geradezu "anziehen", vgl. dazu TRIMMEL, 1975),
- Geländeneigung im Aufschluss,
- Klimafaktoren wie Niederschlag, Vegetation u.a.,
- sowie für die Lage bezüglich dem Vorflutniveau.

Diese sicher unvollständige Aufzählung lässt die komplexen Abhängigkeiten der Gebirgsdurchlässigkeit erahnen; die einfache Darstellung in Figur 20 gestattet aber immerhin die grobe Erfassung dieses Parameters.

Neben dieser Gesteinseinteilung in Durchlässigkeits-Klassen dienten zur Abgrenzung der Einzugsgebiete der Markierversuch 1975 (Kap. 2.5) und die Extrapolation seiner Ergebnisse mit Hilfe geologischer Profile (Fig. 9, 10, 12, 14 und 18; BADOUX et al., 1959; BADOUX & LOMBARD, 1962; FURRER, 1962; u.a.) und einem Faziesquerprofil (Fig. 2); die Analyse des Schüttungsverhaltens der Karstquellen (siehe z.B. Fig. 34), deren Chemie und spezifischen Abflüsse sowie die Isotopenuntersuchungen (Kap. 3.3 und 4) gaben weitere Hinweise auf die mögliche Herkunft der Wässer.

Auf die spezifischen Abflüsse bei diversen Limnigraphen-Stationen soll nachstehend kurz eingegangen werden, um grössere, auf Beeinflussung durch Karst deutende Diskrepanzen zwischen orographischem Einzugsgebiet und Abfluss zu erfassen.

Durch die Einführung einer "Normalabflussspende" (nach HÄBERLI, 1972: Der spezifische Abfluss in Funktion der mittleren Höhe des orographischen Einzugsgebietes) werden die Werte unterschiedlicher Messstationen vergleichbar. Spezielle Verhältnisse, sei es durch Niederschlag, Gletscher oder durch räumliche Deckung bzw. Ergänzung von orographischem und effektivem Einzugsgebiet, können auf diese Weise allerdings nicht erfasst werden.

Klar zuviel Wasser erhält die Liène, wenn man die Abflussspende mit dem orographischen Einzugsgebiet vergleicht; zählt man aber die Gebiete von Les Audannes, La Saourie - Donin und die nördliche Plaine Morte dazu (gut 10 km² oder 70 % zusätzlich), ergeben sich Werte des spezifischen Abflusses, die im normalen Rahmen liegen.

Der deutlich unterdurchschnittlich Wasser führende Trüebbach wird nach dem Zustupf der Siebenbrünnen und der andern Karstquellen des Rezliberges (Nr. 72 - 82) in die übliche Grössenordnung angehoben (vgl. mit Simme - Oberried).

Kaum ausgeprägt wirkt sich die Karstentwässerung im orographischen Einzugsgebiet des Louibaches aus, da nur ca. 2 km² beim Dürsee von insgesamt 92 km² in Richtung Nordosten entwässern; diese Vergrösserung des Sammelbeckens der Iffiggläger-Quelle (Nr. 53) wirkt sich beim Limnigraphen am Iffigbach nicht durch einen erhöhten Abfluss aus, vielmehr gilt eher das Gegenteil, weil aus diesem Gebiet auch die Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) gespiesen werden und gar Wasseraustritte auf dem Rezliberg (Nr. 72 und 73) daran partizipieren (vgl. Kap. 2.5.2).

Mit Hilfe von "débits classés" (MANGIN, 1971) kann aus der Analyse der Abflussdaten u.U. geschlossen werden, ob das zugehörige Karstsystem offen oder geschlossen ist; die Anwendung der Methode auf das Rawil-Gebiet lieferte diesbezüglich kaum neue Erkenntnisse (vgl. WILDBERGER, 1979: 207ff).

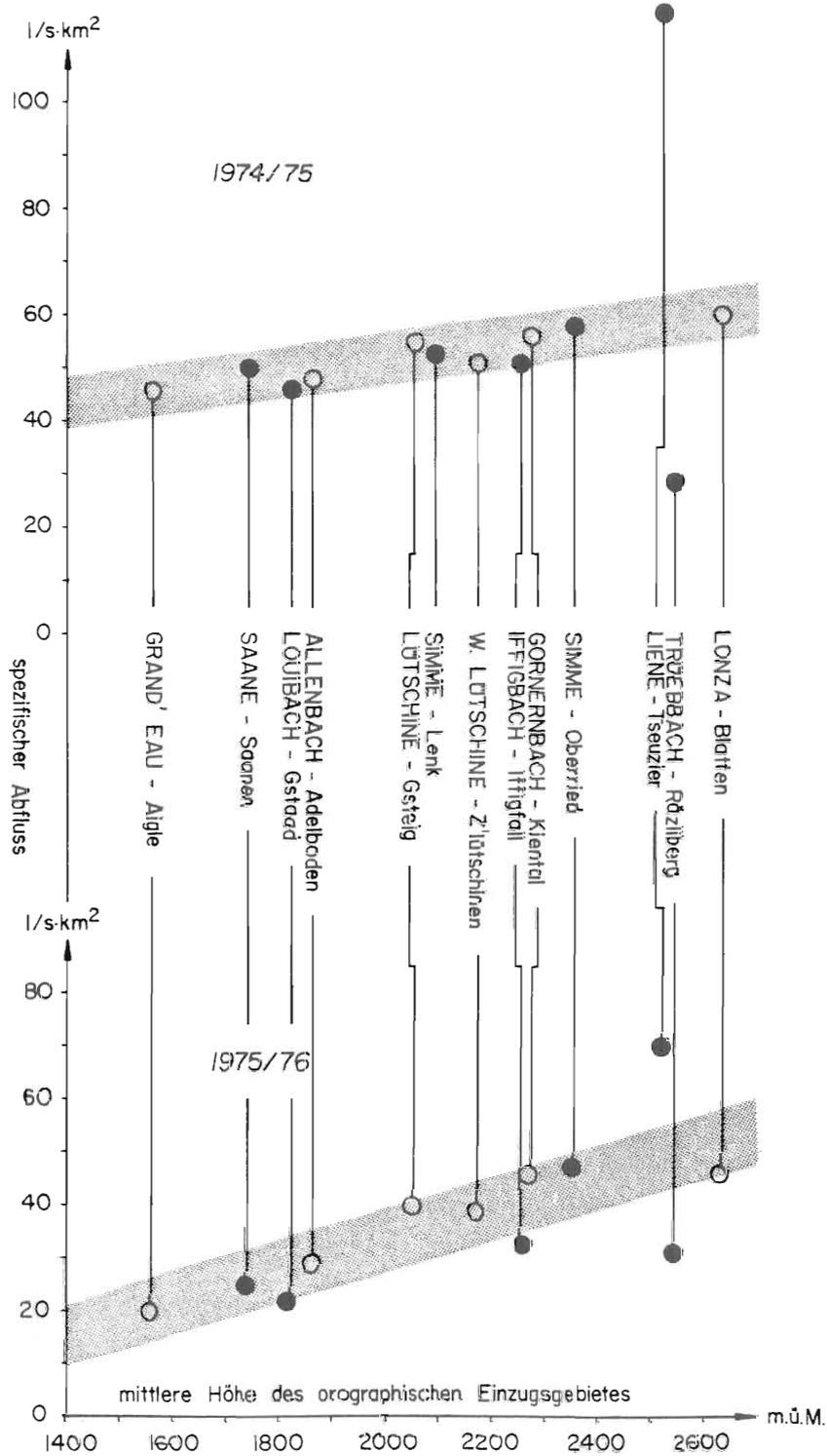


Fig. 21: Spezifische Abflüsse einiger Bäche des Untersuchungsgebietes (●) und von Vergleichsstationen (○) in Funktion der mittleren Höhe der orographischen Einzugsgebiete.

Oben: Im feuchten hydrologischen Jahr 1974/75.

Unten: Im trockenen hydrologischen Jahr 1975/76.

Zusammengestellt nach Daten des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft (1975, 1976, 1978), sowie von ELLENBERGER (1976), HÄBERLI (1972) und MAUERHOFER (1978).

2.6.2 Approximative Lage der Einzugsgebiete

Bereits in den Kapiteln 2.3.2, 2.3.3 und 2.6.1 wurde die Herkunft verschiedener Quellwässer angetippt, ebenso im Abschnitt über den Markierversuch (Kap. 2.5). Im folgenden sollen die Einzugsgebiete und deren Besonderheiten kurz diskutiert werden; auf die Kriterien der Abgrenzung von Sammelbecken wurde in Kapitel 2.6.1 hingewiesen.

In Figur 22 werden nebst den Einzugsgebieten der grösseren Karstquellen und -Quellgruppen im Raume zwischen Wildhorn und Wildstrubel auch Gebiete mit vollständig unterirdischem Abfluss von solchen mit sowohl oberirdischem und unterirdischem sowie von solchen unterschieden, in denen die Niederschläge oberirdisch abgeführt werden oder lediglich in Lockergesteinen versickern.

Die Gebiete mit sowohl Karst- wie oberirdischer Entwässerung sind gekennzeichnet durch unvollständiges Versinken der sie entwässernden Gerinne bzw. durch Ueberfliessen der Ponore in Form von Getschereis. Grosse Landschaftsteile in dem zur Gänze unterirdisch entwässernden Gelände wird von kaum verkarstungsfähigen Gesteinen aufgebaut; diese dienen als Wassersammler für die in korrodierbaren Gesteinen liegenden Schwinden.

Weite Areale sind in Figur 22 als tributär von verschiedenen Quellen eingezeichnet; dies beruht einesteils auf den Erkenntnissen des Markierversuches, auf Schüttungsmessungen und geologischen Ueberlegungen, so reicht z.B. das Einzugsgebiet der Simme-Quelle (Nr. 73) bis zum beinahe ein Dutzend Kilometer entfernten Wildhorn im Westen, andernteils auf den Unsicherheiten der Grenzziehungen zwischen den Einflusssphären der diversen Wasseraustritte.

Die Limiten der Sammelareale der Walliser Seite, besonders zwischen den Quellen im Süden der Plaine Morte (Nr. 13, 19, 20, 23, 45a) und der Source de la Loquesse (Nr. 27 und 28) zum einen, zwischen dieser und der Source du Six (Nr. 36) zum andern, sind mangels einer genügenden Anzahl von Tracerexperimenten recht unsicher, eine Ueberlappung der Einzugsgebiete hingegen wahrscheinlich.

Die Quelle der Sionne (Nr. 46) weist eine Schüttung mit ausgesprochenem Ueberlaufcharakter auf. Ihr Sammelgebiet dürfte durch den markanten Bruch Châble Court - Les Andins - Mondralèche nördlich begrenzt sein, möglicherweise gehört auch noch das Becken von La Saourie (P. 2579) zum Einzugsgebiet; der Grundabfluss dieses Raumes geht aber in Richtung des Schicht- und Achsenfallens nach Ostnordosten zu den Quellen am Rawilhorn (Nr. 36, 44a), wobei der Kieselkalk wohl der wichtigste Wasserleiter ist.

Das Einzugsgebiet der Felsen-Quelle (Nr. 51) beschränkt sich auf die Karrenfelder südlich und evt. südwestlich des Austrittes in der Gratregion zwischen Schnide- und Mittaghorn. In Figur 22 wurde dieselbe Signatur wie für die Iffigläger-Quelle (Nr. 53) angewendet, da wahrscheinlich ein Teil des Wassers direkt dieser zufliesst, die Felsen-Quelle also nur eine Art Ueberlauf bildet.

Approximative Ausdehnung der Einzugsgebiete der Karstquellen im Rawil - Gebiet

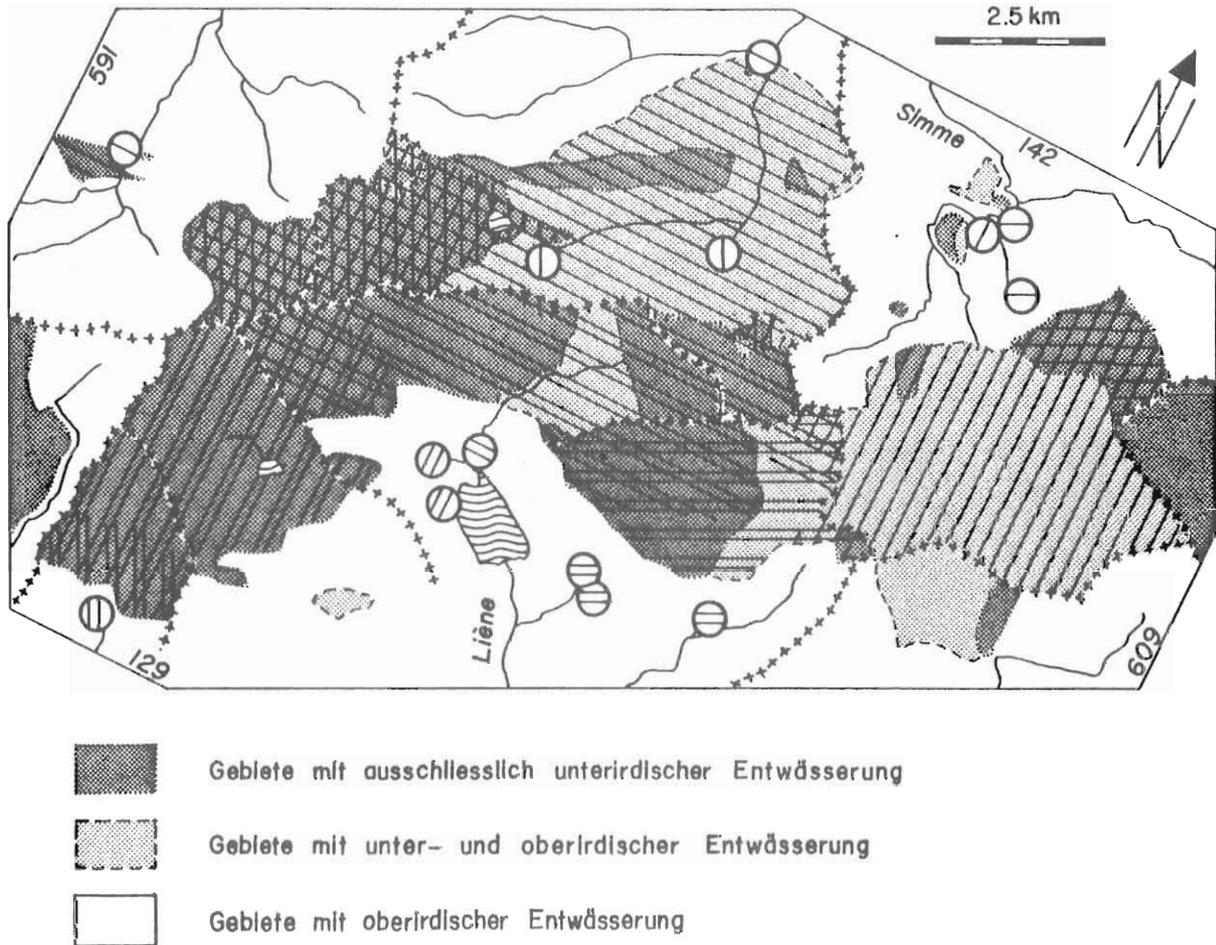


Fig. 22: Karstentwässerung im Rawil-Gebiet: Uebersicht (1 : 110'000) der approximativen Einzugsgebiete der Karstquellen. Legende z.T. auf der folgenden Seite.

Aehnlich könnte es sich bei der Quelle beim Geltenschuss (Nr. 61) verhalten; der Basisabfluss käme in diesem Falle den Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) zugute.

Unsicher ist die Erstreckung der Einflussosphäre der Quellgruppe Siebenbrünnen/Rezli (Nr. 72 - 74) in Richtung Osten: Der westliche Ammertengletscher entwässert wahrscheinlich zum Fluesee (Nr. 81 und 82) und zu den Quellen auf dem östlichen Rezliberg (Nr. 75, 76 und 78), möglicherweise alimentiert er aber auch die Simme-Quellen (Nr. 72 - 74).

Grosse Flächen weisen sowohl unter- wie oberirdischen Abfluss auf; dies sind insbesondere der Plan des Roses und der Glacier de la Plaine Morte. Beim letzteren kann der Anteil des versinkenden Wassers vom Gesamtabfluss mit Hilfe des Linnigraphen am Trüebbach (vgl. Fig. 20) auf rund 60 % geschätzt werden.

Die in Figur 22 ersichtliche Zuweisung des Iffigtals und von Pöris in die Kate-



approximative Einzugsgebiete der Karstquellen:

	Ertentse, Urgesses, Vatseret (Nr. 13, 19, 20, 23)
	Loquesse, Lourantse (Nr. 27 - 29)
	Slx, Seruna (Nr. 36, 44a)
	Slonne (Nr. 46)
	Felsen-Qu., Iffigläger (Nr. 51, 53)
	Geltenschuss, Blattli (Nr. 61, 65, 66)
	Rezil, Siebenbrünnen (Nr. 72 - 74)
	östlicher Rezliberg, Fluesee (Nr. 75, 76, 78, 81)

Fortsetzung der Legende zu Figur 22.

gorie der Gebiete mit ober- und unterirdischem Abfluss beruht auf der Erkenntnis, dass der Iffigbach zum geringen Teil im Fenster von Schwand versinkt und in den Blattli-Quellen (Nr. 65 und 66) wiedererscheint. Ein äquivalenter Vorgang ist beim Geltenbach denkbar, dort wo dieser die Synklinale der Grossen Witi quert; wie oben erwähnt könnte damit sowohl zur Speisung der Quelle beim Geltenschuss (Nr. 61) wie auch der Karstquellen in Pöschennried (Nr. 65 und 66) beigetragen werden. In diesem Falle würde sich das Bruttoeinzugsgebiet der Blattli-Quellen um gut 8 auf über 30 km² vergrössern (vgl. Tab. 13).

Es seien nachfolgend einige Spekulationen erlaubt bezüglich des Einflusses der Jahreszeiten bzw. des Karstwasserspiegels auf die Abflussrichtung der unterirdischen Wässer. Zur Zeit des Markierversuchs im Sommer 1975 entwässerte der Iffigsee, der hier stellvertretend für die gesamte Synklinale bis zu den Silberritze im Westen steht, zu rund 95 % zur Iffigläger-Quelle (Nr. 53), zu etwa 5 % zu den Blattli-Quellen (Nr. 65 und 66) und mengenmässig unbedeutend zum Rezliberg (Nr. 72 und 73). Ab ca. Dezember bis etwa Ende April, d.h. während rund fünf Monaten, liegt die Hauptresurgenz trocken, obschon zum mindesten am Iffigsee eine Infiltration stattfindet; diese lässt sich in der genannten Zeit auf gut 10 l/s beziffern (vgl. Fig. 8), welche wohl zum grössten Teil den Blattli-Quellen zugutekommen und einen Anteil von etwa 8 % bei deren Erguss darstellen.

Eine Hypothese bleibt auch die Ausdehnung des Einzugsgebietes der Simme-Quellen (Nr. 72 - 74) bis in die Gegend des Rawil-Passes während des Winters; diese Vermutung

wird gestützt durch die Tatsache, dass z.B. in der Doline de la Grande Croix (P. 2379) bis weit in die kalte Jahreszeit Wasser versinkt, währenddessen weder in der Loquesse- (Nr. 27 und 28) noch in der Lourantse-Quelle (Nr. 29) Wasser austritt, bei den Siebenbrünnen (Nr. 73) und der Rezli-Quelle (Nr. 72) hingegen eine permanente Schüttung zu beobachten ist. Die beiden letztgenannten Quellen könnten das betreffende Wasser durch die in ihre Richtung geneigte Rawil-Mulde erhalten, welche in der Gegend des Hintern Tierbergs von den Hauptzubringern dieser Quellen gequert wird.

In der Tabelle 13 äussert sich das Ineinandergreifen der Einzugsgebiete in den im Verhältnis zu den Aequivalent-Sammelarealen grossen Bruttoeinzugsgebieten, während eigentliche Gebiete mit unterirdischem Abfluss zu einer einzigen Quelle oder Quellgruppe verschwindend klein sind. Im Untersuchungsgebiet haben somit rund 38 km² ausschliessliche Karstentwässerung und etwa 32 km² sowohl einen ober- wie einen unterirdischen Abfluss.

	Brutto- Einzugsgebiet (km ²)	Monopol- Einzugsgebiet (km ²)	Aequivalenz- Einzugsgebiet (km ²)
Sionne (Nr. 46)	3.4	0	ca. 1
Six/Serune (Nr. 36, 44a)	ca. 13.7	ca. 7	ca. 7
Loquesse/Lourantse (Nr. 27 - 29)	ca. 18	7.6	ca. 14
Vatseret/Urgesses/Ertentse (Nr. 13, 19, 20, 23, 45a)	7.2	1.5	1.5 - 2
Quelle beim Geltenschuss (Nr. 61)	0.4	0	ca. 0.2
Blatti (Nr. 65 und 66)	ca. 23	1.7	ca. 4
Felsen-Quelle (Nr. 51)	ca. 0.5	0	ca. 0.3
Iffigläger (Nr. 53)	ca. 9	0	ca. 7
Siebenbrünnen/Rezli (Nr. 72 - 74)	ca. 26	0.3	ca. 8
östlicher Rezliberg/Flueschafberg (Nr. 75, 76, 78, 81, 82)	ca. 2.2	0	1 - 1.2

Tabelle 13: Grösse der approximativen Einzugsgebiete von Karstquellen und -Quellgruppen des Rawil-Gebietes (alle Werte verstehen sich als Angabe der Grössenordnung). Bruttoeinzugsgebiet: Maximale Auehnung des Gebietes, von wo Wasser zur Quelle gelangen kann; Monopoleinzugsgebiet: Gebiet mit ausschliesslicher Entwässerung in Richtung der betreffenden Quelle oder Quellgruppe; Aequivalenzeinzugsgebiet: ungefähre Grösse des Gebietes, das zur alleinigen Speisung der Quelle oder Quellgruppe nötig wäre.

Die sehr hohen spezifischen Abflüsse von etwa 65 - 75 l/s.km² beruhen zum einen auf den in diesen Höhenlagen des Gebirges grossen Niederschlagsraten, zum andern auf dem raschen Versinken der Wässer im nackten Karst, womit die Verdunstung stark ein-

geschränkt wird; im Einzugsgebiet der Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) lässt sich eine relativ niedrige Abflussrate von rund $60 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ beobachten, was auf die ziemlich grosse Vegetationsdichte im Einzugsgebiet zurückzuführen ist. Während ELLENBERGER (1976) für das Simmental oberhalb Zweisimmen einen durchschnittlichen Abflusskoeffizienten von ca. 85 % berechnete, kann im Hochgebirgskarst mit seinen geringen Evapotranspirationsverlusten gar ein solcher von etwa 90 oder 95 % angenommen werden. (Alle diese Werte stützen sich auf unkorrigierte Niederschlagsgrößen!). Zum Vergleich nachstehend Beispiele aus bodenbedeckten Karstgebieten: STRAYLE (1970) und VILLINGER (1978) fanden auf der Schwäbischen Alb spezifische Abflüsse von rund $15 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$, bzw. Evapotranspirationsverlust von 40 - 60 %; für das Einzugsgebiet der Areuse-Quelle kommt TRIPET (1973) auf $38 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$, entsprechend einem Abflussquotienten von knapp 80 %.

Der Einfluss der Gletscher machte sich im Isotopengehalt der Quellwässer von Loquesse (Nr. 28), Six (Nr. 36), Iffigläger (Nr. 53), Blatti (Nr. 65 und 66), Rezli (Nr. 72) und Siebenbrünnen (Nr. 73) während des Markierversuches im Sommer 1975 einzig im zweit- und im letztgenannten Wasseraustritt durch charakteristisch tiefe Tritiumwerte bemerkbar (OESCHGER, 1976; SCHOTTERER et al., 1979); da Vergletscherungen im Einzugsgebiet von jeder dieser Quellen auftreten, bedeutet diese Aussage vor allem ein quantitativer Hinweis auf die Grösse der zugehörigen Gletscherareale; ein Gletscheranteil von etwa 20 % im Sommelgebiet der Iffigläger-Quelle schlug sich nicht in relevantem Ausmass im Isotopengehalt des Wassers nieder.

3. Natürliche Markierung der Wässer - Gesteinsabtrag - Isotopen-Analysen

3.1 Die natürliche Markierung der Wässer durch die Gesteine des Aquifers - Aggressivität der Wässer gegenüber den Karbonaten

In diesem Kapitel wird nur auf jene Eigenschaften der von den Quellen mitgeführten Stoffe eingegangen, die eventuelle Rückschlüsse auf die Art des Muttergesteins erlauben.

Die natürliche Markierung der Quellwässer durch die Gesteine des Aquifers, insbesondere das Verhältnis von Mg zu Ca, wird schon seit längerer Zeit verwendet, um Einzugsgebiete abzugrenzen oder die unterirdischen Wege des Wassers zu lokalisieren (vgl. u.a. mit ZÖTL, 1961; APEL, 1971; MÜLLER I., 1975, 1976a + b; POCHON & SIMEONI, 1976). Im weiteren erlaubt die Berechnung der Sättigungsgrade der Wässer in bezug auf die am meisten verbreiteten Minerale Aussagen über Lösungsgeschwindigkeit und -ort.

3.1.1 Gelöste Stoffe im Niederschlag - Feststoffzufuhr

Die von ausserhalb des Untersuchungsgebietes zugeführten Substanzen müssen von denjenigen in den Quellwässern subtrahiert werden, damit die Einflüsse des Karstes abgeschätzt werden können.

Um die Grösse des Input an gelösten Stoffen approximativ zu erfassen, dienten einige Leitfähigkeitsmessungen an geschmolzenen Neuschneeproben aus verschiedenen Lagen des Untersuchungsgebietes. Es zeigt sich eine undeutliche Tendenz von zunehmender chemischer Fracht mit abnehmender Höhe des Probenahmeortes.

Im Niederschlagswasser wurden bis 3 mg Ca/l bzw. 1 mg Mg/l gefunden; das Mengenverhältnis dieser beiden Elemente bewegt sich im normalen Rahmen der Quellwässer. Diese Angabe wird bestätigt durch Messungen von MISEREZ (1973) im Jura und von WIRTH (1974) im Schwarzwald.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass der Input an gelösten Stoffen im Schnitt ca. 6 mg/l beträgt und die Anteile der wichtigsten Substanzen nicht wesentlich von jenen in Gesteinen abweichen; somit ist eine Verfälschung des Vergleichs zwischen Gestein und Quellwasser nicht zu befürchten (siehe MISEREZ, 1973: Fig. 23).

Ueber die Menge der dem Untersuchungsgebiet von ausserhalb zugeführten Festsubstanzen, sei es durch Niederschlag, sei es durch Wind, existieren keine Angaben; sie wird vorderhand, mangels exakter Daten, als unbedeutend erachtet. Die gelegentlichen Niederschläge von Saharastaub, z.B. in der Periode 1936 bis 1946 75 Ereignisse in Arosa, hauptsächlich aus feinem Quarz bestehend (HAEBERLI, 1978), lassen sowohl quantitäts- wie qualitätsmässig keine wesentlichen Beeinflussungen der Suspension in den Quellwässern befürchten. Es kann vielmehr angenommen werden, dass den hochgelegenen und kahlen Karstarealen staub- und grusförmige Substanz durch die des öfters stürmischen Winde entzogen wird und erst wieder in den geschützten Lagen der Täler zur Ablagerung gelangt.

3.1.2 Versinkende Wässer: Gelöste und suspendierte Stoffe

Die Menge der gelösten Stoffe in versinkenden Wässern hängt u.a. von der oberirdischen Laufstrecke und der Aggressivität ab. Zur Frage der Lösungsfreudigkeit von Schmelzwässern, welche im Rawil-Gebiet Regenwasser weitaus überwiegen, gegenüber Kalkstein besteht eine umfangreiche Literatur. Entgegen der theoretischen Annahme, dass das kalte Wasser viel CO₂ gelöst habe, zeigt sich im Gegenteil, dass der Partialdruck dieses Gases im Schnee generell klein ist, Schneekristalle können i.G. zu Regentropfen bei ihrem Fall kaum CO₂ aus der Luft auswaschen (MIOTKE, 1974), und die in Karstgebieten meist rasch versinkenden Schmelzwässer haben keine Zeit, sich dem höheren CO₂-Pegel in der Atmosphäre anzugleichen. Die Wässer aus vegetationslosen Gebieten erreichen dadurch Härten von maximal 70 - 90 mg/l und von dieser chemischen Fracht wird erst noch der grösste Teil, d.h. ca. 80 %, unterirdisch gelöst (BÖGLI,

1971; MAIRE, 1976). Die geringe Konzentration gelösten Kalkes wird kompensiert durch hohe Niederschlagsraten.

In Tabelle 14 finden sich einige Analysendaten aus dem Untersuchungsgebiet, die obige Angaben stützen. Die Beispiele der Tabelle sind insofern speziell, als es sich um Bäche aus unverkarsteten Arealen handelt und bei einem von ihnen liegen sogar noch Seen vor der Probenahmestelle; diese Gerinne versinken erst beim Erreichen des Kalkes. Wässer aus reinen Karstgebieten werden wegen ihrer kürzeren oberirdischen Laufstrecke entsprechend kleinere Härtegrade aufweisen; BÖGLI (1971) gibt für auf nackten Karrenfeldern im Muotatal versinkende Wässer eine Gesamthärte von 17 mg CaCO₃/l an, also rund 30 - 40 % der in Tabelle 14 erwähnten Werte.

Ponor	Jahr	n	Gesamthärte (mg CaCO ₃ /l)		
			abflussgew. Mittel	Min.	Max.
Doline de la Grande Croix 2380 m	1973/74	23	45	37	89
	1974/75	12	39	33	75
Rawilseelenibach 2480 m	1973/74	20	48	41	71
	1974/75	12	43	38	66

Ponor	Datum	Gesamthärte (mg CaCO ₃ /l)	Sättigungsindizes	
			Calcit	Dolomit
Doline de la Grande Croix 2380 m	29.7.77	49	30 %	1 %
	9.9.77	45	9 %	0 %
Rawilseelenibach - 2480 m bei Wildhornhütte - 2250 m	29.7.77	48	20 %	1 %
	28.7.77	56	32 %	2 %

Tabelle 14: Gesamthärten und Sättigungsindizes von versinkenden Wässern aus hochgelegenen, unverkarsteten Terrains im Rawil-Gebiet. Die Härteangaben der Jahre 1973 - 1975 wurden aus der spezifischen Leitfähigkeit abgeleitet (vgl. Fig. 57 und Tab. 28). Erläuterungen im Text.

Noch höher liegen die Werte beim Spezialfall des oberirdisch abflusslosen Iffigisees; bei ihm schwanken die Gesamthärten zwischen 0.1 und 9⁰f bei einem arithmetischen Mittel von ca. 6.5⁰; der Mittelwert wird nur während der Schneeschmelze von etwa Ende April bis Anfang Juni unterschritten, zu einer Zeit also, in der bedingt durch die meist hohen Wasserstände grosse Mengen versinken (vgl. Kap. 2.2). Ca findet sich von 0.2 bis 24 mg/l und Mg bis 6 mg/l; die höchsten Mg-Gehalte können im Winter festgestellt werden. Entsprechend schwankt das Verhältnis der beiden Elemente zwischen 10 % im Sommer und 26 % im Frühjahr.

Grosse Mengen der suspendierten Stoffe im Wasser stammen aus den Gebieten mit siliziklastischen, undurchlässigen Gesteinen. In den bedeutenden Ponoren versinken deshalb häufig stark getrübe Wässer: Messungen im Sommer und Herbst in der Doline de la Grande Croix ergaben 6 und 24 mg/l, beim Rawilseeleni-Bach, nach den Seen, 1/2 mg/l.

3.1.3 Quellwässer: Gelöste und suspendierte Fracht

Das Probenmaterial für die Untersuchung der chemisch gelösten Stoffe ist von der Berner Seite um vieles umfassender als jenes vom Walliser Teil des Rawil-Gebietes; es wird deshalb auf nähere Angaben zur Chemie der Quellen der Südseite verzichtet. Die Zusammensetzung dieser Wässer bewegt sich aber im Rahmen derjenigen der Nordseite.

a) Markierung durch die chemisch gelöste Fracht

Als potentielle Marker wurden die Relation von Mg zu Ca und der Sulfatgehalt bestimmt. Um einen besseren Vergleich mit den entsprechenden Mg/Ca-Verhältnissen im Karbonatanteil der Gesteine (vgl. Kap. 1.1.5, Tab. 3) zu ermöglichen, wurden die Werte der Quellwässer mit der Schüttung und der Gesamthärte gewichtet.

Quelle (mit Nr.)	n	Gesamthärte (°f)	Mg/Ca (Gew.%)
Iffigläger-Quelle (Nr. 53)	14	5.4/ <u>7.2</u> /10.9	8/ <u>15</u> /26
Alte Blatti-Quelle (Nr. 65)	25	8.3/ <u>9.8</u> /17.0	9/ <u>13</u> /27
Neue Blatti-Quelle (Nr. 66)	25	8.1/ <u>11.1</u> /13.4	10/ <u>17</u> /26
Rezli-Quelle (Nr. 72)	25	5.4/ <u>8.4</u> /11.7	10/ <u>22</u> /36
Siebenbrünnen (Nr. 73)	25	5.3/ <u>7.2</u> /11.2	13/ <u>20</u> /37
Quelle b. Laubbach (Nr. 76)	12	5.2/ <u>7.0</u> /11.6	9/ <u>20</u> /26

Tabelle 15: Minima, Mittel und Maxima von Gesamthärte und Mg/Ca-Verhältnis in der Zeit von April 1977 bis März 1978; die Mittel sind schüttungsgewichtet, dasjenige der Relation zusätzlich noch härtegewichtet (n = Probenzahl).

Obige Tabelle zeigt deutliche Differenzen im mittleren Mg/Ca-Verhältnis der verschiedenen Quellen. Dies kann folgende Gründe haben:

- Verschiedene Anteile der diversen Gesteine im Einzugsgebiet und im Aquifer;
- verschiedenes Alter des Wassers: Im Hochsommer, während der Schneeschmelze, lassen sich generell tiefere Mg/Ca-Relationen feststellen als im Winter, zur Zeit des reinen Basisabflusses (vgl. Kap. 4.5.1 und Fig. 23);
- verschiedene Mittelwerte bei Quellen einer Gruppe erklären sich durch das abweichende Schüttungsverhalten zwischen unteren Wasseraustritten und deren Ueberlauf

und damit der unterschiedlichen Gewichtung entsprechender Einzelwerte.

Als Ergänzung zu Tabelle 15 dient Figur 23. Es sind dort die deutlich differierenden Mg/Ca-Verhältnisse und/oder Gesamthärten nicht zusammengehörender Quellen zum einen und die Unterschiede zwischen Sommer und Winter zum andern ersichtlich.

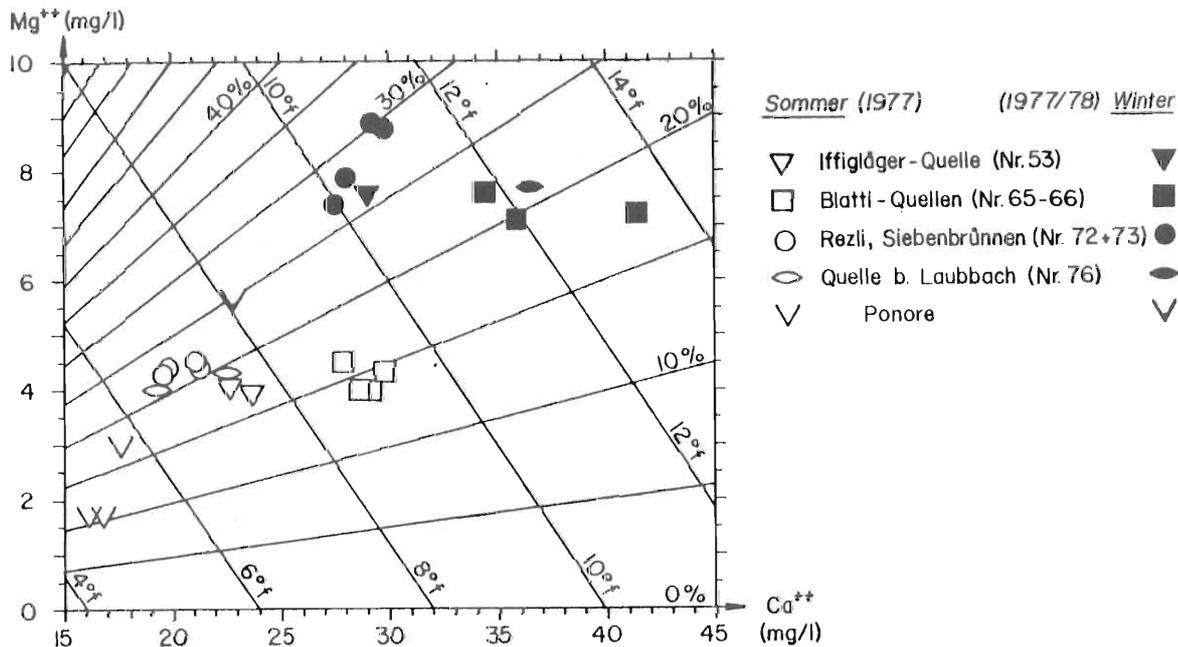


Fig. 23: Mg/Ca-Verhältnisse (Gewichts-%) und Gesamthärten (°f) verschiedener Ponore und Quellen des Rawil-Gebietes im Sommer und im Winter. Viele Werte von Ponoren liegen bedeutend tiefer und damit ausserhalb der Graphik.

Aus dem Sulfatgehalt, er schwankt unabhängig von der Jahreszeit meist zwischen 8 und 21 mg/l bei Mittelwerten (aus drei bis sieben Messungen) von 14 bis 17 mg/l, lassen sich bei den wichtigsten Quellen der Nordseite keine wesentlichen Herkunftsunterschiede ableiten.

b) Markierung durch Suspension

Die ermittelten Zusammensetzungen der suspendierten Fracht sind in Tabelle 16 aufgeführt. In dieser Aufstellung sind die Werte von versinkenden Wässern aus unverkarstem Terrain enthalten, um die nicht existierenden Unterschiede zu den Quellwässern, nach dem Passieren des verkarsteten Gebirges, zu demonstrieren. Dadurch ist aufgezeigt, dass in dieser Hinsicht keine prinzipiellen Unterschiede zwischen Karst und anderen Gebieten bestehen.

Bemerkenswert ist die stete Anwesenheit von Karbonaten in der Trübe, obschon die Sättigungsindizes während des grössten Teils des Jahres auf aggressive Wässer schliessen lassen (vgl. Kap. 3.1.6). Bei den Tonmineralen herrscht der Illit vor neben wenig Chlorit; Albit überwiegt bei den Feldspäten.

Eine weitere Art der Markierung könnte die Illitkristallinität der Tonfraktion

Ponor	n	Quarz (%)	Calcit (%)	Dolomit (%)	Feldspat (%)	Tonminerale (%)
Doline de la Grande Croix	2	30/25	15/10	-/1	2/2	55/60
Rawilseeleni-Bach	1	20	15	Sp.	1	65
Quelle (mit Nr.)						
Source de Vatseret (Nr. 23)	3	20/25/30	15/15/15	-/Sp.	Sp./2/4	50/55/65
S. de la Loquesse (Nr. 27+28)	3	15/20/20	15/15/15	-/0	Sp./1/2	65/65/65
Source du Six (Nr. 36)	3	20/25/35	15/20/25	1/3/5	Sp./1/2	45/50/50
Iffigläger-Quelle (Nr. 53)	3	25/25/30	15/20/20	1/2/2	- /Sp.	45/50/60
Alte Blatti-Quelle (Nr. 65)	9	20/30/35	5/10/15	Sp./1/3	Sp./2/4	45/55/60
Neue Blatti-Quelle (Nr. 66)	12	25/30/40	5/10/20	Sp./2/4	- /2/4	50/55/65
Rezli-Quelle (Nr. 72)	3	15/20/25	15/15/20	Sp./1/2	Sp./1/2	55/60/65
Siebenbrünnen (Nr. 73)	3	15/20/30	15/15/20	1/2/2	Sp./1/2	45/55/65
Quelle b. Laubbach (Nr. 76)	3	20/25/35	10/15/20	1/2/3	- /1/2	50/55/65

Tabelle 16: Zusammensetzung der Suspension in versinkenden Bächen und in Karstquellen des Rawil-Gebietes (Minimum, Mittel, Maximum; n = Probenzahl; Sp. = Spuren).

in der Suspension darstellen. Diesbezügliche Untersuchungen benötigen relativ viel Material, so dass nur bei der Neuen Blatti- (Nr. 66) und der Rezli-Quelle (Nr. 72) für je eine Probe genügend Trübe, gewonnen mittels Planktonnetz, vorhanden war. Die Untersuchungen ergaben in der Tonfraktion ein vorherrschen von Illit neben etwa 10% Chlorit und Spuren von Illit/Montmorillonit-mixed-layer. Die Kristallinitätsgrade (nach KÜBLER, 1968) waren 7.1 bei der Quelle in Pöschenried, 6.4 bei jener auf dem Rezliberg; ein Präparat aus dem Quellschlamm des letzteren Wasseraustrittes ergab äquivalente Resultate. Diese Werte im anchimetamorphen Bereich nahe an der Grenze zum unmetamorphen, liegen im Randbereich der an Gesteinen gewonnenen Resultate (WILDBERGER, 1979); die Herkunft lässt sich nicht lokalisieren. Möglicherweise besteht eine Selektion der besser kristallisierten Illite durch Verwitterung, Lösung und Transport.

Bei der Rezli-Quelle (Nr. 72), den Siebenbrünnen (Nr. 73) und der Source de la Loquesse (Nr. 27 und 28) tritt im Sommer die Suspension in so grosser Menge auf, dass sie mühelos von blossen Auge erkennbar ist; bei den beiden ersten Wasseraustritten verursachen die Schwebstoffe eine milchige ("Gletschermilch"), bei der Walliser Quelle eine graubraune Farbe. Bei andern Exsurgenzen ist eine sichtbare Trübung nur ausnahmsweise zu beobachten.

Tabelle 17 enthält einige Angaben zur absoluten Quantität der Suspension in den verschiedenen Karstquellen. Im Mittel werden etwa 1 bis 10 % der von den Quellen geförderten Stoffe in fester Form transportiert; die Extrema von Einzelwerten liegen

zwischen knapp 0.1 und 50 %.

Quelle	(mit Nr.)	n	Suspensionsmenge (mg/l)
Source de Vatseret	(Nr. 23)	3	1.1/ 1.7/ 2.3
<u>Source de la Loquesse</u>	(Nr. 27 und 28)	2	20.1/22.3
Source du Six	(Nr. 36)	3	0.7/ 1.5/ 2.0
Iffigläger-Quelle	(Nr. 53)	3	3.3/ 3.7/ 3.9
Alte Blatti-Quelle	(Nr. 65)	22	0.1/ <u>3.7</u> /38.4
Neue Blatti-Quelle	(Nr. 66)	24	0.1/ <u>1.0</u> / 5.8
<u>Rezli-Quelle</u>	(Nr. 72)	3	7.2/ 9.5/12.5
<u>Siebenbrünnen</u>	(Nr. 73)	3	6.0/12.4/18.3
Quelle beim Laubbach	(Nr. 76)	3	3.6/ 4.7/ 6.7

Tabelle 17: Suspensionsmengen in einigen Karstquellen des Rawil-Gebietes. Bei den beiden Blatti-Quellen handelt es sich um Minima, arithmetisches Mittel und Maxima von Proben aus dem hydrologischen Jahr 1976/77, bei den andern Quellen um Einzelproben aus Sommer und Herbst 1977 und 1978 (n = Probenzahl; unterstrichen sind Quellen mit häufig sichtbarer Trübe).

3.1.4 Diskussion über das Mg/Ca-Verhältnis im Wasser und in den Karbonaten bzw. über die Mineralogie der Suspension und der Gesteine

a) Mg/Ca-Verhältnis im Wasser und in den Karbonaten

MÜLLER I. (1975, 1976a) bestimmte bei Quellwässern aus dem Karst der Freiburger Voralpen, deren Einzugsgebiet einer einzigen lithologischen Einheit angehört, das mittlere Mg/Ca-Verhältnis und konnte so Quelltypen aufstellen, die durch die jeweilige Mg/Ca-Relation der betreffenden Formation geprägt sind. Im Rawil-Gebiet liegen die Verhältnisse insofern komplizierter, als bei kaum einer Quelle das Wasser nur durch eine einzige Gesteinseinheit beeinflusst wird und deshalb keine Quelltypen definiert werden können.

Es liegt nun nahe, die in Tabelle 3 aufgeführten Mg/Ca-Verhältnisse im Karbonatanteil der verschiedenen Formationen mit der entsprechenden Relation in den verschiedenen Quellwässern zu vergleichen (Tab. 15), um wenigstens zu ermessen, von welchem Gestein die Karstwässer am stärksten geprägt werden und damit Rückschlüsse auf die Gebirgsdurchlässigkeit der diversen Formationen zu ziehen und allgemein deren Bedeutung für den Karst im Rawil-Gebiet abzuschätzen. Auf den ersten Blick fällt die Diskrepanz zwischen den genannten Verhältnissen in den Wässern und jenen in den Karbonaten auf, indem im Vergleich zum Ca 2 bis 10 mal mehr Mg gelöst ist als in fester Form angeboten wird. Dieses Missverhältnis kann auf verschiedenen Faktoren beruhen, die nachstehend kurz diskutiert werden.

Die unterschiedliche Methodik zum Messen der Ionenverhältnisse in den Karbonat-

mineralen und im Wasser hat folgende Auswirkung: Da Mg in den Quellen als Differenz zwischen dem Gehalt an Ca und der Summe aller zweiwertigen Kationen dargestellt wird, sind im Wert für das Mg noch weitere Elemente enthalten, die einen höhern Mg-Gehalt vortäuschen als der Wirklichkeit entspricht. Messungen an Gesteinen (BAUSCH, 1965; WEDEPOHL, 1970; PERSOZ in KIRALY, 1973) und an Karstwässern (MISEREZ, 1973; WIRTH, 1974) zeigen, dass dieser Effekt das Mg/Ca-Verhältnis höchstens um 10 rel% nach oben schieben kann.

Die Wässer beziehen ihre gelöste Fracht bevorzugt aus den am leichtesten löslichen Gesteinskomponenten, den Karbonaten; weitere Ionen können aber auch aus den restlichen Mineralen stammen und somit einen direkten Vergleich der Karbonat- und der Wasserchemie verfälschen. Da jedoch die generell weichen Wässer aus karbonatfreien Aquiferen, welche, ausser bei den hier nicht in Betracht fallenden ultrabasischen Gesteinen, eine ähnliche Dominanz des Ca über das Mg aufweisen (vgl. WIRTH, 1974), wie Karstwässer aus dem Rawil-Gebiet, deuten auf die Vernachlässigbarkeit der Lösung von Nichtkarbonatmineralen für die Relation von Mg zu Ca hin. In dieselbe Richtung weist die Karbonathärte, die im Durchschnitt von 120 Werten 88 1/2 % der Gesamthärte ausmacht und somit wenig Raum lässt für die Lösung von Mineralen neben Calcit und Dolomit.

Berechnet man das Mg/Ca-Verhältnis aus Karbonat- und Ca-Härte, was implizieren würde, dass das gesamte Ca aus den gelösten Karbonaten stammen und die Summe der zweiwertigen Kationen ausser Ca und Mg (v.a. Sr, Ba, Fe) in der Grössenordnung des Mg-Gehaltes liegen würde, ergäben sich bei den schüttungsgewichteten Mitteln der Ionenverhältnisse in Tabelle 15 ungefähr folgende Aenderungen (Annahme: Karbonathärte = 0.885 · Gesamthärte):

Iffigläger-Quelle	(Nr. 53):	von 15 nach 6 %
Alte Blatti-Quelle	(Nr. 65):	von 13 nach 5 %
Neue Blatti-Quelle	(Nr. 66):	von 17 nach 8 %
Rezli-Quelle	(Nr. 72):	von 22 nach 13 %
Siebenbrünnen	(Nr. 73):	von 20 nach 11 %
Quelle b. Laubbach	(Nr. 76):	von 20 nach 11 %

Die obige, kaum den Realitäten entsprechende Manipulation kann aber die Relation von Mg zu Ca im Wasser jener im Karbonatanteil der Gesteine auch nicht angleichen.

Das einzige Mg-reiche nichtkarbonatische Mineral im Untersuchungsgebiet ist der Chlorit. Weil dieser aber nur sehr langsam verwittert (TROCHİM in TRÖGER, 1969), ist er trotz geringer Ausgangskonzentration in der Suspension als Nebengemengteil nachweisbar; die Resistenz des Chlorit gegen Atmosphärien zeigt sich auch am Fehlen von Abbauprodukten desselben (vgl. MILLOT et al., 1965) in der Trübe.

Im allgemeinen ist Mg-Calcit (max. Mg/Ca-Verhältnis von 3 %) leichter löslich als reiner Calcit (WEDEPOL, 1970; TRUDGILL, 1976) und dieser geht wiederum besser in Lösung als Dolomit (MUXART-STCHOZKOY, 1975). Eine Anreicherung von Mg im Wasser,

indem etwa bevorzugt Dolomit korrodiert oder eine Ausfällung von Calcit bzw. Aragonit stattfinden würde, ist kaum wahrscheinlich, da während des grösseren Teils des Jahres die Karstwässer gegenüber diesen Mineralen untersättigt sind. Eine kleine Zunahme des Mg-Gehaltes im Wasser könnte hingegen durch die bevorzugte Herauslösung dieses Kations aus den Karbonaten herrühren, wie dies SCHROEDER (1969) an rezenten Mg-Calciten beobachtete; dasselbe stellte MUXART-STCHOUZKOY bei Dolomiten in Gegenwart untersättigter Wässer fest, im Gleichgewichtszustand bezüglich diesem Mineral verhält sich das gelöste Mg^{++} zum Ca^{++} hingegen etwa wie 1 : 1.

Da Schratten-Kalk im Raume des Rawil-Passes der weitaus wichtigste Träger von Karstphänomenen ist und im Urgon stellenweise wesentliche Teile durch Dolomit aufgebaut werden (vgl. Tab. 3 und Fig. 2), ist ein Mg/Ca-Verhältnis, das über dem Durchschnitt im kretazischen und tertiären Schichtstapel liegt, durchaus verständlich; weil aber Dolomit in Lösungskonkurrenz zu Calcit stets unterliegt, vermögen alle bis anhin behandelten Effekte mitsamt den Messungenauigkeiten die Mg/Ca-Relation um höchstens 50 rel% in Richtung des entsprechenden Verhältnisses in den Karbonatmineralen des untersuchten Gebietes zu verschieben.

Ionenaustausch an Tonmineralen kann die offensichtliche Diskrepanz zwischen Chemie der Karstwässer und dem mittleren Stoffbestand der Karbonate teilweise erklären; problematisch bleibt aber die Bereitstellung der nötigen Quantitäten Ton, um die beobachteten Werte herzuleiten (vgl. dazu WILDBERGER, 1978, 1979: 158ff).

b) Vergleich der Mineralogie von Suspension und Gestein

In den grossen Flusssystemen der Schweiz führte PETERS-KÜMMERLY (1973) Analysen der Schwebstoffe durch und konnte das geographische Auftreten und die unterschiedlichen Anteile der diversen Minerale auf die Geologie der zugehörigen Einzugsgebiete zurückführen. POCHON & SIMEONI (1976) arbeiteten im Karst des Tafeljuras: Ihnen gelang eine positive Korrelation zwischen Tonmineralbestand der Bodenbedeckung und der in den Quellen auftretenden Zusammensetzung der Suspension; der Einfluss des durchflossenen Gebirges auf die Mineralogie der Trübe wurde von den genannten Autoren im gegebenen Falle als gering erkannt.

Im Rawil-Gebiet wurden Aussagen bezüglich des Herkunftsgesteins der Schwebstoffe angestrebt. Die Daten der Tabelle 3 lassen aber keine signifikanten Unterschiede erwarten, umso mehr als alle beobachteten Quellen durch mehrere Formationen beeinflusst sein können. Die Angaben zur Mineralogie der Suspension in Tabelle 16 bestätigen grösstenteils diese beschränkten Aussagemöglichkeiten.

Das einzige hervorstechende Faktum bei der Zusammensetzung der Trübe der verschiedenen Karstquellen ist das Fehlen von Dolomit in der Schwebstofffracht der Source de la Loquesse (Nr. 27 und 28); dies muss als indirekter Hinweis genommen werden, dass das Urgon der Rawil-Mulde unter dem Plan des Roses, die Formation ist dort unter mächtigen Tertiär und der Oberkreide verborgen, ausgesprochen dolomitarm

ist.

Die hohen Quarzgehalte der Trübe lassen sich am ehesten von oberkretazischen und tertiären Formationen herleiten.

3.1.5 Aggressivität der Wässer gegenüber Karbonaten

Es gibt verschiedene Art und Weisen, um die Aggressivität bzw. Sättigung gegenüber Karbonaten zu bestimmen. Die einfachste ist die graphische Methode, etwas mehr analytischen und mathematischen Aufwand benötigt die Berechnung der Sättigungsindizes, dafür können mehr relevante Parameter berücksichtigt werden. Der wirkliche, aggressive, metastabile oder inkrustierende Charakter kann aber nur mit einem Versuch, z.B. mit Calcitpulver (Heyer-Versuch), geklärt werden, da nie alle chemischen Interaktionen in einem Modell erfasst werden können; so setzt z.B. die Anwesenheit von Dolomit die Löslichkeit von Calcit herab (ROQUES, 1967; MUXART-STCHOUZKOY, 1975: Tab. 2). Aber auch in Laborversuchen wird es nie gelingen, die Natur bis ins letzte Detail zu kopieren bzw. zu erfassen, so dass immer ein Quentchen Unsicherheit bei der Interpretation der Resultate bestehen bleiben wird und Raum bleibt für die Phantasie des Forschers.

Im Rahmen dieser Arbeit beschränkte ich mich auf die graphische und die rechnerische Methode, welche, wie MISEREZ (1973: 221ff) zeigen konnte, vernünftige Resultate liefern.

In der Figur 24 wurden einige Analysenresultate in die Diagramme von TILLMANS und ROQUES eingetragen. Es zeigt sich, dass Quellwässer während der Schneeschmelze von aggressiver Natur sind, im Hochwinter dagegen gesättigt bis übersättigt; allerdings treten in milden Wintern wie 1977/78 oft kalkaggressive Quellwässer auf, aber bei tieferem pH als im Sommer. Versinkende Wässer liegen mit Ausnahme einiger Proben vom Iffigsee alle stets deutlich im Aggressivitätsfeld der Diagramme. Nach Versuchen mit Calcitpulver, durchgeführt von MISEREZ (1973: 222; 1975a), entspricht die 30⁰-Isolinie am besten der Grenze zwischen gesättigtem und aggressivem Wasser.

Eine etwas genauere Aussage über den Grad der Aggressivität als die graphische Methode erlaubt die Berechnung der Sättigungsindizes, aber auch diese können nicht viel mehr als eine Grössenordnung angeben (vgl. Annex A). Die Sättigung gegenüber Aragonit beträgt jeweils gut 60 % des Sättigungsgrades gegenüber Calcit.

Die hohen Sättigungsgrade sind im Winter, speziell im Spätwinter festzustellen, die tiefen Werte finden sich in Proben vom Sommer und Herbst. Die tiefen Mittel bei der Iffigläger-Quelle und der Quelle beim Laubbach erklären sich durch das Fehlen einer Schüttung in der kalten Jahreszeit. Die gelegentlich zu beobachtende geringe Uebersättigung führt im Rawil-Gebiet bei keiner Quelle zu Ausfällreaktionen, bedingt durch den grossen Bereich von Metastabilität beim gelösten Calcit (ROQUES, 1967).

Wie weit die gemittelten Sättigungsgrade die Transportzeiten bzw. die Weglängen

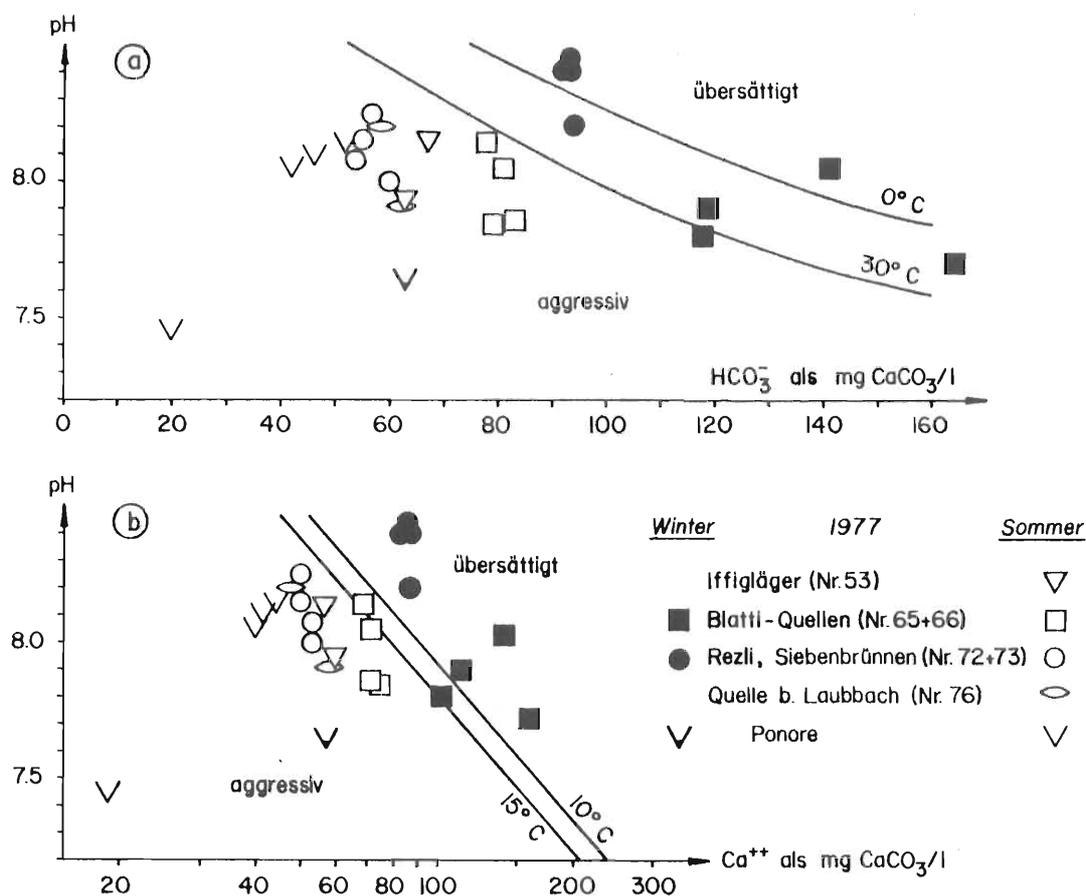


Fig. 24: Aggressivität und Uebersättigung gegenüber Calcit von Wässern aus dem Rawil-Gebiet in Abhängigkeit von der Jahreszeit.

a): Diagramm von TILLMANS (nach MISEREZ, 1973).

b): Diagramm von ROQUES (1967); gleiche Proben wie bei a).

	n	Sättigung Calcit (%)	Sättigung Dolomit (%)
Iffigläger-Quelle (Nr. 53)	5	30/50/ 70	2/ 4/ 7
Alte Blatti-Quelle (Nr. 65)	12	30/70/100	2/10/25
Neue Blatti-Quelle (Nr. 66)	12	40/55/ 90	2/ 6/14
Rezli-Quelle (Nr. 72)	12	25/60/100	1/13/30
Siebenbrünnen (Nr. 73)	12	20/60/140	1/16/70
Quelle beim Laubbach (Nr. 76)	5	30/45/ 65	1/ 5/ 9

Tabelle 18: Minima, arithmetische Mittel und Maxima der Sättigungsindizes gegenüber Karbonaten in Karstwässern der Rawil-Nördseite in der Zeit von April 1977 bis März 1978.

zwischen Einzugsgebiet und Wasseraustritt, kurz gesagt die Lösungsgeschwindigkeit, zu spiegeln vermögen, ist auf Grund der wenigen Messungen nicht zu klären, umsomehr noch einige weitere beeinflussende Faktoren wie Bodenbildungen im Sammelareal, Geo-

logie des Aquifers, Reservoirstand u.a. existieren.

Der maximale Sättigungsindex bei den Ueberläufen von Quellgruppen ist grösser als beim basalen Wasseraustritt (Alte/Neue Blatti; Siebenbrünnen/Rezli), weil zur Zeit der niedrigen Wasserstände, bei denen diese Werte auftreten, die Ueberläufe stärker durch Sickerwasser beeinflusst werden als die durch den Grundabfluss geprägten, zugehörigen Quellen (vgl. Kap. 4.3).

3.1.6 Natürliche Markierung und Sättigungsgrad der Wässer im Rawil-Gebiet: Aussagemöglichkeiten

Es konnte gezeigt werden, dass wahrscheinlich kein direkter Zusammenhang zwischen Mg/Ca-Verhältnis im Gestein und im Wasser besteht, sondern dass diese Relation nebst andern Parametern sowohl durch Calcit und Dolomit wie durch Ionenaustausch beeinflusst werden kann. Ein relativ hoher Mg-Gehalt kann damit sowohl auf Dolomit wie auf Ton im Aquifer hinweisen. Die Brauchbarkeit des Mg/Ca-Verhältnisses als natürliches Markierungsmittel ist deshalb beschränkt.

Auch die Zusammensetzung der Suspension erlaubt im gegebenen Fall praktisch keine Rückschlüsse auf das Ursprungsgestein, da die Unterschiede der verschiedenen Formationen zu unspezifisch sind; umgekehrt deutet das Fehlen von Dolomit in der Trübe der Source de la Loquesse (Nr. 27 und 28) möglicherweise auf die geringe Bedeutung dieses Karbonatminerals im Urgon der Rawil-Senke hin, dies im Gegensatz zum Schratzen-Kalk des übrigen Untersuchungsgebietes.

Vergleicht man den Anteil der verschiedenen Minerale in der Suspension von Quellen im Rawil-Gebiet mit jenen in der Schwebefracht diverser schweizerischer Flüsse (PETERS-KÜMMERLY, 1973), fällt besonders der hohe Tonmineralgehalt im Karstwasser des Untersuchungsgebietes auf. Dies beruht eventuell auf der geringeren Transportkraft der unterirdischen Gewässer, so dass die kleinen und günstig geformten Tonminerale in der Suspension angereichert werden. Dass die v.a. in den grösseren Fraktionen häufigen Minerale wie Quarz in den Proben von Seeausläufen seltener sind als in andern Flüssen, beruht auf der ausserordentlich guten Schwebefähigkeit der aus dem Hinterland stammenden Tonminerale (PETERS-KÜMMERLY, 1973: 142). Der Transport des generell grobkörnigen Quarzes setzt also eine gewisse Wasserbewegung voraus, die abgesehen von Zubringern in der vadosen Zone des Karstes in erster Linie im Bereich der Quellen gewährleistet ist (siehe Fig. 25); die Suspension der in tertiären Sandkalken austretenden Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) weist denn auch die höchsten Quarzanteile auf von der Trübe in Karstwässern des Untersuchungsgebietes (vgl. Tab. 16).

Neben der verglichen mit der chemischen Fracht meist recht kleinen Trübemenge (vgl. Tab. 11, 15, 17 und 19) deutet auch der oben erwähnte hohe Tongehalt im Wasser auf Sedimentation von unlöslichem Rückstand im Gebiet vor der Quelle hin, denn das

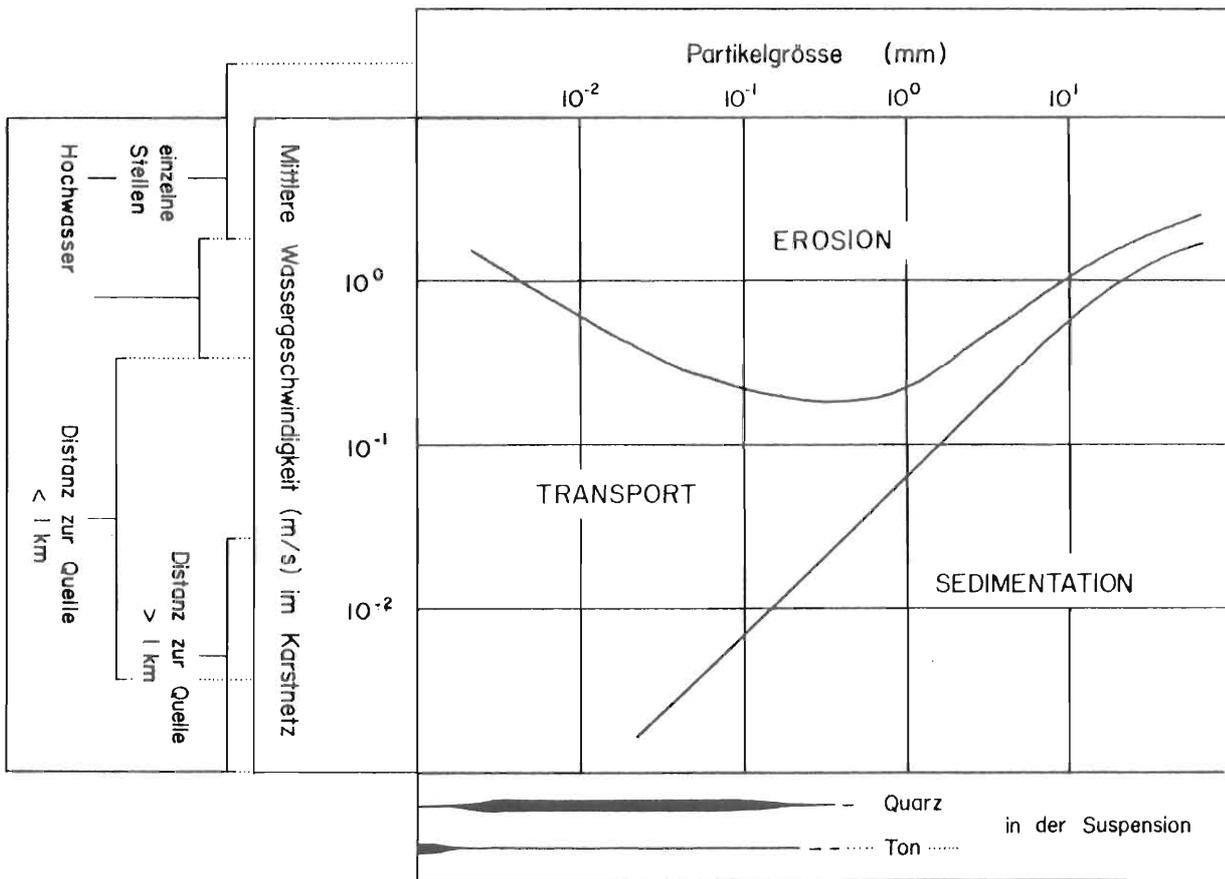


Fig. 25: Sedimentation, Transport und Erosion von festen Partikeln in Funktion der mittleren Fließgeschwindigkeit des Wassers (Diagramm von HJÜLSTROM, mit Ergänzungen von THEROND, cit. nach PALOC, 1977, sowie eigenen "Zutaten").

Verhältnis von Quarz zu Ton verschiebt sich von etwa 2 : 1 bis 1 : 1 im Gestein nach 1 : 2 in der Suspension der Quellwässer (vgl. Tab. 3 und 16).

Im Durchschnitt sind die Karstwässer im Rawil-Gebiet gegenüber Calcit unter-sättigt; sie stimmen darin überein mit vielen Karstquellen Frankreichs (ROQUES, cit. nach BURGER, 1972), jenen des Neuenburger Juras (MISEREZ, 1971) und auch amerikani-schen Karstquellen (WHITE, 1977); im Gegensatz dazu fand MÜLLER I. (1976b) in den Freiburger Voralpen meist übersättigte Karstwässer. Dieses Ueberwiegen aggressiver Quellwässer im Karst weist auf den besonders bei schwacher Untersättigung langsamen Vorgang der Kalklösung hin; diese Aussage wird bekräftigt durch das stete Vorkommen von Karbonaten in der Suspension selbst stark aggressiver Wässer, obwohl der Kontakt zwischen Schwebstoffen und Wasser gut und damit eine optimale Reaktionsmöglichkeit gegeben ist. Das langsame Erreichen der Sättigung, d.h. im Laufe von Tagen und Wo-chen, konnte MUXART-STCHOUZKOY mit Laborversuchen demonstrieren. MORSE & BERNER (1972) und BERNER & MORSE (1974) stellten bei Meerwasser mit einem pH von 0.1 bis 0.2 unter dem pH bei gesättigter Lösung eine abrupte Abnahme der Lösungsrate fest und zwar unabhängig vom pCO_2 ; WHITE (1977) konnte dieselbe Erscheinung auch bei

Karstwässern feststellen und baute darauf eine Theorie der Karstentwicklung auf.

Aus der geologisch begründeten Vorstellung von der Geometrie des Karstwasserkörpers muss Kalklösung auch weit weg von jeder möglichen CO₂-Zufuhr auftreten, einzelne Karstschläuche queren wegen undurchlässigen Schichten die Synklinalen bedeutend unter dem Quellniveau, was mit der oben begründeten Annahme von dem nur langsamen Abbau der Aggressivität auch zutreffen kann. Die unbestreitbare, zusätzliche Wirkung der Mischungskorrosion (BöGLI, 1963, 1964, 1978), welche wohl besonders in der langen Anfangsphase der Verkarstung von Bedeutung ist, muss für die Erklärung der Lösungsvorgänge unter dem Karstwasserspiegel nicht herangezogen werden, umso mehr in den meisten Fällen nur ein geringer Effekt messbar ist (MISEREZ, 1973: 231ff); eine deutliche Wirkung der Mischungskorrosion tritt erst ein, wenn durch das Zusammentreffen verschiedener Wässer der pH des Gemenges um mehr als ca. 0.15 unter den Sättigungs-pH gedrückt wird (WHITE, 1977).

Vergleicht man die Chemie der Oberflächenwässer mit jener der Quellen, kann folgendes konstatiert werden (vgl. mit den Fig. 23 und 24):

- Die grösste Lösungsfracht stammt mit Ausnahme des nackten Karstes (BöGLI, 1971; MAIRE, 1976) aus dem Gebiet von oder knapp unter der Terrainoberfläche;
- der relative Mg-Gehalt erhöht sich vom Ponor bis zum Wasseraustritt.

Der letzte Punkt lässt sich nur mit Ionenaustausch erklären, denn bei Anwesenheit von Calcit, was im Untersuchungsgebiet gegeben ist, ist die Lösung von Dolomit vernachlässigbar (MUXART-STCHOUZKOY, 1975).

Dass trotz der relativ geringen Rate unterirdischer Lösung ausgedehnte Karstsysteme entstehen können, liegt am Ueberwiegen des Wassertransportes, unter phreatischen Bedingungen, auf wenige Bahnen. Dies wird durch den sich selbst verstärkenden Prozess der Karstentwicklung bewirkt: Grosse Wege graben den kleinen quasi das Wasser ab, da das Volumen des gelösten Gesteins in erster Näherung proportional der Durchflusskapazität und diese wiederum proportional der Ganggrösse ist. Das sogenannte karsthydrographische Paradoxon (LEHMANN, 1932), die Diskrepanz zwischen der grossen Anzahl von Schluck- und den wenigen Austrittsstellen, könnte seine Begründung in diesen Vorgängen finden. Den Zusammenhang von mittlerer Fließgeschwindigkeit (vgl. Kap. 2.5.2), Grösse der Wasserbahnen und Maschenweite des Karstschlauch-Netzes erhellte KIRALY (1975).

Der nur am Rande mit dem Karst-Environment in Bezug stehende Radon-Gehalt im Wasser wird in Kapitel 3.3.3 erörtert.

3.2 Abschätzung des Gesteinsabtrages auf Grund von Messungen an den Quellen

Das Ziel dieses Kapitels ist es, aus dem Volumen an gelösten und suspendierten Stoffen im Quellwasser auf den Abtrag im Einzugsgebiet und im Aquifer zu schliessen, sowie diese Werte mit verschiedenen diesbezüglichen Angaben aus der Literatur zu

vergleichen. Die Unsicherheiten punkto Grösse der Einzugsgebiete und der Menge an gefördertem Gesteinsmaterial führten dazu, dass bei den Kalkulationen keine grosse Genauigkeit erreicht werden kann und deshalb nur von einer Abschätzung des Gesteinsabtrages gesprochen werden soll.

3.2.1 Beispiel der Blatti-Quellen

Von allen Karstquellen des Untersuchungsgebietes existieren von den Blatt-Quellen (Nr. 65 und 66) die umfassendsten, eine Berechnung des Gesteinsabtrages erlaubenden Messungen: Bei diesen Wasseraustritten wurden kontinuierlich die Schüttungen registriert und regelmässig Härtemessungen ausgeführt; zusätzlich wurde bei der Neuen Blatti-Quelle (Nr. 66) die optische Trübung aufgezeichnet, was bei dieser Quelle als der einzigen im Rawil-Gebiet einigermaßen fundierte Rückschlüsse auf den Output an Suspension erlaubt.

a) Rechnungsmethode

Im Herbst 1977 erfolgte ein Wechsel des Vergleichsstandards im Trübungsmessgerät; es liegen deshalb nur von den hydrologischen Jahren 1975/76 und 1976/77 untereinander vergleichbare Resultate des Parameters Suspension vor. Die folgenden Berechnungen beziehen sich also im wesentlichen nur auf diese beiden Perioden, wovon die erste ausserordentlich trocken, die andere normal ausfiel.

Von den drei Grössen Abfluss, Härte und Quantität der Trübestoffe ist die erste genau und kontinuierlich erfasst. Hingegen wurde die Härte nur alle zwei Wochen gemessen; zum kleinen Teil musste auf die spezifische Leitfähigkeit zurückgegriffen werden (vgl. Fig. 6 und Tab. 28).

Während Zeitspannen von jeweils einigen Wochen besteht eine einfache lineare Relation zwischen Gesamthärte und Abfluss, d.h. sie verhalten sich umgekehrt proportional zueinander (vgl. mit Fig. 34, 45 und 46). Die Abhängigkeit zwischen Härte und Abfluss bei Hochwasserereignissen wurde nicht näher untersucht; es wäre denkbar, dass die Abnahme der Mineralisation hinter der Abflussspitze nachhinkt, da durch diese zuerst älteres und damit härteres Wasser herausgedrückt wird und jenes, das die Flutwelle verursacht hat, erst zu einem späteren Zeitpunkt ausfliesst. Das bedeutet, dass bei Abflusspeaks eventuell ein zu kleiner Output an gelösten Stoffen in die Rechnung einbezogen wird. Beispiele dazu finden sich in OGDEN & RAUCH (1977) aus West-Virginia oder in BAKALOWICZ & AMINOT (1971) aus dem Pyrenäen-Vorland; MÜLLER I. (1976c) erwähnt gar kurzfristige Änderungen der chemischen Parameter, welche nicht direkt vom Schüttungsverhalten abhängig sind.

Im kühl-gemässigten Klima kann die am Quellwasser gemessene Kalkbilanz dem Kalkabtrag gleichgesetzt werden, da Ausfällungen vor dem Wasseraustritt vernachlässigbar sind (BÖGLI, 1978: 48).

In der vorliegenden Arbeit wurde die folgende, vergrößernde Methode gewählt, um die gewichteten Jahresmittel der Härte (\bar{H}) zu erhalten: Die x gemessenen Werte der Härte H am jeweiligen Tag n wurden mit den zugehörigen Tagesmitteln des Quellergusses Q multipliziert, die so erhaltenen Werte addiert und nachher durch die Summe der Abflusswerte Q dividiert (vgl. Tab. 11):

$$(1) \quad \bar{H} = \frac{\sum_{n=1}^x H_n \cdot Q_n}{\sum_{n=1}^x Q_n}$$

Die Masse der in gelöster Form ausgeschwemmten Stoffe G wurde einfach durch Multiplikation mit dem Jahresmittel des Abflusses \bar{Q} , der Härte \bar{H} und der Länge eines Jahres erhalten:

$$(2) \quad G = \bar{H} \cdot \bar{Q} \cdot j \quad (j_{75/76} = 31.6224; \quad j_{76/77} = 31.536)$$

MISEREZ (1973: 193ff; 1975b) konnte sich bei seinen Berechnungen des Abtrages im Areuse- und Noiraigue-Becken auf wesentlich mehr Messungen stützen als ich bei der entsprechenden Abschätzung im Rawil-Gebiet und er vermochte dadurch sogar den Output nach verschiedenen Elementen zu differenzieren. Die Kalkulationen des genannten Autors erfolgten nicht durch gewichtete Mittel, sondern die fehlenden Werte wurden mittels einer saisonal gebogenen Kurve interpoliert und gar bei besonderen Ereignissen speziell korrigiert. Die von mir gewählte Berechnungsart ist sicher weniger befriedigend, weniger präzise als jene von MISEREZ; im Rawil-Gebiet hingegen, wo die Menge der gelösten Stoffe im Gegensatz etwa zum Jura nur untergeordnet von den jahreszeitlichen Variationen der biogenen CO_2 -Produktion abhängig ist, kann mit der Methode der gewichteten Mittel sicher eine genügende Genauigkeit erreicht werden.

Insbesondere im nackten Karst, wo mit keinem pflanzlichen CO_2 zu rechnen ist, wirkt sich die Zunahme dieses Gases (ca. 15 %) seit der industriellen Revolution (DUPHORN, 1976) durch erhöhte Kalklösung aus; dies kann sich in den Berechnungen des Gebietsabtrages aus rezenten Daten der Quellwasserhärte und der von diesem grösseren Partialdruck noch kaum berührten Karsttischen (vgl. Kap. 3.2.3) so auswirken, dass im nackten Karst zum einen der unterirdische Anteil der Lösungsrate, zum andern die Gesamtlösung seit Beginn der Verkarstung überschätzt wird. Die absolute Grösse der durch diese Änderung der Luftzusammensetzung verursachten Zunahme des Gesteinsabtrages ist schwierig zu erfassen und wurde auch bei keiner mir bekannten Berechnung der Lösungsrate berücksichtigt; bei den Vergleichen und der Diskussion in Kapitel 3.2.3 ist dieser Effekt denn auch nicht einkalkuliert.

Eine weitere Vereinfachung gegenüber der Realität bedeutet die Darstellung der Gesamthärte in Form CaCO_3 : Die Karbonathärte, HCO_3^- ebenfalls ausgedrückt als CaCO_3 ,

beträgt im Durchschnitt von 120 Werten 88 1/2 % der Gesamthärte; die Differenz der beiden Härten wird hauptsächlich von den aus Sulfiden hergeleiteten Sulfaten bestritten (vgl. Kap. 1.1.5). Vollständig ausser acht werden die einwertigen Kationen wie Na^+ und K^+ gelassen, ebenso Chloride und SiO_2 ; alle zusammen spielen aber eine kleine Rolle neben den durch die Gesamthärte repräsentierten und als CaCO_3 ausgedrückten wichtigsten Ionen und werden durch den nicht subtrahierten Input aus den Niederschlägen grössenordnungsmässig kompensiert (vgl. Kap. 3.1.1), sowie MISEREZ, 1973: 199, 1975b).

In diesem Kapitel wird stets auf die geblühte, also anorganische und deshydrierte Suspension bezug genommen, da von diesen Werten mehr verwendbare vorhanden waren als von solchen unbehandelter Suspension; bezüglich der Zulässigkeit dieser Operation vergleiche mit Figur 53.

Im Gegensatz zur chemischen Belastung ist die Trübe nicht homogen verteilt, eine Probenahme dadurch nicht unbedingt repräsentativ. Zusätzlich muss von den Messungen in der Neuen Blatti-Quelle (Nr. 66) auf die Suspensionsmenge im zugehörigen Ueberlauf, der Alten Blatti-Quelle (Nr. 65), geschlossen werden. Es zeigt sich (Fig. 26), dass während einem grossen Teil des Jahres sich in beiden Wasseraustritten praktisch die gleiche Suspensionskonzentration vorfindet; zur Zeit der Schneeschmelze teilweise und im Hochwinter bei geringer Wasserführung sind in der Alten Blatti grössere Quantitäten an Trübe pro Liter zu finden als in der basalen Quelle.

Messungen der Suspensionskonzentration existieren nur wenige, hingegen liegen bei der Neuen Blatti (Nr. 66) kontinuierliche Aufzeichnungen der optischen Trübung

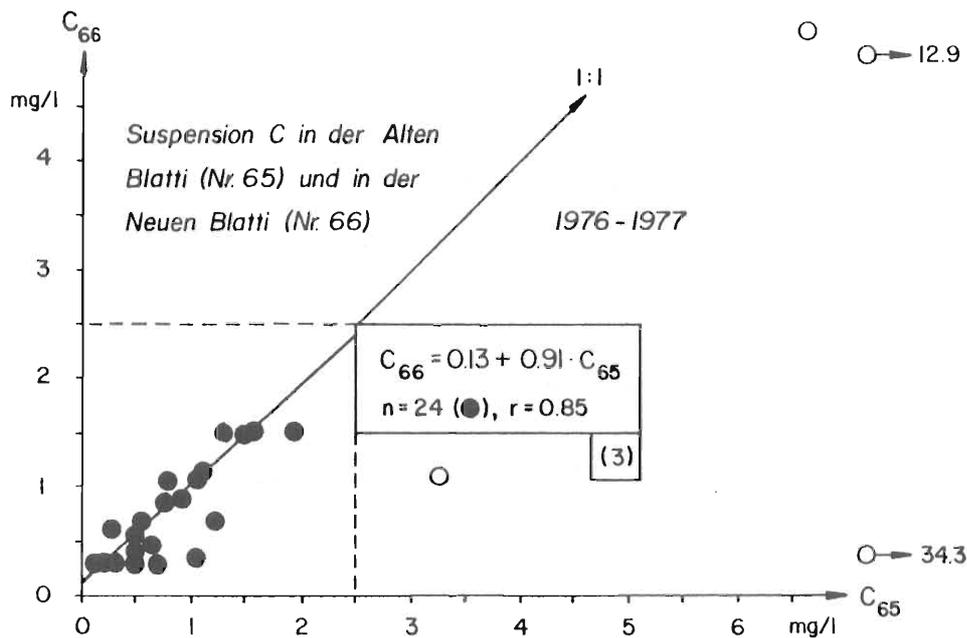


Fig. 26: Mengenvergleich der anorganischen, deshydrierten Suspension C in der Alten- (Nr. 65) und der Neuen Blatti-Quelle (Nr. 66) zu verschiedenen Zeitpunkten in den Jahren 1976 und 1977.

vor. Ein Vergleich dieses Parameters mit den Mengen der gelegentlichen Filtrate ist in Figur 27. graphisch dargestellt.

Die Suspensionsquantität als Funktion der optischen Trübung zeigt auf den ersten Blick eine schlechte Korrelation (Gleichung (4) in Figur 27). Offensichtlich bestehen zwei Punktwolken (Gleichung (5) und (6)); mit wenigen Ausnahmen sind aufeinanderfolgende Wertpaare immer in gleicher Weise linear abhängig voneinander, d.h. während mehreren sich folgenden Monaten ist mit einiger Wahrscheinlichkeit stets dieselbe Gleichung gültig.

Welches die Gründe für die unterschiedlichen Funktionen sind, ist nicht geklärt. Denkbar sind eine Beeinflussung durch veränderte Zusammensetzung der Suspension oder aber zeitweilige Störungen in der Messapparatur für optische Trübung.

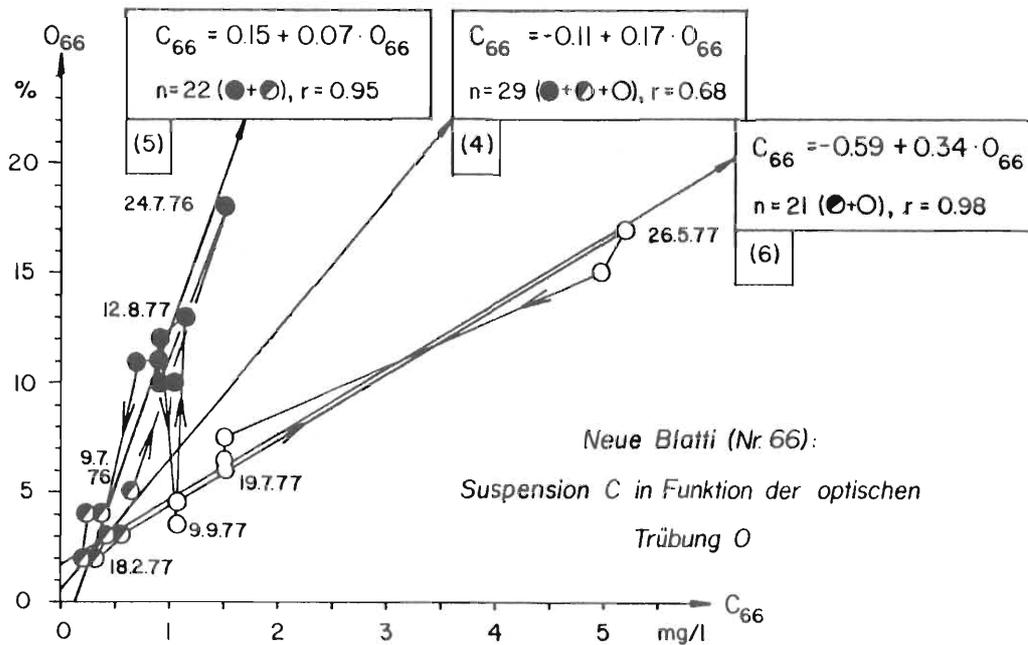


Fig. 27: Menge der anorganischen, deshydrierten Suspension C in der Neuen Blatti-Quelle (Nr. 66) in Funktion der optischen Trübung O; durch die Linien werden zeitlich aufeinanderfolgende Messwerte verbunden. 100 % optische Trübung entspricht 55 mg Kieselgur/l.

Der aus Figur 28 ersichtliche Zusammenhang zwischen Quellertrag Q und der Suspensionskonzentration C ist enger als zwischen dieser und der optischen Trübung (vgl. Fig. 27). Bei der Verwendung der Formel $C = a \cdot Q^b$ aus obigen Daten wird impliziert, dass die Schwebstoffmassierung in beiden Quellen dieselbe sei, d.h. bei grosser Schüttung wird wahrscheinlich weniger Trübung berechnet als der Wirklichkeit entspricht, da dann die Alte Blatti höhere Konzentrationen als die Neue aufweist (vgl. Fig. 26). Eine weitere Komplikation ergibt sich durch die Möglichkeit, dass kurz aufeinanderfolgende Hochwasserereignisse zu einer gewissen Verarmung an Trübstoffen führen können (NYDEGGER, 1967: 21), abgesehen davon, dass die Änderungen von Kon-

zentration der Suspension und Verlauf der Schüttungskurve nicht unbedingt synchron verlaufen (vgl. Beispiel des Alpenrheins in MÜLLER G. & FÖRSTNER, 1969).

Eine der Figur 28 entsprechende, die Alte Blatti-Quelle allein betreffende Darstellung der Schwebstoffkonzentration in Funktion der Schüttung zeigt Figur 29. Aus ihr kann geschlossen werden, dass zwar bei einer Schüttung, die etwa 20 l/s überschreitet, eine ähnliche, wenn auch weniger enge Abhängigkeit besteht zwischen Konzentration der Trübestoffe und dem Erguss wie bei der Quellgruppe insgesamt, unterhalb dieser kritischen Schwelle aber andere Gesetzmässigkeiten gelten (vgl. Formel (8) und (9) in Figur 29 mit der Formel (7) in Figur 28). Bei der Neuen Blatti ist dieser Effekt nicht zu beobachten, da dieser Wasseraustritt als Grundauslauf der Quellgruppe funktioniert und deshalb gar nie solch kleine Schüttungsmengen auftreten (vgl. Fig. 39 und Tab. 11). Die sprunghafte Zunahme der Schwebstofffracht beim Unterschreiten einer für die jeweilige Oertlichkeit spezifischen Fließgeschwindigkeit bzw. Durchflussmenge beobachtete auch NYDEGGER (1967: 23ff) bei der Aare und an der Lutschine.

Die Berechnung des jährlichen Suspensions-Output S kann auf zwei Arten geschehen: Zum einen aus den Schüttungsdaten allein, zum andern aus den Tagesmitteln von Schüttung Q und der optischen Trübung O.

$$(10) \quad S = \sum_{n=1}^{365/366} Q_n \cdot a \cdot Q_n^b \cdot 86'400 \quad (\text{vgl. Fig. 28})$$

$$(11) \quad S = \sum_{n=1}^{365/366} Q_n \cdot (a + b \cdot O_n) \cdot 86'400 \quad (\text{vgl. Fig. 27})$$

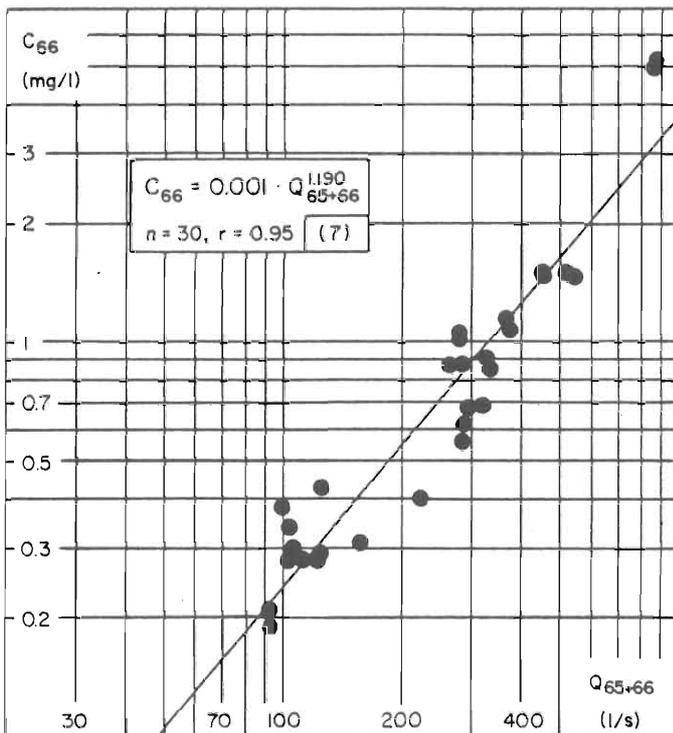


Fig. 28: Menge der anorganischen und deshydrierten Suspension C im Wasser der Neuen Blatti-Quelle (Nr. 66) in Funktion der Schüttungssumme Q der beiden Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66).

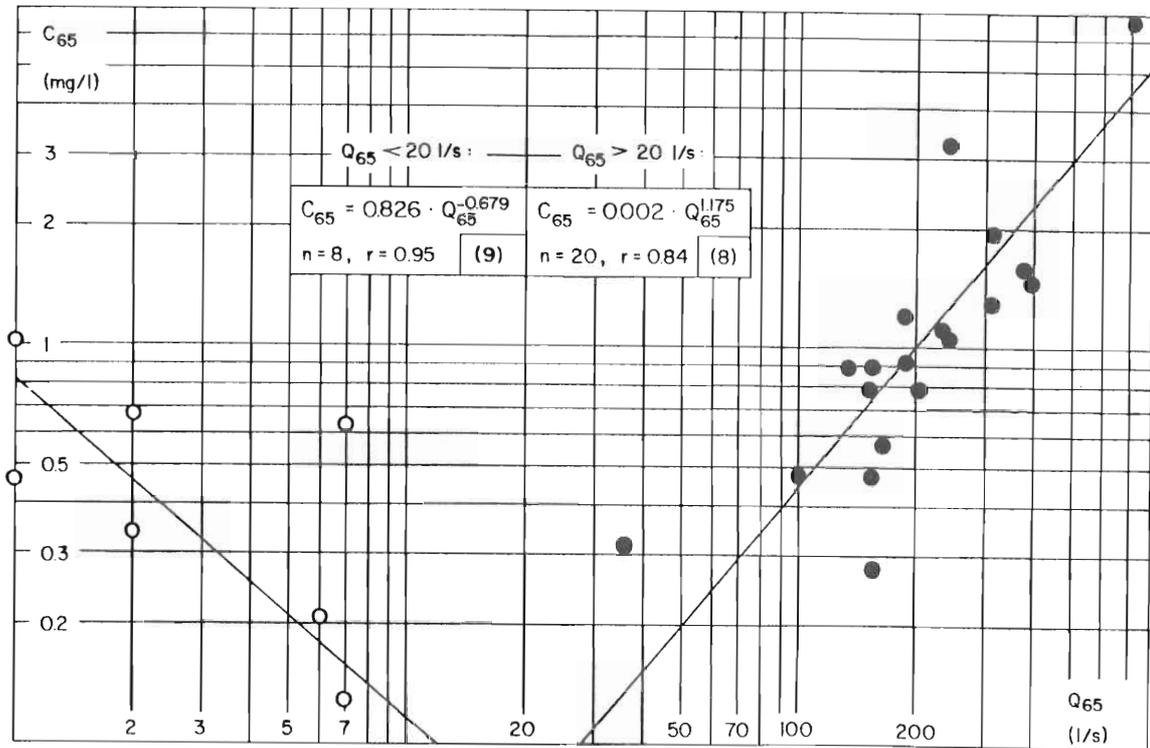


Fig. 29: Menge der anorganischen und deshydrierten Suspension C in der Alten Blatti-Quelle (Nr. 65) in Funktion der Schüttung Q in dieser Quelle.

b) Durch die Blatti-Quellen ausgespültes Material

In Tabelle 19 sind die Abschätzungen für das in fester und in gelöster Form ausgespülte Material in den hydrologischen Jahren 1975/76 und 1976/77 bei den Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) festgehalten; es zeigt sich der verschwindend kleine Anteil der Suspension von ca. 1 % am gesamten Material-Output der beiden Blatti-Quellen.

		1975/76	1976/77	Berechnungsart
Gelöste Stoffe (t CaCO ₃)	Alte Blatti (Nr. 65)	309.8	425.3	(1)+(2):
	Neue Blatti (Nr. 66)	416.0	424.9	S. 98
Suspension (t)	Alte + Neue	6.0	11.3	(7)+(10): S. 101
	Blatti-Quelle	6.1	5.8	(5)+(11): S. 100,101
	(Nr. 65 und 66)	11.7	10.1	(6)+(11): S. 100,101

Tabelle 19: Quantitative Abschätzung von dem in den hydrologischen Jahren 1975/76 und 1976/77 bei den Blatti-Quellen in gelöster und suspensierter Form ausgespülten Material.

Die Feststoffkonzentration ist im Jahresgang generell umgekehrt proportional

der Gesamthärte: Während letztere ihr Maximum im Spätwinter und ihr Minimum im Hochsommer erreicht (vgl. Tab. 11 und Fig. 42), ist die grösste Suspensionsmenge (etwa 10 mg/l) zur Zeit der ersten grossen Schmelzwasserschübe im Mai oder Juni zu beobachten, die kleinste (0.1 mg/l) im März; (die absolut grösste Trübestoffkonzentration, etwa 35 mg/l, wurde allerdings im Hochwinter bei der Alten Blatti festgestellt; vgl. Fig. 29).

Im ausserordentlich trockenen Jahr 1975/76 wurden demgemäss etwa 270 m³ Gestein, im "Normaljahr" 1976/77 etwa 320 m³ durch die Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) ausgespült (angenommenes spezifisches Gewicht: 2.7); allein gestützt auf Gesamthärte und Schüttung ist der entsprechende Wert für die feuchte Periode 1974/75 rund 345 m³. Verteilt man dieses Volumen gleichmässig auf das approximative Äquivalenz-Einzugsgebiet von ca. 4 km² ergibt sich ein jährlicher Gesamtabtrag von 0.067 - 0.087 mm; darin ist sowohl die ober- wie die unterirdische Ablation enthalten.

Bevor obige Werte diskutiert werden, wird im folgenden Unterkapitel noch kurz auf die Verhältnisse bei den andern Karstquellen im Berner Teil des Untersuchungsgebietes eingegangen; von den Quellen der Walliser Seite ist die Datenmenge allzu klein, um einigermaßen gesicherte Abtragungswerte zu berechnen.

3.2.2 Verhältnisse bezüglich Gesteinsabtrag bei den übrigen grossen Karstquellen der Rawil-Nordseite

Grundlagen zur Abschätzung der jährlichen Gebietserniedrigung bilden wie bei den Blatti-Quellen die Schüttungs- und Härtemessungen; leider fehlen bei den andern Karstquellen eine Vielzahl von Messungen der Feststoffkonzentration, die eine Korrelation mit der Schüttung erlauben würde. Die Schwebstoffe spielen aber insbesondere in der Rezli-Quelle (Nr. 72) und den Siebenbrünnen (Nr. 73) eine viel grössere, schon visuell feststellbare Rolle als im Beispiel der Blatti-Quellen.

In Tabelle 17, wo arithmetische Mittel von Suspensionsmengen in verschiedenen Wasseraustritten aufgeführt sind, können von Quelle zu Quelle eklatante Unterschiede der Schwebstoffkonzentration abgelesen werden; das Verhältnis von gelöster Fracht zur Trübemenge ist damit nicht bei allen Wasseraustritten so krass wie bei den Blatti-Quellen, da bei diesen speziell wenig Suspension gefördert wird nebst einer im Durchschnitt relativ grossen Fracht in gelöster Form.

Besonders bei den Karstquellen auf dem Rezliberg (Nr. 72, 73, 74, 75, 76, 78) ist der in fester Form geförderte Gesteinsabtrag ein merklicher Beitrag zur Gesamtablation. Auf der Walliser Seite des Untersuchungsgebietes ist noch die Source de la Loquesse (Nr. 27 und 28) dieser Gruppe mit viel Suspension zuzurechnen (vgl. Tab. 17).

Die den in Tabelle 20 entsprechenden Werte aus schweizerischen Oberflächengewässern, sowohl aus Einzugsgebieten mit kristallinen wie sedimentären Gesteinen stammend, liegen nach PETERS-KÜMMERLY (1973) zwischen 1:2 und 2.5:1; die Schweb-

stoffbelastung ist also wesentlich grösser als bei unterirdischer Entwässerung in Karstschläuchen. Am ehesten in die Nähe von Relationen, wie sie bei Flüssen zu beobachten sind, kommt man bei Quellen, in deren Sammelareal grössere Bäche versinken (Loquesse, Nr. 27 und 28; Siebenbrünnen/Rezli, Nr. 72 - 74).

Der unterdurchschnittliche, erosive Gebirgsabtrag zeigt sich übrigens auch in der Funktion der Suspensionskonzentration C in Abhängigkeit des Abflusses Q: $C = a \cdot Q^b$. Die Grösse der ortsspezifischen Konstante a ist ein Abbild der physikalischen Verwitterungsintensität im Einzugsgebiet. Nach Beispielen in MÜLLER G. & FÖRSTNER (1969) und PETERS-KÜMMERLY (1973) liegt dieser Koeffizient zwischen $4 \cdot 10^{-3}$ und $8 \cdot 10^{-4}$ mit einem Schwerpunkt um 10; bei den Blatti-Quellen mit a-Werten von $2 \cdot 10^{-3}$ und 10^{-3} (vgl. Fig. 28 und 29) äussert sich somit eine besonders kleine Intensität der physikalischen Verwitterung, umsomehr als die Schwebstoffe zu einem wesentlichen Teil als Lösungsrückstände zu betrachten sind.

Bei den Karstquellen des Untersuchungsgebietes muss mit Akkumulation von unlöslichem Rückstand an der Terrainoberfläche und/oder im Netz der Karstwasserbahnen (Höhlenlehm) gerechnet werden, wenn der Quotient von gelöster und suspendierter Fracht grösser als 10 bis 20 ist (vgl. Tab. 20 mit Tab. 3).

		Suspension : gelöste Stoffe
Iffigläger-Quelle	(Nr. 53)	1 : 20
Blatti-Quellen	(Nr. 65 und 66)	1 : 100
Rezli-Quelle	(Nr. 72)	1 : 10
Siebenbrünnen	(Nr. 73)	1 : 7
Quelle beim Laubbach	(Nr. 76)	1 : 15

Tabelle 20: Abgeschätzte Gewichtsverhältnisse zwischen dem jährlichen Output an suspendierten und an gelösten Stoffen im Wasser einiger Karstquellen und -Quellgruppen der Rawil-Nordseite, gestützt auf die Angaben in den Tabellen 11, 17 und 19.

3.2.3 Gesteinsabtrag im Rawil-Gebiet - Vergleich mit andern Beispielen

In Tabelle 21 werden einige Werte für den Gesteinsabtrag bei drei Karstquellen und -Quellgruppen des Rawil-Gebietes mit entsprechenden Angaben aus andern Karstregionen verglichen. Die Werte sind als Mittel aufzufassen; sie können im Ausmasse der diversen Jahresschüttungen schwanken (vgl. Tab. 11 und 24): In feuchten hydrologischen Zyklen wird zwar im Schnitt weniger hartes Wasser beobachtet, weil die mittleren Aufenthaltszeiten im Karstsystem abnehmen, dafür nimmt aber der Schwebstoffgehalt und die Schüttung zu, welche die Verdünnung mehr als ausgleichen; in trockenen Jahren kompensieren die harten Wässer z.T. den geringen Abfluss und die kleineren Trübekonzentrationen.

Der Gesteinsabtrag wird hier nicht auf die korrosive Kalkablation reduziert, wie dies BÖGLI (1971) bei seinen Beispielen anstrebte. Obschon grosse Flächenanteile der Einzugsgebiete der Karstquellen in kaum verkarstungsfähigen Gesteinen liegen, werden auch dort Karbonate gelöst und somit das Gelände erniedrigt; deshalb scheint eine Trennung von Erosion und Korrosion wenig sinnvoll. Im weiteren wurde der erosive Abtrag durch Gletscher nicht berücksichtigt; bei deren heutiger Ausdehnung handelt es sich aber im wesentlichen nur um eine Massenverlagerung innerhalb der Quelleinzugsgebiete.

Im Untersuchungsgebiet kann ein relativ geringer Gesteinsabtrag festgestellt werden (vgl. Tab. 21). Es wäre ein leichtes, diese Werte im Rawil-Gebiet hinaufzuschrauben, indem die Einzugsgebiete der einzelnen Quellen (Tab. 13) einfach kleiner angenommen würden; dies hätte aber zur Folge, dass unvernünftig hohe spezifische Abflüsse bzw. grössere Niederschlagsraten postuliert werden müssten.

Für die generell niedrigen Abtragungsraten im Untersuchungsgebiet müssen aber neben den relativ geringen Niederschlägen auch die oft kalkuntersättigten Quellwässer (vgl. Kap. 3.1.5) verantwortlich gemacht werden, es wird also gar nicht das theoretische Maximum gelöst.

	Gesteinsabtrag (mm/Jahr)		
	oberirdisch	unterirdisch	total
Iffigläger-Quelle (Nr. 53)	?	?	ca. 0.065
Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66)	?	?	ca. 0.075
Siebenbrünnen/Rezli (Nr. 72 - 74)	?	?	ca. 0.060
Bilanz Kalkhochalpen zwischen Arve und Kander (MAIRE, 1976)	0.017 / 20 %	0.069 / 80 %	0.086
Muotatal - Waldkarst	0.081 / 89 %	0.010 / 11 %	0.091
Muotatal - nackter Karst (BÖGLI, 1971)	0.014 / 20 %	0.057 / 80 %	0.071
Areuse (MISEREZ, 1973, 1975b)	0.077 - 0.091 85 - 90 %	0.009 - 0.013 10 - 15 %	ca. 0.09
Noirraigue	0.066 - 0.072		ca. 0.08

Tabelle 21: Ungefährer Gesteinsabtrag im Einzugsgebiet einiger Karstquellen des Rawil-Gebietes und in Vergleichsregionen. Weitere Beispiele sind in MISEREZ (1973, 1975b), MAIRE (1976) und BÖGLI (1978) enthalten, insbesondere aber in PRIESNITZ (1974); letzterer weist auch auf die potentiell erhebliche Schwankungsbreite der die obigen Mittelwerte bildenden, aber nicht differenzierbaren Daten einzelner Lokalitäten hin.

Die grössten Ziffern für den totalen Gesteinsabtrag im Rawil-Gebiet finden sich bei den Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66): Als einzige grössere Karstwasseraustritte

im Raume zwischen Wildhorn und Wildstrubel besitzen sie in ihrem gemeinsamen Einzugsgebiet weite Areale mit einer Vegetationsdecke, nämlich auf dem Hohberg und bei Stiereniffigen; der Anteil dieser Gebiete mit erhöhtem CO_2 -Pegel der Bodenluft liegt bei knapp der Hälfte des Einzugsgebietes und die Grösse des Gesteinsabtrages kann denn auch zwischen den Werten für nackten und für bodenbedeckten Karst angesiedelt werden, zieht man die unterschiedlichen Niederschlagsraten in Betracht.

Eine gängige Methode zur Bestimmung der oberflächlichen Ablation im nackten Karst ist die Messung der Sockelhöhe von Karrentischen (TRIMMEL, 1971, 1972); ist der Zeitpunkt der Deponierung des Deckblocks ungefähr bekannt, er fällt oft mit dem Ende der Eisbedeckung zusammen, kann auf die seitherige Gesteinslösung geschlossen werden. Nach KÜTTEL müssen die Endmoränen von Chüetungel (Lauenental), auf 1800 m gelegen, "vor Ende der Jüngeren Dryas abgelagert worden sein"; der genannte Autor vergleicht diesen Gletscherstand mit dem Egesen-Stadium und stützt sich dabei auf seine pollenanalytischen Untersuchungen. Aufgrund von Vergleichen mit datierten Moränenwällen stellen SALATHE (1961) und HANTKE (1972) jene Zeugen der Vereisung ebenfalls ins Endglazial. Es kann somit geschlossen werden, dass die tiefern Lagen des Rawil-Gebietes vor rund 10'000 Jahren eisfrei wurden; in grössern Höhen, z.B. auf der Plaine Morte, können spätere Gletschervorstösse über den letzten Hochstand von Mitte letztem Jahrhundert vorderhand nicht ausgeschlossen werden.

MAIRE (1976) erwähnt von der Plaine Morte Karrentische mit Sockelhöhen von 13 - 15 cm, was gut übereinstimmt mit Beobachtungen von BÖGLI (1961) aus der Innerschweiz und von KNUCHEL (1961) am Hohgant, wo die korrosive Erniedrigung 15 - 20 cm beträgt bei leicht grössern Niederschlagsraten. Es kann aus diesen Werten eine Ablation der Kalkoberfläche von rund 0.015 mm/Jahr berechnet werden.

Einige schlecht ausgebildete Karsttische fand ich im Tälchen zwischen Sublage und Sérac auf 2420 m; der eine Sockel aus Malm-Kalk war 13 cm hoch, der andere etwa 9 cm. Lediglich 3 - 5 cm waren es bei Funden im Seewer Kalk von Donin du Jour (2390 m) und 6 cm im Urgon der Plaine Morte auf 2440 m. Meine Beispiele mit kleineren Niveau-Unterschieden müssen mit kleinerem Alter erklärt werden; Decksteine können eben auch durch Gleitung auf Schneefeldern an ihren jetzigen Standort gelangt und müssen nicht unbedingt von eiszeitlichen Gletschern dahin transportiert worden sein.

Da die eigenen Beobachtungen zum oberflächlichen Gesteinsabtrag im nackten Karst, besonders aber in vegetationsbedeckten Arealen, für gültige Aussagen nicht ausreichen, stütze ich mich diesbezüglich auf die Untersuchungsergebnisse von BÖGLI (1961, 1971), MISEREZ (1973, 1975b) und MAIRE (1976): Die Verhältnisse von ober- zu unterirdischer Lösung beträgt im mit Wald und Weide bedeckten Karst, der nur knapp einen Fünftel des Untersuchungsgebietes ausmacht, etwa 8 : 1, im Hauptteil dieser Gebirgsregion aber 1 : 4; im speziellen Fall des Rawil-Gebietes, wo ausgedehnte, vegetationslose Flächen vorerst durch oberirdische Bäche entwässern bevor diese versin-

ken und deshalb ein wesentlicher Teil der Lösungskraft beim Ponor bereits erschöpft ist, beträgt die Relation vielleicht 1:1 (vgl. Tab. 14 mit Tab. 11 und 18, sowie mit Fig. 24).

Trotzdem im bedeckten Karst nur ein geringer Prozentsatz, von einem allerdings etwa 30 % höhern Total, auf die subterrane Korrosion entfällt, sind auch dort Karstschläuche grösserer Kapazität zu erwarten, da die Lösung im unterirdischen Bereich hauptsächlich auf einige, wenige Bahnen konzentriert wird und somit nur auf einer vergleichsweise reduzierten Oberfläche wirksam ist (vgl. Kap. 3.1.6).

Stellt man die Werte für die mittlere Erniedrigung des Terrain im nackten Karst von etwa 0.015 bzw. von rund 0.08 mm/Jahr im vegetationsbedeckten Karst jenen von subaerisch entwässerten Gebieten unter ähnlichem klimatischen Regime gegenüber, so fällt auf, dass dort, wo die fluviatile (und glaziale) Erosion den Abtransport der Verwitterungsprodukte in Gang hält, viel grössere Abtragungswerte registriert werden können als in Karstgebieten, wo die Gebietserniedrigung im wesentlichen allein auf Korrosion beruht. So wurden z.B. in Einzugsgebieten mit vorwiegend widerstandsfähigen, kristallinen Gesteinen, wie es die Lonza bei Blatten besitzt, mit 0.03 mm/Jahr (PETERS-KÜMMERLY, 1973) bedeutendere Gebietserniedrigungen ermittelt als im nackten Karst und selbst die grösseren Beträge im bedeckten Karst werden in Gebieten mit grossem Sedimentanteil um über eine Zehnerpotenz übertroffen (JÄCKLI, 1957: 0.9 mm/Jahr im Einzugsgebiet des Alpenrheins; NIKLAUS, 1967: 1 mm/Jahr im Einzugsareal des Oeschinensees). Berechnungen mittels Metamorphose- und Wärmeflussdaten (CLARK & JÄGER, 1969), Hebungsdaten (SCHAER, 1979) und Sedimentvolumen in den Vorlandbecken (GUILLAUME & GUILLAUME, 1980) liefern alle Erosionsraten von 0.4 bis 1 mm/Jahr für das Alpengebiet als Ganzes.

Die Oberflächengestalt eines vollständig verkarsteten Gebietes ist demgemäss in vielen Fällen unter unseren Klimabedingungen bedeutend resistenter gegenüber abtragenden Kräften als jene in nicht verkarstungsfähigen Gesteinen, da sich ein wesentlicher Teil der Ablation, besonders im Hochgebirgskarst, unter der Oberfläche abspielt und diese davon nur wenig berührt wird.

3.3 Isotopenhydrologische Untersuchungen

Isotopen sind in der Hydrologie seit rund zwanzig Jahren als Hilfsmittel bekannt und diesbezügliche Methoden werden durch die Internationale Atomenergie-Behörde in Wien (IAEA) u.a. durch Publikationen (Isotope Hydrology) und Organisation von Kongressen gefördert.

Die Wasserstoff-Isotopen Deuterium (^2H) und Tritium (^3H), sowie das Sauerstoff-Isotop ^{18}O können durch ihren Einbezug ins Wassermolekül als ideale Tracer gelten, da sie kein abweichendes chemisches Verhalten zu "normalem" H_2O verursachen.

Das radioaktive Isotop Tritium, Halbwertszeit 12.3 Jahre, ist natürlicherweise

mit 3 - 8 TU im Niederschlag mittlerer Breiten vertreten ($1 \text{ TU} = 10^{-18} \text{ }^3\text{H}/\text{H}$ entsprechend $3.2 \text{ pCi/l H}_2\text{O}$). Durch die Wasserstoffbomben wurde die Atmosphäre nach 1952 z.T. stark kontaminiert, mit einem Maximum von etwa 6000 TU im Jahre 1963; heute sind es noch rund 50 - 150 TU. Im Input des Tritiums finden sich saisonale Schwankungen durch Austausch von Luftmassen zwischen Strato- und Troposphäre.

Sauerstoff-18 unterliegt denselben Gesetzmässigkeiten wie Deuterium (hier nicht gemessen); beide erlauben deshalb ähnliche Schlüsse. Der Gehalt dieser Isotope wird in ‰ Abweichung von einem Meerwasser-Standard (SMOW) ausgedrückt. Durch das unterschiedliche Gewicht der diversen Isotope ergibt sich bei Verdunstung und Kondensation des Wassers eine Fraktionierung. Diese Vorgänge verursachen eine Verarmung an schweren Isotopen mit zunehmendem Abstand vom Herkunftsort (Kontinental-Effekt), mit abnehmender Temperatur (Höhen- und Saison-Effekt) und zunehmender Niederschlagshöhe (Mengen-Effekt) u.a. (STICHLER & HERRMANN, 1978).

Durch die Isotopen-Gehalte im Quellwasser können somit Aussagen folgender Art gemacht werden (JOB, 1970; SIEGENTHALER, 1972.; OESCHGER & SIEGENTHALER, 1972; OESCHGER & GUGELMANN, 1974; GEYH, 1974; ZöTL, 1974):

- Kein Tritium: Wasser älter als 1953;
- tiefe Tritium-Werte: Kann u.a. auf Gletscher-Einfluss deuten (diese Fragestellung war der Ausgangspunkt der isotopenhydrologischen Untersuchungen);
- Schwankungen der Isotopen-Gehalte: Fließcharakter (piston flow = Kolbenfluss; exponentielle Verteilung der Wässer aufeinanderfolgender Perioden; Mischrechnungen);
- Gehalt an Sauerstoff-18: Relative Höhe der Einzugsgebiete.

Anwendungsbeispiele aus Karstgebieten und damit Vergleichsmöglichkeiten gibt es unzählige: MARGRITA et al. (1970) von der Vaucluse; DINÇER & PAYNE (1971) aus der SW-Türkei; BURGER et al. (1972) im Neuenburger Jura; DINÇER et al. (1972) vom Toten Gebirge; BAKALOWICZ et al. (1974) in den Pyrenäen; ZÖJER & ZöTL (1974) vom mittelsteirischen Karst; BLAVOUX et al. (1976) im französischen Jura; SIEGENTHALER & SCHÖTTERER (1977) von der Funtenen-Quelle; GEYH & GRÖSCHOPF (1978) von der Schwäbischen Alb; ZÖJER (1978) mit Beispielen aus Oesterreich; u.v.a..

Die Ergebnisse der isotopenhydrologischen Untersuchungen im Rawil-Gebiet sind bereits in SCHÖTTERER et al. (1979) niedergelegt, die vorliegende Arbeit bringt aber noch einige Ergänzungen zu diesem Paper.

3.3.1 Input

In den Jahren 1973 - 75 konnten Isotopen-Messungen an durch W. Ellenberger gesammelten Niederschlägen von der Lenk (1070 m) durchgeführt werden; des weitern wurden zu Beginn der Schmelzperiode diverse Schneeprofile beprobt: Glacier de la Plaine Morte (2770 m) und Doline de la Grande Croix (2380 m) im Mai 1974, Rezlberg (1410 m),

Rawilseeleni (2490 m) und Seetäli (1880 m) im Mai des folgenden Jahres; (betreffend genauere Lokalisation siehe Fig. 1 in SCHÖTTERER et al., 1979).

Zur Prüfung, ob diese punktuellen Daten für Input-Rechnungen ausreichen, bzw. wie fehlende Daten ergänzt werden müssen, wurde mit dem Isotopen-Gehalt der Niederschläge im rund 70 km entfernten östlichen Berner Oberland (Meiringen, Guttannen, Grimsel) verglichen: Es ergaben sich Abweichungen der gewichteten Jahresmittel der ^3H -Konzentrationen von rund 15 % und zwar in beide Richtungen (vgl. Tab. 22 und Fig. 31). Für kürzere Zeitabschnitte können die Differenzen noch grösser sein: Die Maximalwerte der Messperiode wurden im Winter 1974/75 registriert; sie erwiesen sich durch ihren akzentuierten Peak als idealen Tracerinput; gemessen wurde in Davos ca. 1400 TU (November), im östlichen Berner Oberland 500 - 1200 TU (Februar) und 720 TU in der Lenk (Mai).

Die Gründe für die ausserordentlich hohen Tritium-Konzentrationen müssen in grossräumigen Kontaminationen gesucht werden, und das lokale Wettergeschehen sorgt dann für die unterschiedlichen Auswirkungen. Die in jüngster Zeit abnehmende Tritium-Konzentration in den Niederschlägen lässt die absoluten Abweichungen zwischen verschiedenen Probenahmestellen sicherlich stark schrumpfen, so dass die Daten aus dem Haslital eine gute Näherung für jene des Untersuchungsgebietes darstellen. Die Zulässigkeit von Extrapolationen vom östlichen Berner Oberland ins Simmental zeigt das Beispiel in Figur 30, wo die Isotopenwerte eines Schneeprofiles vom Plaine-Morte-Gletscher mit denjenigen der Niederschläge auf der Grimsel verglichen werden.

Eine Frage ist, wie stark die Niederschläge der verschiedenen Jahreszeiten zur Grundwasserspeicherung beitragen; dies ist insofern wichtig, als sowohl $\delta^{18}\text{O}$ wie ^3H deutliche saisonale Schwankungen aufweisen. KESSLER (1972) konnte im ungarischen Karst den Abfluss im wesentlichen aus den Präzipitationen der ersten vier Monate des Jahres herleiten; so krasse Evapotranspirations-Verluste sind im Untersuchungsgebiet nicht zu befürchten, da der unkorrigierte Abflusskoeffizient gut 90 % beträgt; selbst in der tiefergelegenen Ajoie (Quelle der Vendline) stimmen die $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwerte im Quellwasser und im Niederschlag überein, was bedeutet, dass im Wasseraustritt eine Mischung von allen Niederschlägen angenommen werden kann (SIEGENTHALER, 1972).

Weitere Komplikationen des Input in das Karstwasser ergeben sich durch Speicherung von Niederschlägen an der Oberfläche in Form von Seen, Firn und Eis; zwar wird dadurch die Verdunstung und damit die Isotopenfraktionierung, Auswirkungen dieses Vorgangs werden von DINÇER & PAYNE beschrieben, gefördert, insgesamt ist aber der so verursachte Fehler beim aktuellen Klimaregime sehr gering.

Der bedeutenste Karstsee des Untersuchungsgebietes punkto Volumen ist der Iffigsee; mit seinen knapp 2 Mio m^3 Inhalt stellt er eine eminente Reserve dar für die Karstwasseraustritte der Nordseite: Die Seekubatur entspricht rund einem Viertel der Jahresschüttung bei den Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) bzw. einem Achtel derjenigen der Iffigläger-Quelle (Nr. 53) oder anders ausgedrückt: Im See sind die jährlichen

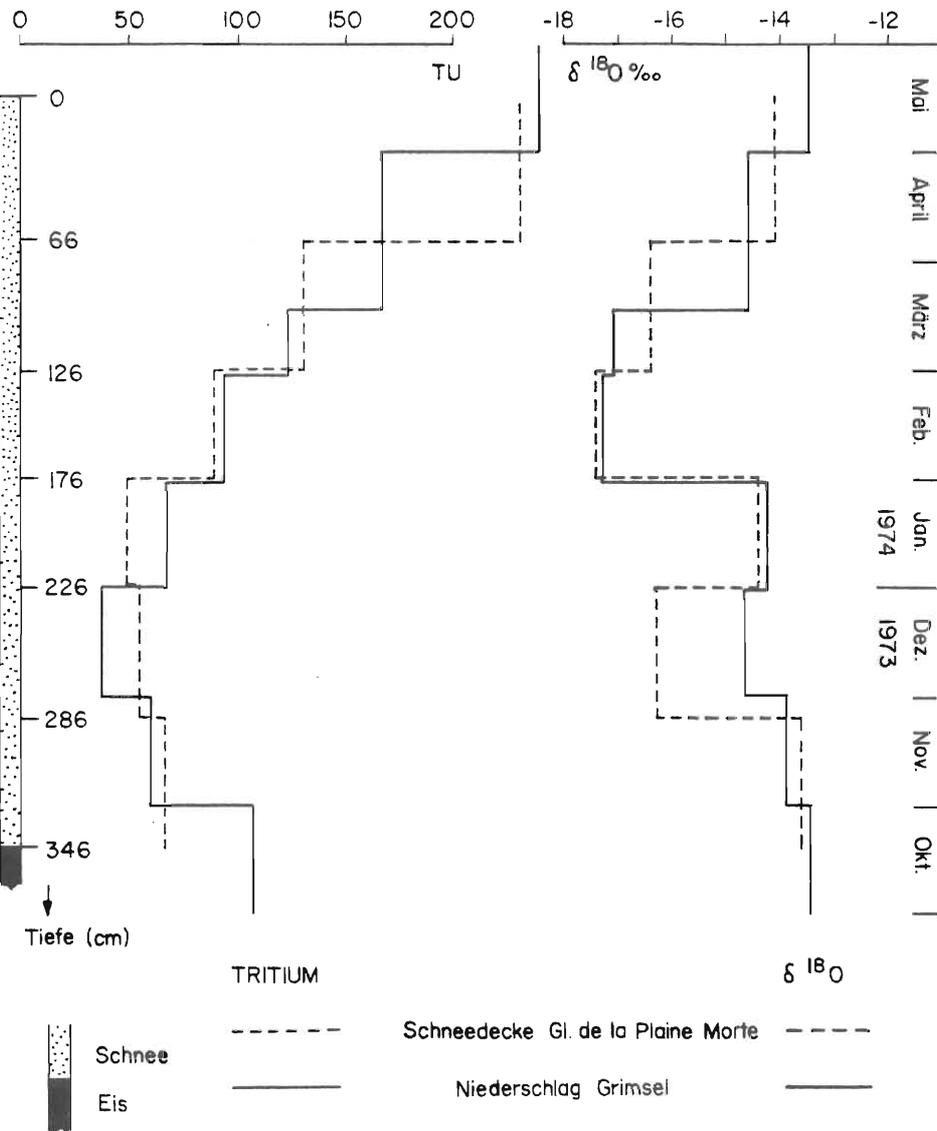


Fig. 30: Vergleich der Winterschneedecke auf dem Plaine-Morte-Gletscher (603.500/136.400/2770) mit den Niederschlägen auf der Grimsel als Beispiel guter regionaler Übereinstimmung im Isotopen-Input (nach U. SCHOTTERER).

Präzipitationen von über einem Quadratkilometer gespeichert. Der Iffigsee wird hauptsächlich unterirdisch gespeisen (vgl. Kap. 2.2), entleert sich aber in erster Linie im Bereich der Wasseroberfläche (vgl. Fig. 8). Zur Zeit der grossen Zu- und Abflüsse im Hochsommer ist sicher eine Temperaturschichtung vorhanden, welche eine Homogenisierung hindert und dadurch zu gewissen Zeiten zum Versinken relativ alten Wassers führt.

Aehnliche Komplikationen verursachen Gletscher im Tritium-Haushalt zugehöriger Karstquellen, indem ein Teil des Abflusses von tritiumarmem, weil älterem Wasser bestritten wird.

Im folgenden soll am Beispiel des Glacier de la Plaine Morte versucht werden, das Ausmass des tritiumverarmten Wassers am Input ins Karstsystem abzuschätzen.

Annahmen: Akkumulationsgebiet : Ablationsgebiet = 3 : 1 (LLIBOUTRY, 1965: 444).

Niederschlagshöhe minus Verdunstung = 160 cm/Jahr

(vgl. Kap. 1.2 und 2.6.2, sowie ELLENBERGER, 1976).

Mittlerer Firnzuwachs = 10 cm Wasserhöhe/Jahr (SCHOTTERER et al., 1977).

Subglaziale Abschmelzung = 0.5 cm/Jahr (LLIBOUTRY, 1964: 408);

in stark verkarsteten Gebieten ist allerdings die subglaziale Ablation vernachlässigbar, da dort die geothermische Tiefenstufe durch die Wasserzirkulation im Gestein auf 200 m/°C steigt (BöGLI, 1978: 231); ähnliche Werte fanden FORD et al. (1976) im Kalkgebirge unter dem Columbia-Icefield (Canada); selbst Versickerungen in klüftigem Kristallin heben den Gradienten auf 60 - 80 m/°C (JAMIER, 1975: 63, Trient und Mt. Blanc).

Im Gleichgewichtszustand des Gletscherhaushaltes fliessen von der Akkumulationsfläche also 150 cm rezentes Wasser ab im Jahr, die restlichen 10 cm entsprechen der Eisabschmelzung im Zungen- und im subglazialen Bereich. Mit obigen Annahmen werden also nur 5 % des Gesamtabflusses von altem und damit praktisch tritiumfreiem Wasser bestritten; verdoppelt oder verfünffacht man hingegen den Firnzuwachs bei bestehendem Gleichgewichtszustand des Gletschers, so steigen die Anteile alten Wassers auf 9 % bzw. 23 %; ein negativer Gletscherhaushalt vergrössert den Anteil alten Wassers, ein positiver vermindert ihn. Die Einwirkung wird in dem Masse kleiner, wie der Anteil der Gletscher am Einzugsgebiet sinkt, bzw. je weiter oben im Gletschergebiet die subglazialen Ponore liegen. Die Siebenbrünnen (Nr. 73) z.B. besitzen zwar ein sehr stark vergletschertes Sammelareal, die wesentlichen Schwinden beziehen ihr Wasser v.a. aber aus den Firn- und den periglazialen Gebieten.

All diese Unsicherheitsfaktoren wie Grösse der Isotopen-Konzentration im Niederschlag, in Karstseen und im glazialen Schmelzwasser limitieren die Genauigkeit der Berechnung von Reservoirvolumen und mittlerer Aufenthaltsdauer des Karstwassers (vgl. mit Fig. 47).

3.3.2 Output

Aus Gründen der besseren Zugänglichkeit von Bern aus wurden Proben für die Isotopen-Messungen im wesentlichen nur in den grösseren Karstquellen der Rawil-Nordseite (Iffiggläger, Nr. 53; Alte und Neue Blatti, Nr. 65 und 66; Rezli, Nr. 72; Siebenbrünnen, Nr. 73) entnommen; anlässlich des Markerversuches wurden zusätzlich noch die Source de la Loquesse (Nr. 28) und du Six (Nr. 36) beprobt. Die Probenahmefrequenz von zwei Wochen im Sommer und mindestens vier im Winter kann für auf Durchschnittswerten beruhenden Aussagen als genügend erachtet werden; punktförmige Messungen der Isotopen-Gehalte in Abständen von wenigen Stunden ergaben keinerlei Hinweise auf kurzfristige Schwankungen (siehe Kap. 4.5.1 und Fig. 46); dies schliesst nicht aus, dass gewisse Pendelbewegungen wegen der Probenahmefrequenz nicht zum Ausdruck kommen.

Als Beispiel der Funktionen zwischen Tritium im Niederschlag und im Quellwasser, sowie des $\delta^{18}\text{O}$ im Wasseraustritt dient Figur 31. Diese zeigt zum einen das gegenüber den Niederschlägen gedämpfte Verhalten der Quelle, zum andern deren verzögertes Rea-

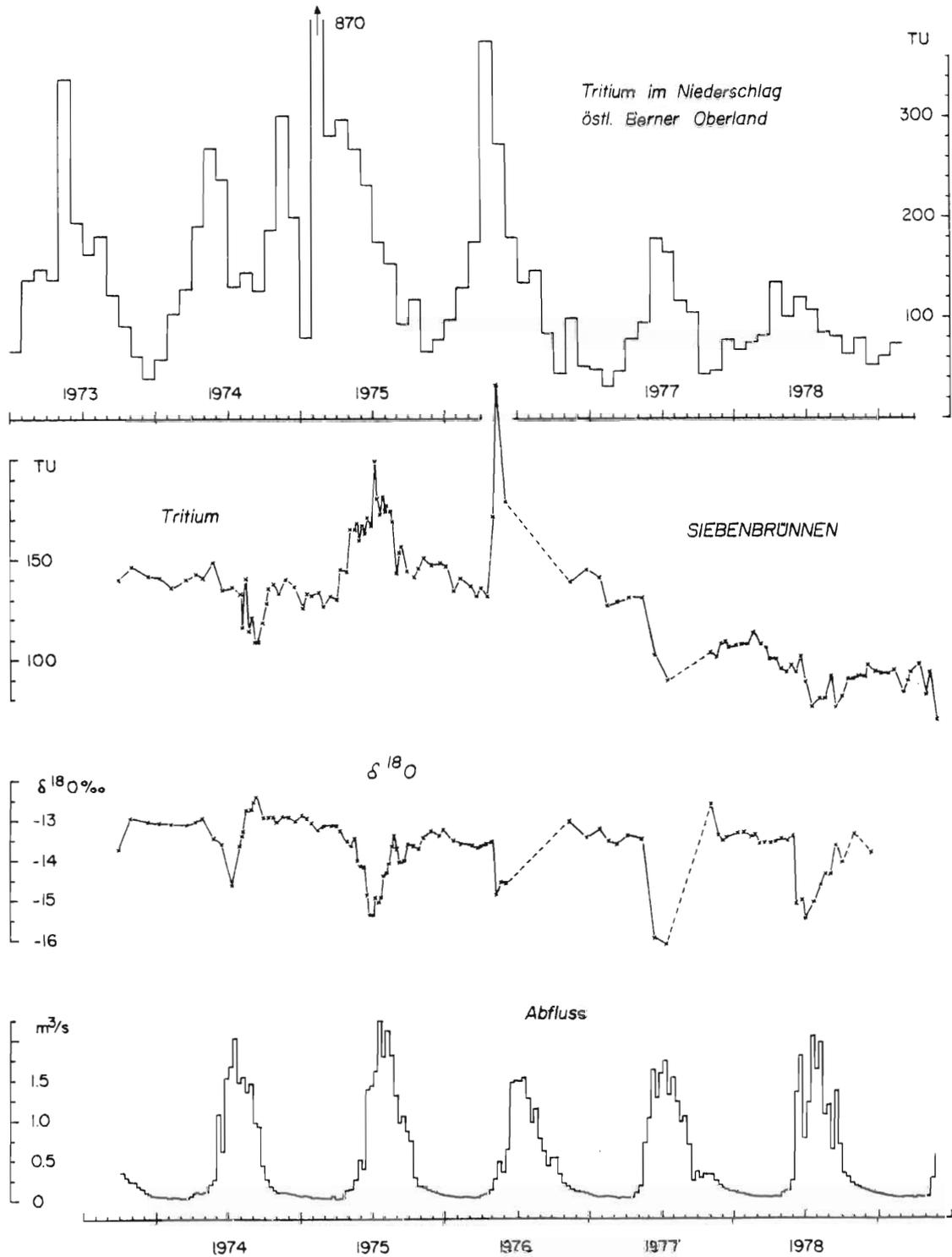


Fig. 31: Gewichtete Mittel der ^3H -Konzentration im Niederschlag des östlichen Berner Oberlandes, sowie ^3H , $\delta^{18}\text{O}$ und Abfluss (Mittelwert von je 10 Tagen) in den Siebenbrunnen (Nr. 73) während der Periode von Herbst 1973 bis Frühjahr 1979.

gieren, was auf die Speicherung der Information in der Schneedecke zurückzuführen ist, sowie auf die Länge und die Komplexität des unterirdischen Weges.

Die Charakteristiken im Detail zeigt Figur 32, wo die Isotopendaten und die Schüttung von verschiedenen Karstquellen für das Sommerhalbjahr 1975 aufgezeichnet sind. Auffällig sind dort die beinahe identischen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den beiden Blatti-Quellen bzw. in den Siebenbrünnen und der Rezli-Quelle; eine Ausnahme von dieser Regel lässt sich lediglich zu Beginn der Schmelzperiode feststellen.

Tabelle 22 fasst die Isotopendaten zusammen; diese Werte sind die Grundlagen für die versuchten Berechnungen von Reservoirgrössen, Direktabfluss usw..

Vom Oktober 1973 bis September 1975 beträgt die mittlere Abweichung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen Siebenbrünnen (-13.9 ‰) und den Blatti-Quellen (-13.0 ‰) 0.9 ‰, im Zyklus 1977/78 gar 1.2 ‰ (-14.6 ‰ zu -13.4 ‰). Mit einem Höheneffekt von

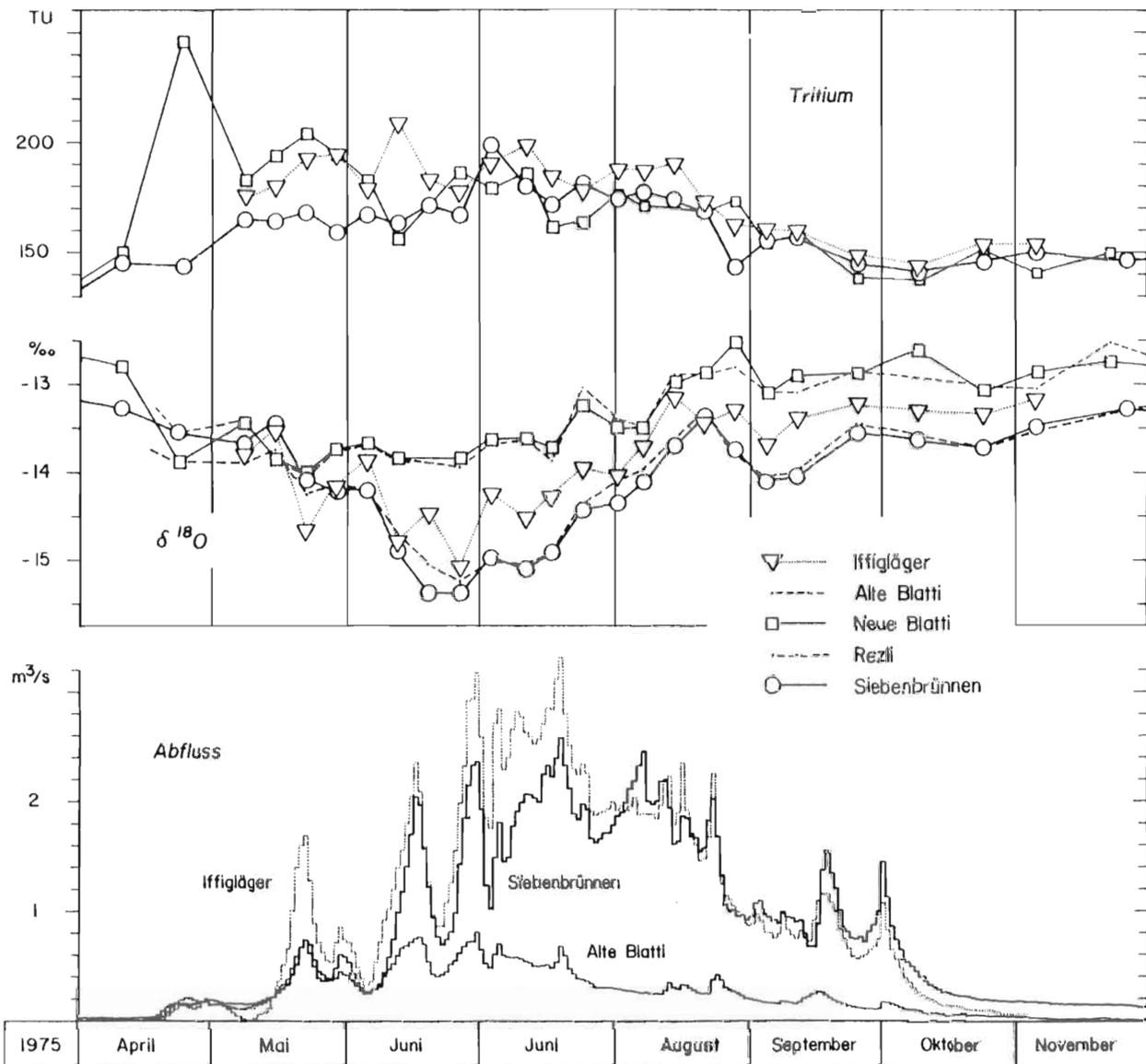


Fig. 32: Detaillierte Charakteristiken der untersuchten Karstquellen: Tritium, $\delta^{18}\text{O}$ und Abfluss (Tagesmittel) im Sommer 1975.

	Q u e l l e n						N i e d e r s c h l ä g e			
	Siebenbrünnen		Iffiggläger		Neue + Alte Blatti		östliches Berner Oberland	Lenk	Schneeprofile	
	^3H	$\delta^{18}\text{O}$	^3H	$\delta^{18}\text{O}$	^3H	$\delta^{18}\text{O}$	^3H	^3H	^3H	$\delta^{18}\text{O}$
Winter 1973/74	141.8	-13.09			151.1	-12.57	78	65	101	-15.24*
Sommer 1974	129.7	-13.59	139.6	-13.18	138.0	-12.64	184	229		
Winter 1974/75	134.6	-13.02			139.7	-12.61	247	129	280	-15.74**
Sommer 1975	168.1	-14.34	181.4	-14.00	173.4	-13.50	217	252		
Winter 1975/76	145.5	-13.49			147.5	-13.00	102			
Sommer 1976							201			*: 2770 m
Winter 1976/77	137.6	-13.29			146.0	-12.95	56			** : 2490 m
Sommer 1977							121			
Winter 1977/78	106.7	-13.49			113.5	-13.08	69			
Sommer 1978	85.2	-14.72	90.9	-14.18	93.8	-13.51	106			
Winter 1978/79	91.7				97.8					

Tabelle 22: ^3H - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für Karstquellen und Niederschlag. Als Winter wird bei den Quellen die Zeit vom Ende der Infiltrationsperiode (Beginn einer permanenten Schneedecke) bis zum Schüttungsanstieg im Frühjahr (Beginn der Schneesmelze) bezeichnet, beim Niederschlag ist es die Periode von Oktober bis März; der Sommer umfasst die übrige Zeit. Die Schnee-profile wurden jeweils im Mai, zu Beginn der Schmelzperiode, entnommen. Alle Werte sind volumengewichtete Mittel.

0.2 ‰/ 100 m (SIEGENTHALER & SCHOTTERER, 1977) ergibt sich eine Höhendifferenz der mittleren Lage der zugehörigen Einzugsgebiete von 450 bis 600 m. Obschon diese Methode nicht sehr exakt ist, die Angaben für die Isotopenfraktionierung mit der Höhe schwanken beträchtlich (JAMIER, 1975: 89ff, zitiert Abnahmen des ^{18}O -Gehaltes im Niederschlag von 0.28 ‰ (SIWERTZ, 1973) bzw. 0.4 ‰ (DAANSGÄRD, 1964), BAKALOWICZ et al. (1974) berechnete 0.3 ‰ pro hundert Höhenmeter), was auf die Orographie und Niederschlagsverhältnisse der einzelnen Untersuchungsgebiete zurückgeführt werden kann, ergibt sich eine recht befriedigende Uebereinstimmung mit geologischen Ueberlegungen bezüglich der Lage der Sammelareale. Diese 450 bis 600 m scheinen eher einem Minimalwert zu entsprechen, was seine Erklärung findet in der oft fehlenden Sauerstoff-Fraktionierung bei Niederschlägen in Form von Schnee (AMBACH et al., 1972; STICHLER & HERRMANN, 1978): Die mittlere Höhe des Einzugsgebietes der Blatti-Quellen liegt bei etwa 2000 bis 2100 m, jene der Siebenbrünnen bei 2700 bis 2800 m (vgl. Kap. 2.6.2).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Iffigläger-Quelle bewegen sich i. allg. zwischen jenen der oben genannten Quellgruppen (vgl. Fig. 32 und Tab. 22), was auf eine mittlere Höhe des Sammelareals von rund 2500 m hinweist.

Die Differenz im $\delta^{18}\text{O}$ zwischen Blatti und Siebenbrünnen ist im Sommer deutlich grösser als im Winter, was anzeigt, dass bei letzteren die Schneeschmelze von grösserer Bedeutung ist als bei den Wasseraustritten in Pöschenried.

Weitere Resultate der Isotopen-Messungen, insbesondere bezüglich des ^3H , werden im Zusammenhang mit den Speisungsmechanismen der Karstquellen diskutiert.

3.3.3 Radon im Quellwasser

Durch den Einsatz einer neuen Tritium-Messmethodik und durch zufälligerweise unmittelbar nach der Probenahme erfolgten Messungen, wurden in einzelnen Wässern Radon nachgewiesen. Die erhöhte Aktivität im Zählkanal >20 keV klang binnen ein bis zwei Wochen ab, jedesmal mit einer Halbwertszeit von etwa 3.7 bis 4.7 Tagen; (die Fehlerbereiche sind allerdings bei kleinen Aktivitäten recht gross, vgl. Fig. 33). Diese Halbwertszeit liegt im Bereich jener des ^{222}Rn , welche 3.824 Tage beträgt. ^{222}Rn ist die Tochter von ^{226}Ra in der natürlichen Zerfallsreihe von ^{238}U .

Wahrscheinlich besteht in den betreffenden Quellwässern eine Mischung verschiedener radioaktiver Isotope mit Schwergewicht auf ^{222}Rn ; des weitern befindet sich praktisch keine Muttersubstanz im Wasser, ansonsten die Untergrund-Aktivität nicht verschwinden würde (^{226}Ra hat eine Halbwertszeit von 1622 Jahren). Das Wasser dient also lediglich als Transportmittel und enthält nicht die Quelle des Edelgases.

Da die Zählapparatur nicht für Rn-Messungen geeicht ist, wurden die folgenden Abschätzungen unter der Annahme einer 100%-igen Erfassung der Aktivität vorgenommen, d.h. 1 cpm (count per minute) entspricht dann 1 dcm (decay per minute); sie entspre-

chen daher dem Minimalwert: Bezogen auf die Zeit der Probenahmen können im Wasser der Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) rund 10 cpm/10 ml H₂O gemessen werden, etwas weniger bei Proben der Iffiggläger-Quelle (Nr. 53), aber weder im Wasser der Siebenbrünnen (Nr. 73), noch in jenem der Rezli-Quelle (Nr. 72) konnte je eine entsprechende Aktivität festgestellt werden; in den drei erstgenannten Quellen tritt das Edelgas Radon also in einer Menge von grössenordnungsmässig 0.5 nCi/l auf. Zum Vergleich: Die stärkste, bekannte Radon-Quelle der Schweiz befindet sich in Disentis und liefert im Durchschnitt 16.4 nCi/l bei einer Maximalschüttung von allerdings weniger als einem Liter pro Sekunde (CARLÉ, 1975: 486).

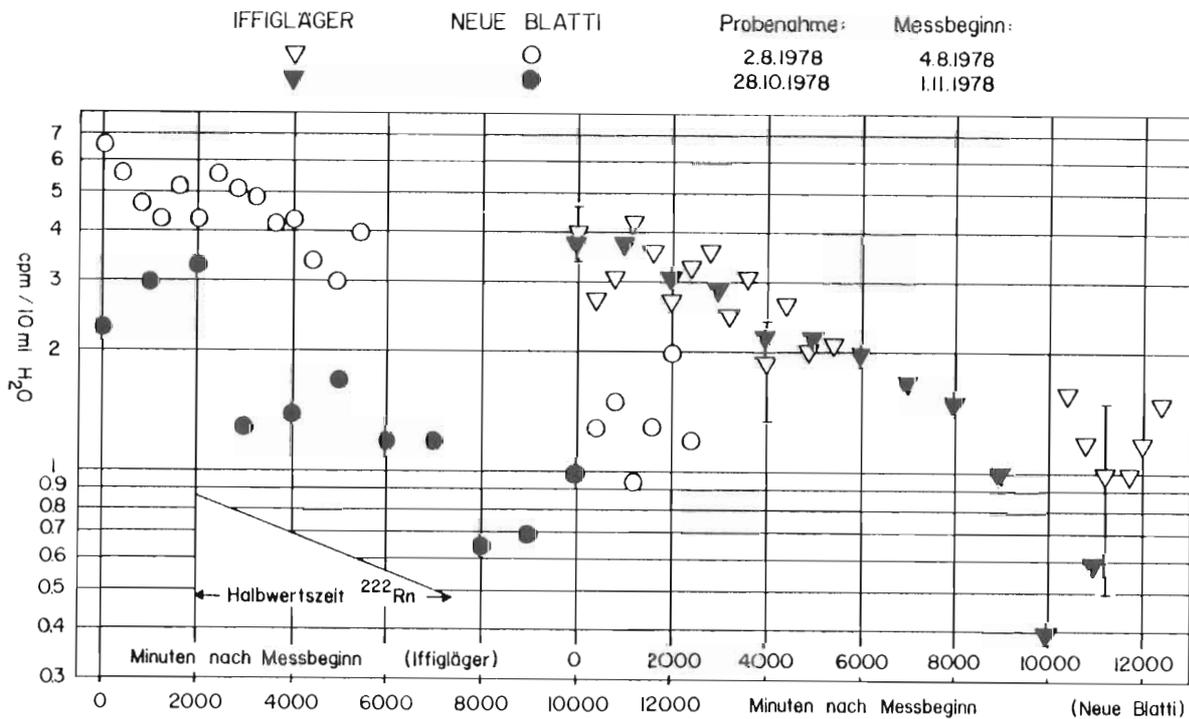


Fig. 33: Abfall der Aktivität im Zählkanal >20 keV in Funktion der Zeit; (in drei Messbereichen ist das Vertrauensintervall eingezeichnet; nach U. Schotterer). Erläuterungen im Text.

Als Mechanismen der Radon-Ausbreitung ist zum einen Diffusion möglich, zum andern kann Radon als gelöstes Gas mit dem Wasser befördert werden. Diffusion als wesentlicher Faktor scheidet aus, da selbst bei Uran-Minen Radon-Anomalien nur bis zu einer Distanz von rund 100 m nachweisbar sind (BARRETT, 1975: 36); noch kleinere Ausbreitungsdistanzen durch Diffusion erwähnen TANNER (1964) und SMITH et al. (1975) in ihren Arbeiten über die Mechanismen der Radon-Migration.

Die Sedimente des Sondierstollens Rawil-Süd (Aalénien bis Barrémien) besitzen U- und Th-Gehalte, welche mit dem Scintillometer (SRAT) lediglich 20 (Quintner Kalk) bis 140 cps (Aalénien-Mergel) ergaben. Nach BARRETT weisen bei Sedimenten, kristalline Gesteine scheidet wegen Distanzgründen aus, v.a. Konglomerate und Sandsteine

im Durchschnitt hohe Radium-Emanationen auf; im Untersuchungsgebiet kämen am ehesten die Hohgant-Schichten als Rn-Lieferanten in Frage. Grosse Produktionsraten von Radon sind aber im Raume des Rawil-Passes wenig wahrscheinlich; somit fällt Diffusion als Verbreitungsmechanismus aus; sie spielt aber insofern eine Rolle, als bei den aus demselben Grundwasserkörper gespeisenen Blatti-Quellen der obere Wasseraustritt (Nr. 65) leicht weniger Radon enthält als der untere (Nr. 66), was mit Gasabgabe an die Luft der Quellhöhle erklärt werden kann, während das Wasser der Neuen Blatti, einer aufsteigenden Quelle, weniger Atmosphären-Kontakt aufweist.

Als hauptsächlicher Transport-Mechanismus für das Radon kommt somit nur fließendes Wasser in Frage: Im Karst kann das Wasser während einer Halbwertsperiode mehrere Kilometer zurücklegen und kann auf diese Weise die aus dem Muttergestein diffundierende Gasproduktion eines grossen Gebirgstalles mitreissen und anreichern. Die Tatsache des von der Schüttung unabhängigen und nur unbedeutend schwankenden Radon-Gehalts im Wasser deutet darauf hin, dass die Radon-Migration aus einem Einzugsgebiet stammt, dessen Grösse sich proportional zur Fliessgeschwindigkeit und somit zum Quellertrag ändert.

4. Quellspeisung und Abflussverhalten

4.1 Gang der Schüttung im Jahresablauf

Die Schüttungskurven sind durch den scharfen Gegensatz von Hochwasser- im Sommer und Niederwasser-Periode im Winter geprägt; das Abflussgeschehen wird also von der in der Höhe der Einzugsgebiete relativ kurzen Wärmephase mit Schneeschmelze und Regen diktiert, daneben aber während einem grossen Teil des Jahres durch die Witterung kaum beeinflusst, sondern im wesentlichen nur von der Grösse und der Art des Reservoirs sowie der Verteilung des Wassers in diesem.

Im Gegensatz zur Schüttung reagieren Wassertemperaturen und Leitfähigkeit stark verzögert auf die Schneeschmelze, was durch das hydraulische Zusammenspiel von Basis- und Direktabfluss verursacht wird.

Bei den meisten Karstquellen des Untersuchungsgebietes lassen sich aus den Dauerkurven keine andern Abflusscharakteristiken als bei einem Oberflächengewässer herauslesen (siehe Fig. 35). Der Knick in der Kurve der Siebenbrünnen entspricht dem Regimewechsel von der Dominanz der grossen Klüfte 2. Ordnung zu jener der kleinen Klüfte 1. Ordnung; bei der Simme kann das äquivalente Phänomen durch das Zusammenspiel von Oberflächen- und Grundwasser erklärt werden. Das deutlich von der Norm abweichende Kurvenbild der Neuen Blatti-Quelle in Figur 34b und 35, sowie die ausgeglichenen Werte dieses Wasseraustrittes in Tabelle 23, sind darauf zurückzuführen, dass die Hochwasserspitzen vor allem durch die Alte Blatti-Quelle abgeführt werden (vgl. Fig. 39); die Karstquelle südlich Blankenburg (Beispiel aus ELLENBERGER, 1976)

weist ein für Gebirgsverhältnisse ausserordentlich gedämpftes Schüttungsverhalten auf.

Im Gegensatz zu den Dauerkurven, äussert sich bei den Schwankungsverhältnissen der mittleren Jahresabflüsse (Tab. 24) ein merklicher Unterschied zwischen den grossen Quellen der Rawil-Nordseite und Flüssen mit ähnlichem klimatischem Regime im Einzugsgebiet vergleichbarer Grösse; neben der dämpfenden Wirkung von Schneerücklagen kommt im tiefen Karst noch das bedeutende Ausmass der unterirdischen Speicherung dazu.

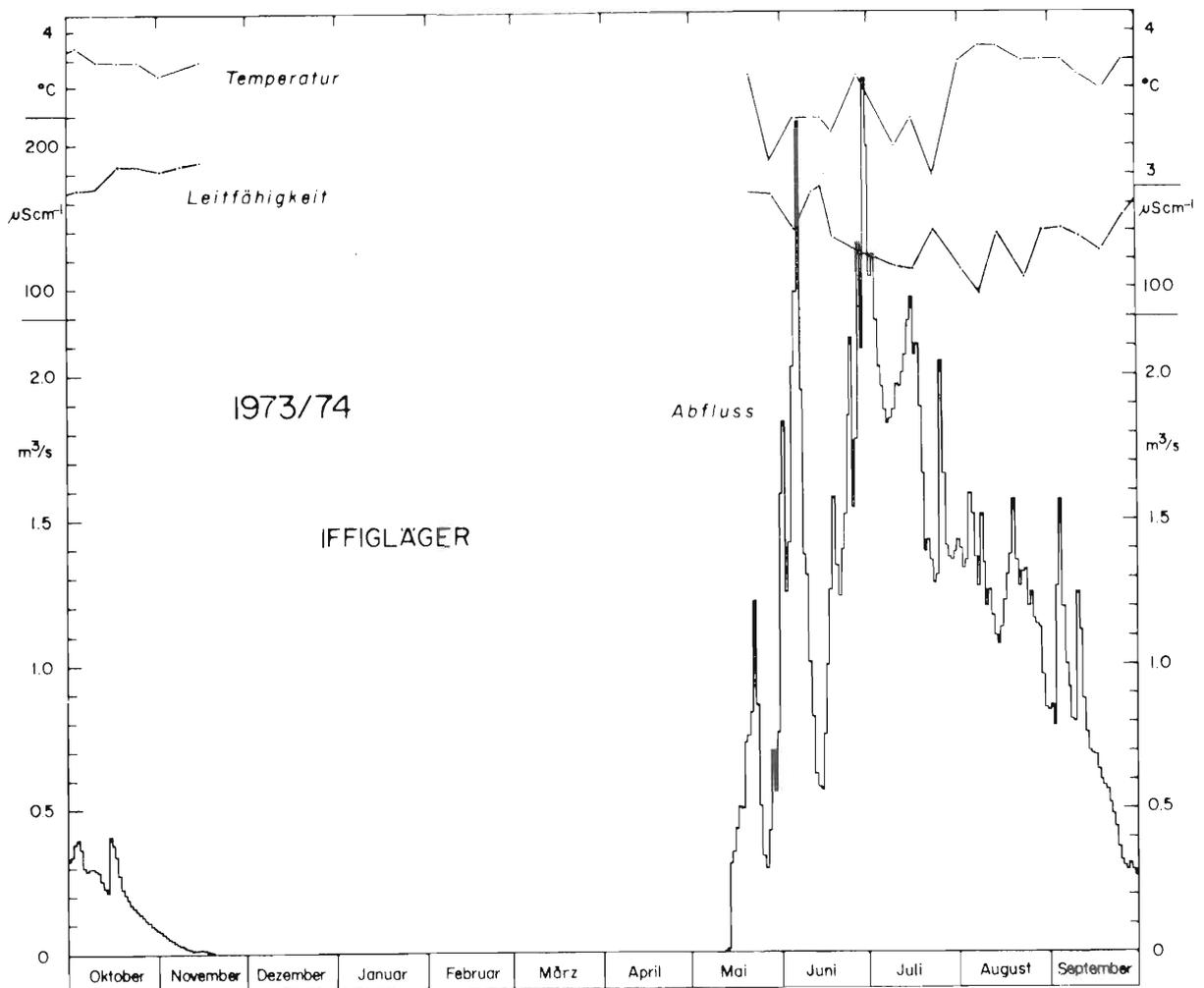


Fig. 34 a - c: Verlauf von Schüttung, Leitfähigkeit und Temperatur bei der Iffigläger-Quelle (Nr. 53), den Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66), der Rezli-Quelle (Nr. 72) und den Siebenbrünnen (Nr. 73) im hydrologischen Jahr 1973/74 ("normales" Jahr). Bei Leitfähigkeit und Temperatur handelt es sich um punktuelle Messungen, beim Abfluss um Tagesmittel der Limnigraphen-Stationen; eine Ausnahme bildet die Rezli-Quelle, wo nur Einzelmessungen vorliegen. "Feuchte" bzw. "trockene" Jahre wirken sich nur in der Höhe der Spitzen im Sommerhalbjahr aus, während der winterliche Basisabfluss kaum berührt wird (vgl. Beispiele in WILDBERGER, 1979: Fig. 55).

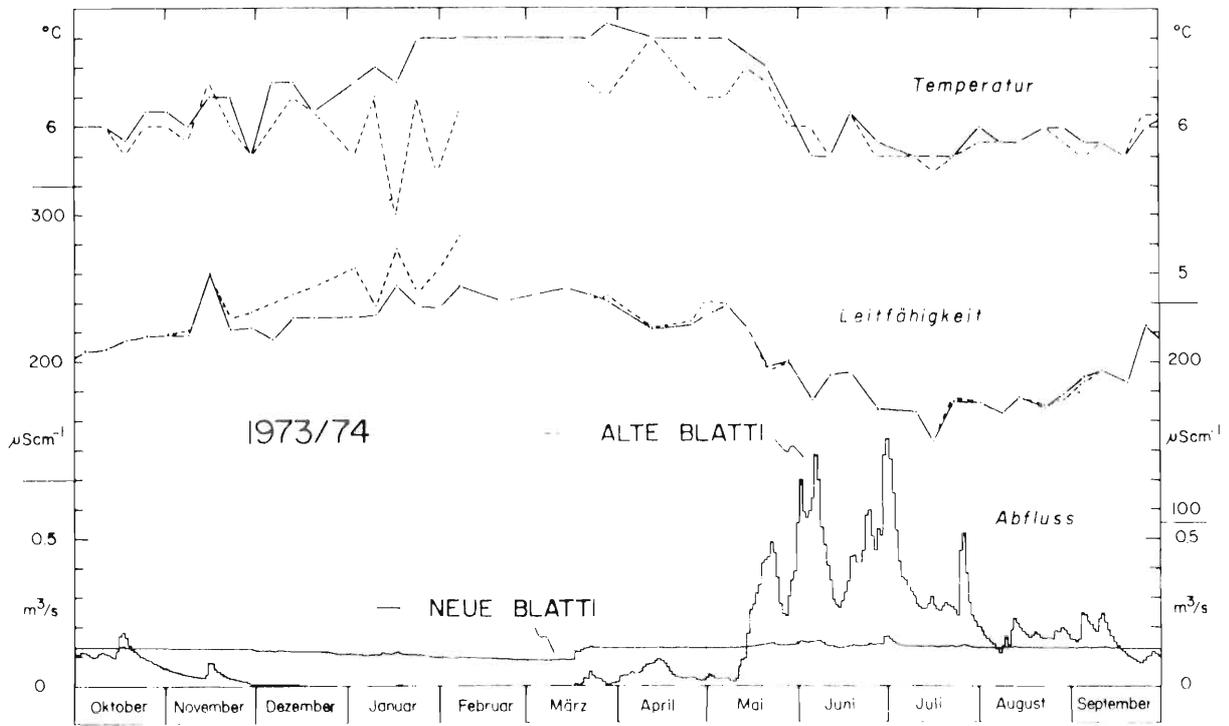


Fig. 34b:

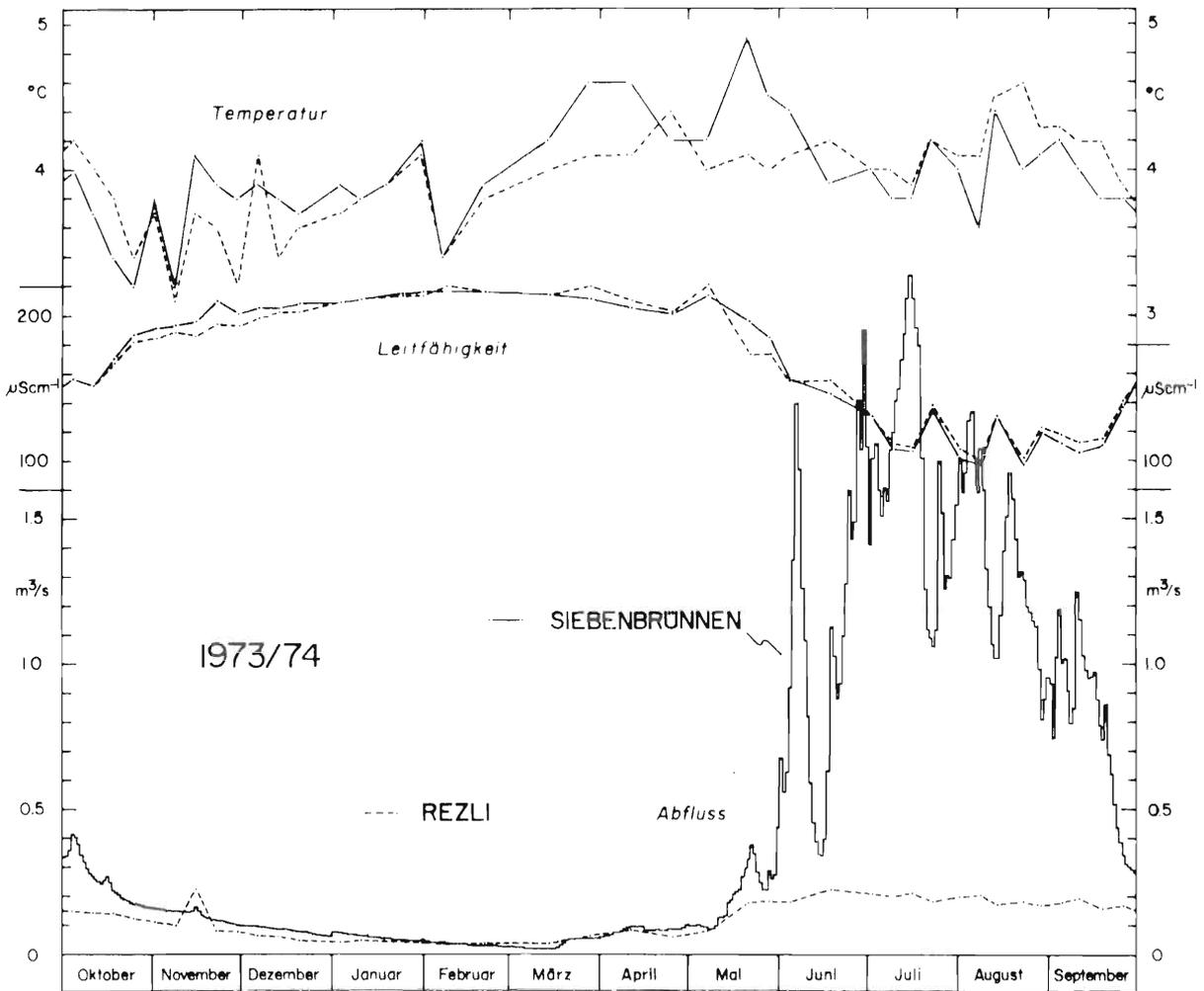


Fig. 34c:

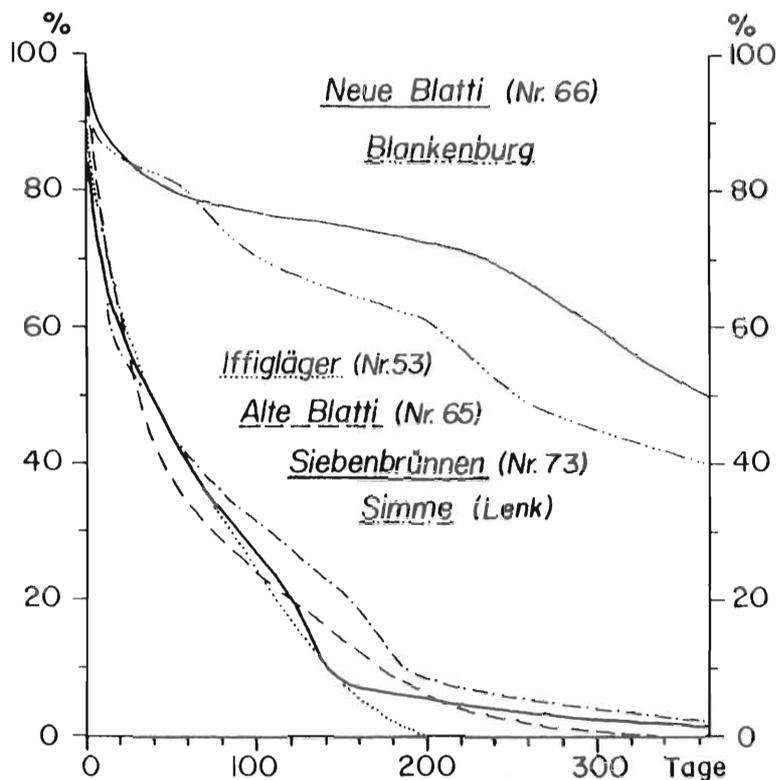


Fig. 35: Mittlere Dauerkurven der Tagesmittel einiger Karstquellen des Rawil-Gebietes in den hydrologischen Jahren 1973/74 bis 1977/78 sowie von Vergleichsgewässern (nach ELLENBERGER, 1976): Karstquelle bei Blankenburg (1973/74 - 1974/75) und Simme bei Lenk (1972/73 - 1974/75). Als 100 % wurde das grösste Tagesmittel der betreffenden Periode gewählt.

4.2 Abflussverhalten während kürzeren Perioden

Wie die meisten Karstquellen reagieren auch die im Rawil-Gebiet rasch auf die Zunahme der Versinkungsraten im Einzugsgebiet. Figur 36 zeigt einige Beispiele für die Einflüsse von Schneeschmelze und Gewittern auf die Schüttung. Die Relation zwischen der Zeit, die verstreicht, bis eine Input-Zunahme in der Quelle messbar wird und jener Zeit, die die Eingabe und das Ausschwemmen von Tracern trennt, ist ein Hinweis auf das Verhältnis zwischen vadosem und phreatischem Wasserweg.

Die Reaktionszeit auf Gewitterregen beträgt bei der Iffigläger-Quelle (Nr. 53) minimal über eine Stunde, bei der Blatti-Quelle (Nr. 65) etwas weniger.

Im Laufe der Schneeschmelze spielt sich bei den meisten Karstquellen ein deutlicher Tagesgang ein; während die intensivste Schmelzung am frühen Nachmittag zu erwarten ist und die geringste bei Morgengrauen, zeigen sich die zugehörigen Abflussspitzen und -täler erst stark verzögert: Bei der Iffigläger tritt das Maxima zwischen 23 und 4 Uhr auf, das Minima um 12 bis 15 Uhr; die entsprechenden Zeiten bei der Alten Blatti sind 1 bis 8 und 14 bis 18 Uhr, bei den Siebenbrünnen 22 bis 2 (z.T. bis 7) und 10 bis 14 Uhr. Ein Tagesgang lässt sich bei der erstgenannten Quelle, ebenso bei der Simme-Quelle, von Mai bis manchmal in den September beobachten,

Quelle	NQ:MQ:HQ	Periode	
Iffigläger (Nr. 53)	0 :1:13.6*	1973 - 78	(*: Bei Nichtberücksichtigung des ausserordentlichen Hochwassers vom 23.8.73 verschiebt sich die Relation nach 0:1:6.8)
Alte Blatti (Nr. 65)	0 :1: 6.2		
Neue Blatte (Nr. 66)	0.70:1: 1.5		
(Nr. 65 + 66)	(0.33:1: 4.0)		
Rezli (Nr. 72)	0.21:1: 1.89		
Siebenbrünnen (Nr. 73)	0.006:1: 6.4		
(Nr. 72 + 73)	(0.05:1: 5.6)		Autor
Blankenburg (Préalpes)	0.71:1: 2.0	1974	ELLENBERGER (1976)
Blautopf (D - Alb)	0.14:1:11.9	1925 - 72	VILLINGER (1978)
Areuse (CH - Jura)	0.04:1:25	keine Angabe	BöGLI (1978)
Aach (D - Alb)	0.15:1: 2.7		
La Loue (F - Jura)	0.11:1: 8.3		
Vaucluse (F - Alpen)	0.16:1: 6.9		
Timavo (I - Dinariden)	0.52:1: 8.0		
Rhume (D - Harz; Gipskarst)	0.59:1: 1.8	keine Angabe	RICHTER & LILLICH (1975)

Tabelle 23: Verhältnisse von Niedrig- (NQ), Mittel- (MQ) und Hochwasser (HQ) zueinander bei Karstquellen der Rawil-Nordseite (vgl. Tab. 11), verglichen mit Literaturangaben von Quellen des tiefen Karstes.

Quelle	minMQ:MQ:maxMQ
Iffigläger (Nr. 53)	0.72:1:1.12
Alte Blatti (Nr. 65)	0.70:1:1.17
Neue Blatti (Nr. 66)	0.97:1:1.03
(Nr. 65 + 66)	(0.82:1:1.10)
Rezli (Nr. 72)	0.96:1:1.06
Siebenbrünnen (Nr. 73)	0.87:1:1.09
(Nr. 72 + 73)	(0.90:1:1.08)
Fluss	
Trüebbach (Rezliberg)	0.65:1:1.30
Simme (Oberried)	0.70:1:1.62
Kander (Gasterntal)	0.75:1:1.31
Gornernbach (Kiental)	0.84:1:1.11

Tabelle 24: Verhältnis von kleinstem (minMQ), mittlerem (MQ) und grösstem Jahresmittel (maxMQ) des Abflusses bei einigen Quellen der Rawil-Nordseite in der Periode von 1973 bis 1978 sowie bei einigen Flüssen mit vergleichbarem Klimaregime (25- bis 33-jährige Beobachtungsperioden; nach dem hydrographischen Jahrbuch der Schweiz).

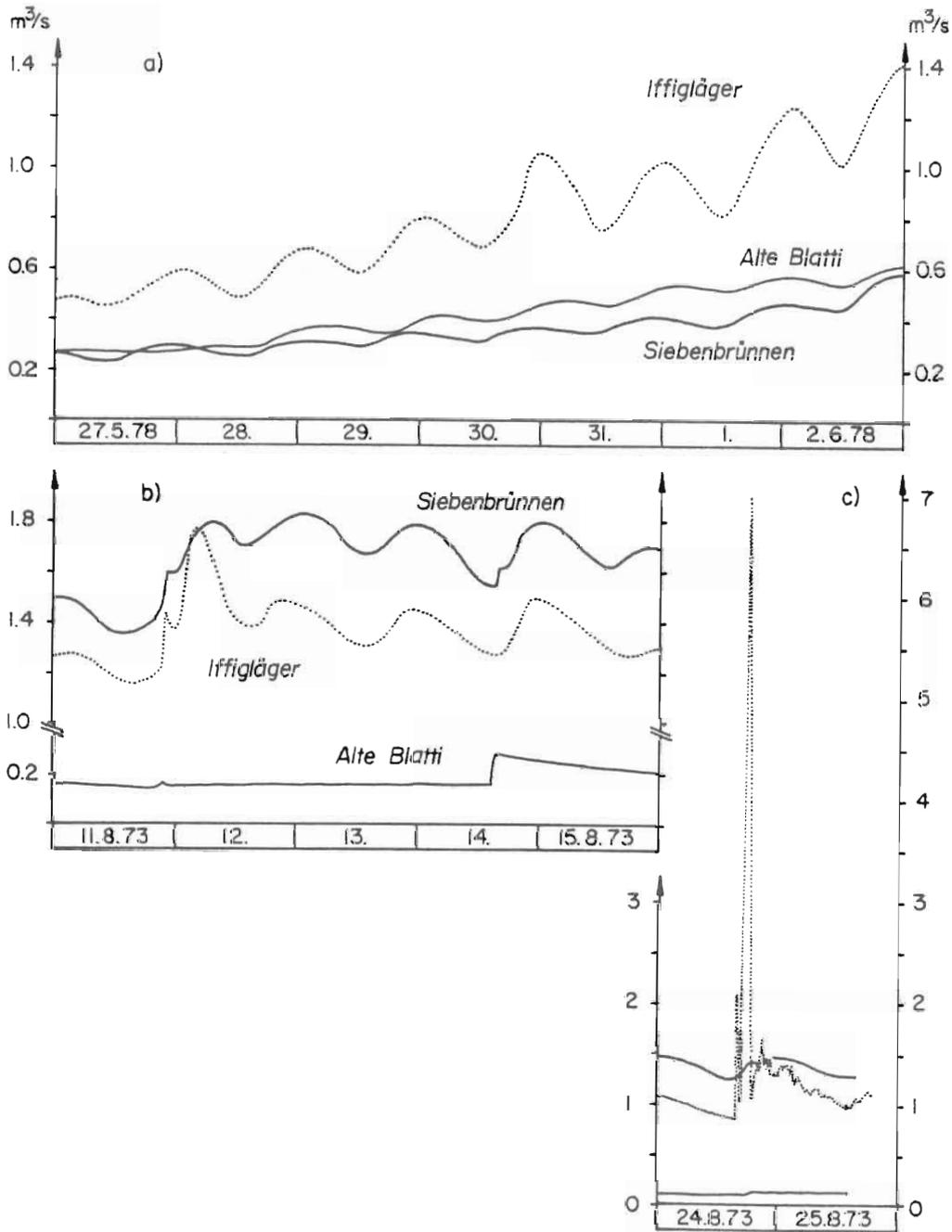


Fig. 36: Hydrogramme der Iffigläger- (Nr. 53), der Alten Blatti-Quelle (Nr. 65) und der Siebenbrünnen (Nr. 73).

- a) Tagesgänge während der Schneeschmelze.
- b) Tagesgänge mit überlagerten Gewittern.
- c) Ausserordentliches, lokales Gewitter. (Iffigläger: 1. Peak = Oberflächenwasser; restliche Spitzen von der Quelle verursacht; vgl. mit Fig. 11. Reaktion der Quelle ca. 1/4h nach Beginn des Gewitters, bzw. 1/4h nach Ende desselben; in der Wallisdole, eher am Rande der Gewitterzelle, fielen 15 mm Niederschlag).

bei der Blatti höchstens bis zum Juli; dies ist ein weiterer Hinweis auf die Höhenlage der zugehörigen Einzugsgebiete.

Generell verschiebt sich im Laufe des Jahres der Zeitpunkt der durch die

Schneesmelze verursachten Peaks gegen den Morgen hin: Mit dem Steigen der Schneegrenze vergrössert sich auch die Distanz zum Karstwasserspiegel, was das mit den Schüttungszunahmen bis zum Juli gekoppelte Steigen der Fliessgeschwindigkeit mehr als kompensiert.

Wieder ein Vergleich mit einem Oberflächengewässer: An der Simme im Obersimmental treten die Schmelzwasserspitzen zwischen 17 und 21 Uhr auf; dort liegen aber auch die Fliessgeschwindigkeiten mit 7 bis 9 km/h (ELLENBERGER, 1976) um eine Gröszenordnung höher als im Karst des Rawil (vgl. Tab. 12; die realen Fliessgeschwindigkeiten der unterirdischen Wässer vergrössern sich zwar im Ausmasse des Verhältnisses von wahren Weg des Wassers zur messbaren Distanz zwischen Eingabeort und Wiederaustritt von Tracern, allein die Aenderung beträgt beim vergleichbaren Beispiel des Hölloches, an beiden Orten fliesst das Wasser v.a. in Richtung der Achsen, lediglich 25 %; BÖGLI, 1978: 94).

4.2.1 Simulation der Tagesmittel

Die Analyse der Hydrogramme zeigt auf den ersten Blick einen engen Zusammenhang zwischen Abfluss und Schneesmelze (vgl. Fig. 34); die Intensität des Schmelzvorganges ist abhängig von Lufttemperatur, Wind, Albedo usw. (vgl. de QUERVAIN, 1979). Im weitern ist die Quellschüttung auch noch von den Niederschlägen in Form von Regen abhängig; allerdings ist während der Schneesmelze der Effekt von Abkühlung und Einstrahlungsabnahme durch Regenwetter grösser als die Niederschläge selbst, Gewitterereignisse bilden eine Ausnahme, so dass in Schlechtwetterperioden eine Schüttungsreduktion zu beobachten ist.

Es liegt nun nahe, mit Hilfe von meteorologischen und hydrologischen Daten den Abfluss möglichst optimal zu simulieren, um so den Einfluss der verschiedenen Parameter abschätzen zu können. De QUERVAIN (1979) diskutiert die Einflüsse auf das Ausmass der Schneeablation und stellt diverse Formeln für deren Berechnung vor. Für das Einzugsgebiet der Areuse-Quelle konnten MATHEY & MOREL (1974) aus einer Vielzahl von Parametern eine sehr gute Näherungsformel für den Abfluss herleiten. MARTINEC et al. (1974) entwickelten im bündnerischen Dischma-Tal eine Formel für grosse Areale, in der die Abflusshöhe im wesentlichen aus Lufttemperatur, Schneefläche und dem mit einem Rezessionskoeffizienten korrigierten Abfluss vom Vortag berechnet wird.

In unserem Untersuchungsgebiet wurde der Versuch unternommen, die Quellschüttungen allein aus Temperatur und Niederschlag von der Lenk (ELLENBERGER, 1976) und von Montana (MZA) herzuleiten, da nur diese unabhängigen Variablen bekannt waren:

$$Q_t = a_t \cdot T_t + b_t \cdot N_t + \alpha \cdot Q_{t-1} + K$$
$$= a_t \cdot T_t + b_t \cdot N_t + \alpha(a_t \cdot T_{t-1} + b_t \cdot N_{t-1} + \alpha Q_{t-1}) + K$$

usw.

$$Q_t = a_t \cdot T_t + b_t \cdot N_t + a_{t-1} \cdot T_{t-1} + b_{t-1} \cdot N_{t-1} + \dots + K$$

Q_t = Abfluss am Tag t

a_t = Regressionskoeffizient der Lufttemperatur T am Tag t

b_t = Regressionskoeffizient der Niederschlagshöhe N am Tag t

α = Rezessionskoeffizient

K = Konstante; dieser Wert gibt Auskunft über das Ausmass weiterer Einflüsse.

Die Grösse der Koeffizienten a und b obiger multipler, linearer Regression ist direkt proportional dem Einfluss von Temperatur und Niederschlag der verschiedenen Tage auf den Quellertrag. Da der Anteil der Schneefläche an den betreffenden Einzugsgebieten in Funktion der Zeit nicht bekannt ist, ändert zum mindesten der Faktor a im Jahresablauf (bei vollständiger Schneebedeckung des Geländes ist nach de QUERVAIN $a = \text{ca. } 4 \text{ mm H}_2\text{O}/^\circ\text{C}$); dieser Komplikation kann ausgewichen werden, indem genügend kurze Zeitperioden für sich allein betrachtet werden.

Es zeigte sich aber leider, dass für eine sinnvolle Berechnung der Koeffizienten a und b, selbst bei einer Reduktion auf wenige Temperatur- und Niederschlagswerte pro Tagesmittel des Abflusses, in einem Monat zu wenig Beobachtungen vorhanden sind oder aber bei Ausdehnung der Vergleichsperioden die Koeffizienten a und b zu stark ändern, so dass keine signifikanten Resultate möglich sind. Berechnet man einzig die Korrelationskoeffizienten zwischen Abfluss und Temperaturen verschiedener Tage, ergeben sich vernünftige Ergebnisse (vgl. Fig. 37).

Wie aus Figur 37 ersichtlich, kann meistens die beste Korrelation r_{QT} zwischen Quellertrag und Temperatur des zweiten oder dritten Vortages festgestellt werden. Bei den Blatti-Quellen ab Juli und den andern Wasseraustritten ab September, nimmt die Grösse des Koeffizienten r_{QT} rapide ab, was den schwindenden Einfluss von einer schmelzenden Schneebedeckung der zugehörigen Einzugsgebiete spiegelt, d.h. generell die mittlere Höhe des Sammelareals reflektiert.

Der maximale Korrelationskoeffizient r_{QN} zwischen Schüttung und Niederschlag liegt zwischen 0.3 und 0.7, ist also kleiner als beim entsprechenden Wert von Temperatur und Abfluss. Eigenartigerweise tritt der grösste Wert meist am Tag t oder dessen Vortag auf, was deutlich kontrastiert mit dem maximalen r_{QT} am Tag t-2 oder noch vorher. Diese Diskrepanz wird eventuell dadurch verursacht, dass Temperatur und Niederschlag im Sommer eben oft negativ miteinander korrelieren; andererseits finden sich die am stärksten negativen Koeffizienten r_{QT} im Herbst am Tag t-1 oder t-2.

Aus dem Simulationsversuch der Quellschüttung mittels Daten von Lufttemperatur und Niederschlag kann somit einzig der Schluss gezogen werden, dass die Grösse des Abflusses am stärksten von der Temperatur der Vortage abhängig ist, der Niederschlag höchstens im Herbst eine wesentliche Rolle spielt und die Schüttung vom meteorologischen Geschehen des gegebenen Tages nur wenig beeinflusst wird.

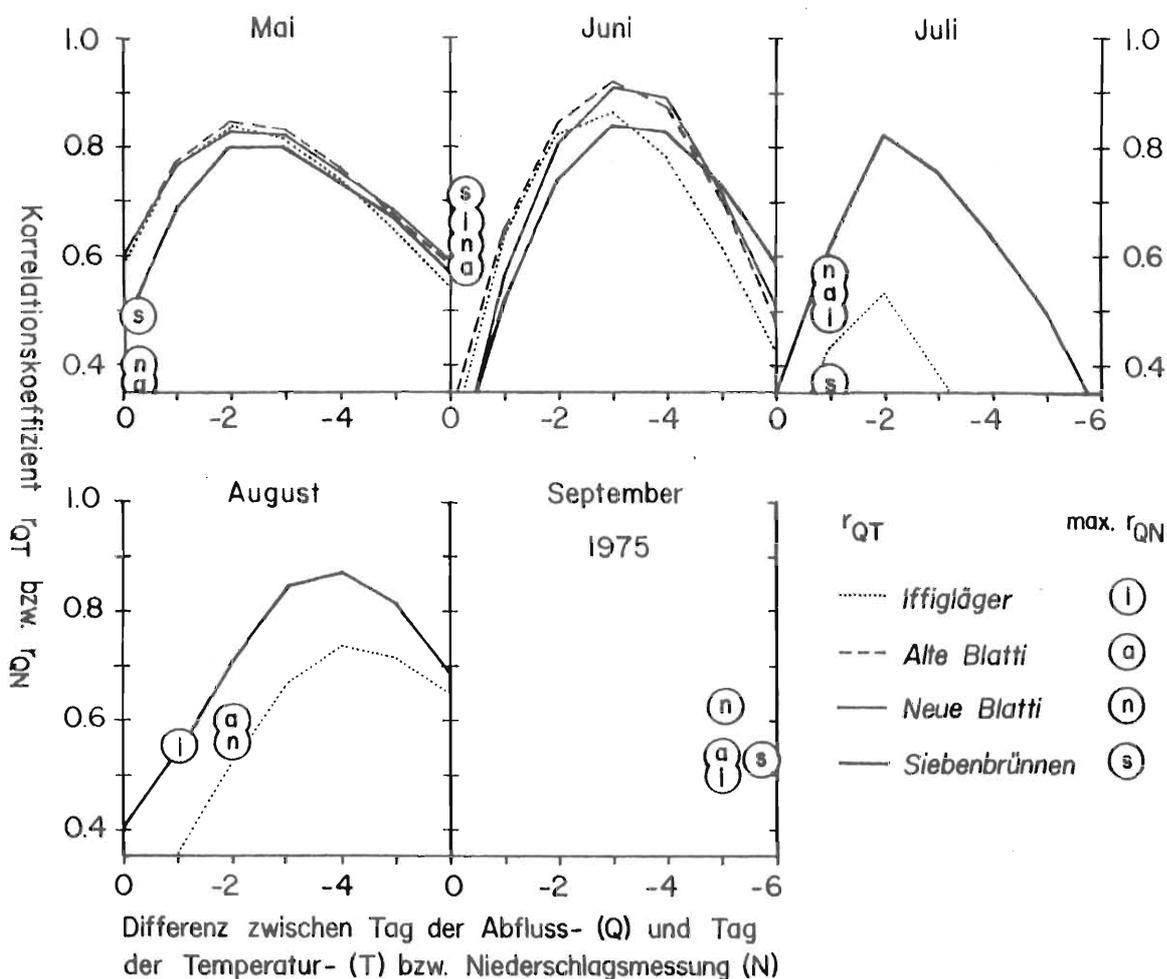


Fig. 37: Korrelation von der Schüttung (Tagesmittel) bei der Iffigläger- (Nr. 53), den Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) und den Siebenbrünnen (Nr. 73) mit der Temperatur (Tagesmittel) in der Lenk (ELLENBERGER, 1976) im Sommer 1975. Ordinate: Korrelationskoeffizient. Abszisse: Tag der Temperaturmessung (0 = gleicher Tag, -1 = Vortag, usw.). Die Basis der Graphik entspricht einer Signifikanz von 95 %. Die Einzelsignaturen entsprechen dem maximalen Korrelationskoeffizienten zwischen Abfluss und Niederschlagshöhe in der Lenk (ELLENBERGER, 1976). Gegen den Herbst zu erreichen nur noch Korrelationskoeffizienten zwischen Abfluss und Niederschlag die Signifikanzschwelle, bzw. die Korrelationskoeffizienten von Schüttung und Temperatur werden z.T. schwach signifikant negativ. Erläuterungen im Text.

4.3 Abfluss in Quellgruppen

Aehnliche gegenseitige Beeinflussungen, wie sie im folgenden beschrieben werden, sind im Karst weit verbreitet und haben deshalb schon verschiedentlich Beachtung gefunden; es sei hier nur auf die neueren französischen Arbeiten von MANGIN (1974b: 538ff) und PASQUIER (1975: 393f) hingewiesen.

Im Untersuchungsgebiet wurden zwei Quellgruppen bezüglich ihrer gegenseitigen Beeinflussung näher betrachtet. Der Zusammenhang innerhalb der Gruppe ist bei den Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) etwas enger als bei den Siebenbrünnen und der Rezli-Quelle (Nr. 72 bis 74): Innerhalb beider Gruppen sind die arithmetischen Mittel der

Gesamthärte praktisch identisch, bei der mittleren Temperatur ergeben sich auf dem Rezlberg kleine Abweichungen, indem die Rezli-Quelle einen ca. 0.1 °C tieferen Schnitt aufweist als die Siebenbrünnen.

Beim jeweiligen höhergelegenen Wasseraustritt lassen sich grössere Variationen von Chemie, Temperatur und Schüttung beobachten als im tiefergelegenen (vgl. Tab. 11, 23 - 25); die grössten Unterschiede in der Wasserbeschaffenheit innerhalb einer Gruppe finden sich bei den Blatti-Quellen im Hochwinter, die Alte Blatti wird dann, wenn überhaupt, nur durch lokales Sickerwasser gespeisen, und auf dem Rezlberg beim Beginn der Schneeschmelze (vgl. Fig. 42). In diesen Tatsachen drückt sich der unterschiedliche Anteil von Direktabfluss und Reservoirwasser in der Schüttung aus. Alle diese Aussagen werden durch die Isotopen- (vgl. Fig. 32) und die Sauerstoffgehalte des Wassers (vgl. Kap. 4.5.1) bestätigt.

Die weniger enge Verwandtschaft der Wässer der Quellgruppe auf dem Rezlberg als bei jener in Pöschenried wird neben den erwähnten Fakten auch dadurch gezeigt, dass bei einer Schüttung der Siebenbrünnen von mehr als 1.2 m³/s Ueberläufe am Fusse der Felswand im Süden zum Spielen kommen, so dass innerhalb der Gruppe der Höhenunterschied der Wasseraustritte auf über 100 m ansteigt, während dieser bei den Blatti-Quellen keine 10 m ausmacht (vgl. Fig. 10 und 12); zur Zeit solcher Hochwas-

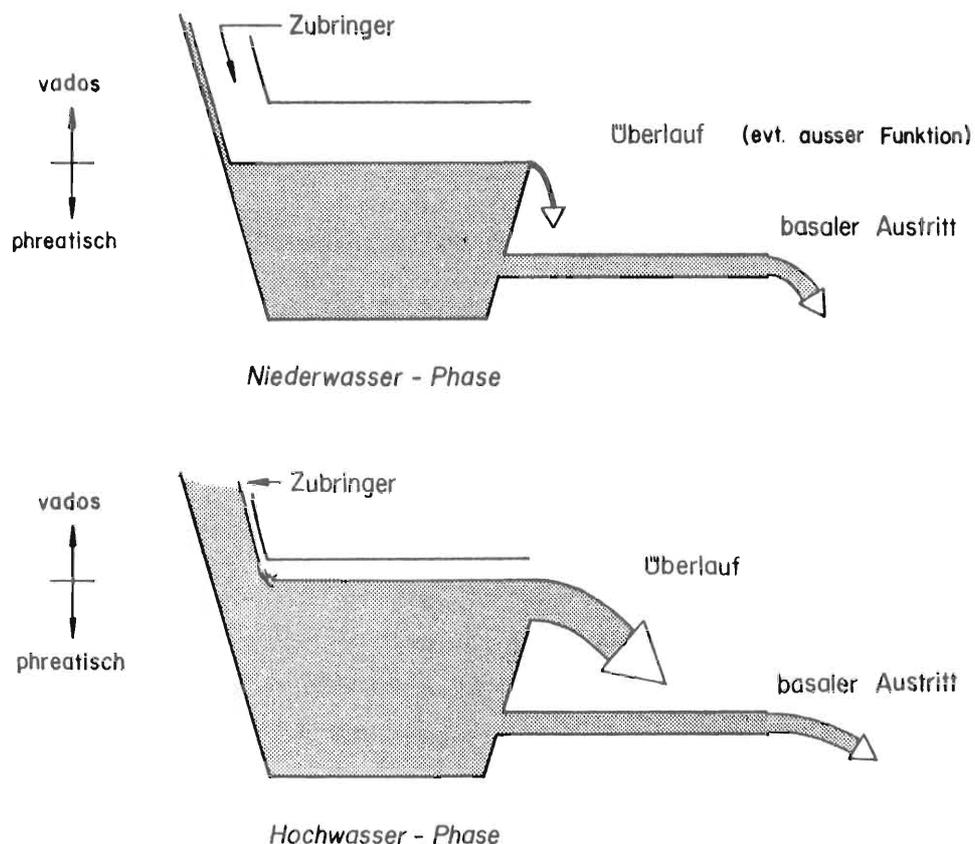


Fig. 38: Einfaches Modell einer Quellgruppe im Karst mit basalem Wasseraustritt und Ueberlauf.

serphasen weisen die Karstquellen auf dem östlichen Rezliberg (Nr. 75, 76 und 78), ca. 800 m von der Simme-Quelle entfernt gelegen, ganz ähnliche Temperatur und Härte auf wie die Gruppe Rezli/Siebenbrünnen, was auf enge Konnektion der zugehörigen Wasserbahnen bei hohem Karstwasserstand hindeutet.

Die Figuren 38 bis 41 demonstrieren die hydraulischen Dependenz von der Schüttung bei den einzelnen Austritten einer Gruppe. Oberhalb einem gewissen Schwellenwert nimmt der Abfluss in der tiefergelegenen Quelle nur noch in Abhängigkeit des Druckes des Karstwasserkörpers zu: Die Schüttungszunahme im tieferen Wasseraustritt kann wegen vollständiger Füllung des Zubringers nur noch durch Geschwindigkeitszunahme des Wassers realisiert werden, während dem Ueberlauf auch ein grösserer Querschnitt zur Verfügung steht. Der Vorgang lässt sich mit dem vereinfachten Bild in Figur 38 vergleichen.

Die beiden Figuren 39 und 40 mit Beispielen aus dem Rawil-Gebiet zeigen, dass das Modell in Figur 38 nicht ganz zutreffen kann, denn sonst würden die Funktionen linear sein bzw. nur leicht gekrümmte Kurven liefern wegen der Reibungszunahme bei grösserwerdender Schüttung; der beobachtete Knick der Kurve bei kleinem Abfluss im Ueberlauf beruht darauf, dass bei Niedrigwasser der oberen Quelle nur noch Wasser aus dem engen, aber verbreiteten Klüften 1. Ordnung zuströmt, während der untere Austritt noch aus den weiten und selteneren, sich rascher entleerenden Wasserbahnen 2. Ordnung alimentiert wird (vgl. Fig. 42 und TRIPET, 1973: 100ff).

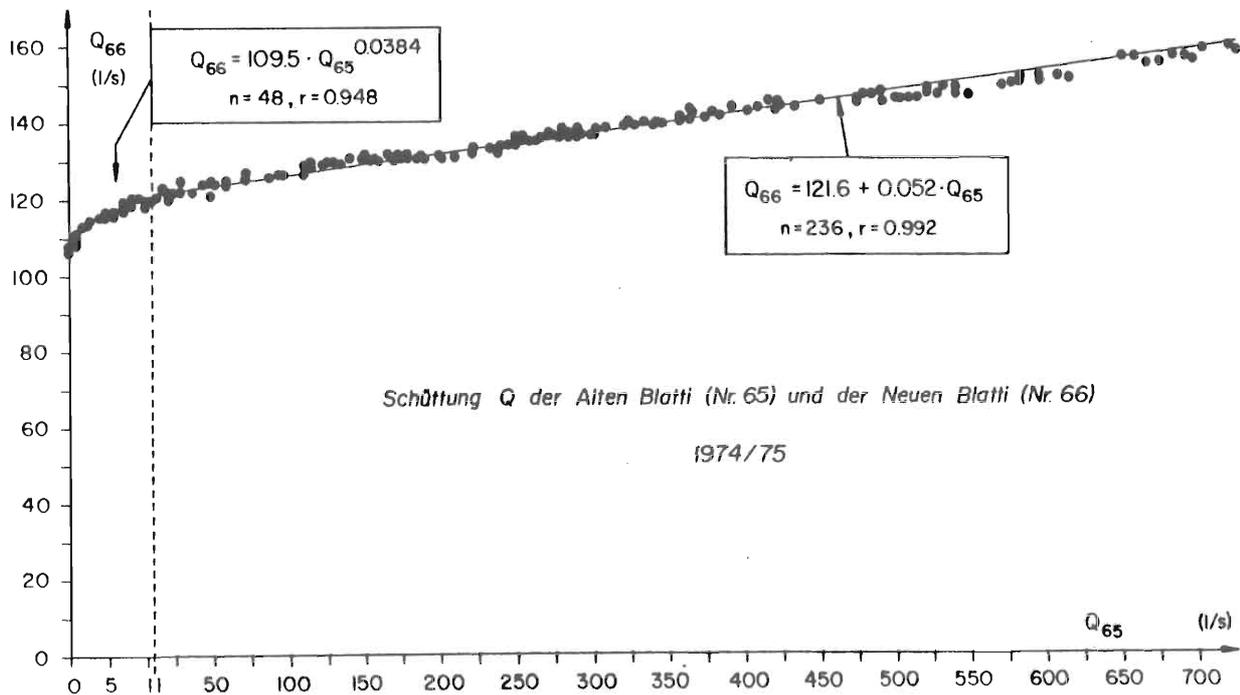


Fig. 39: Schüttung (Tagesmittel) der Neuen Blatti-Quelle (Nr. 66) in Funktion des Abflusses (Tagesmittel) in der Alten Blatti-Quelle (Nr. 65) im hydrologischen Jahr 1974/75.

Die Streuung der Messwerte in Figur 39 beruht neben Messungenauigkeiten darauf, dass die Alte Blatti rascher auf Zufuhränderungen reagiert als die Neue Blatti. Die starke Streuung der Punkte in Figur 40 kann u.a. durch nicht deckungsgleiche Einzugsgebiete der beiden Quellen erklärt werden sowie damit, dass zwischen Wasseraustritt und Messstation zusätzliche Sammelareale bestehen (Rezli v.a.).

Die obige Hypothese unterschiedlicher Permeabilitätsklassen in einem verkarsteten Gebirge bestätigt sich beim Vergleich mit einem homogenen Lockergesteins-Aquifer mit verschiedenen Wasseraufstößen ($Q =$ Schüttung): Die Kurve der Funktion $Q_y = f(Q_x)$ weist keinen Knick auf, da die Verteilung der Hohlräume isotrop ist (vgl. Fig. 41).

Trägt man die Leitfähigkeit des Wassers der Neuen und der Alten Blatti-Quelle gegeneinander auf (Fig. 42), können zwei Phasen unterschieden werden, die ebenfalls die Inhomogenität des Karstaquifers bestätigen:

- 1) Im Winter ist die Leitfähigkeit und damit die Gesamtmineralisation im Ueberlauf grösser als im basalen Wasseraustritt: Die höhergelegene Quelle wird nur noch aus relativ altes Wasser enthaltenden, sich nur langsam entleerenden Klüften 1. Ordnung gespeisen, weil die grossen Klüfte bereits versiegt sind; diese Phase entspricht etwa der Funktion für kleine Schüttungsmengen in Figur 39.

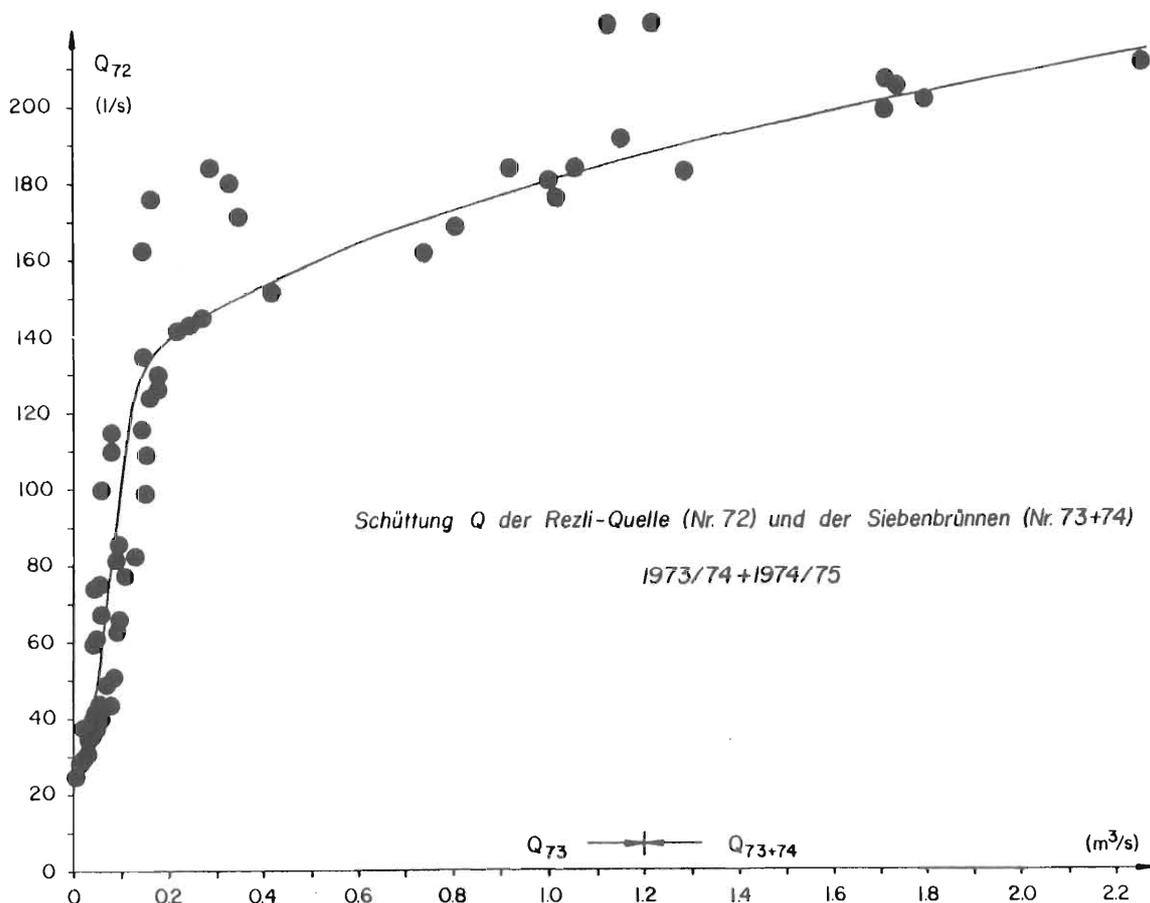


Fig. 40: Schüttung Q_{72} (punktuelle Messungen) der Rezli-Quelle (Nr. 72) in Funktion des Abflusses Q_{73} bzw. Q_{73+74} (Tagesmittel) bei den Siebenbrünnen (Nr. 73 und 74) in den hydrologischen Jahren 1973/74 und 1974/75.

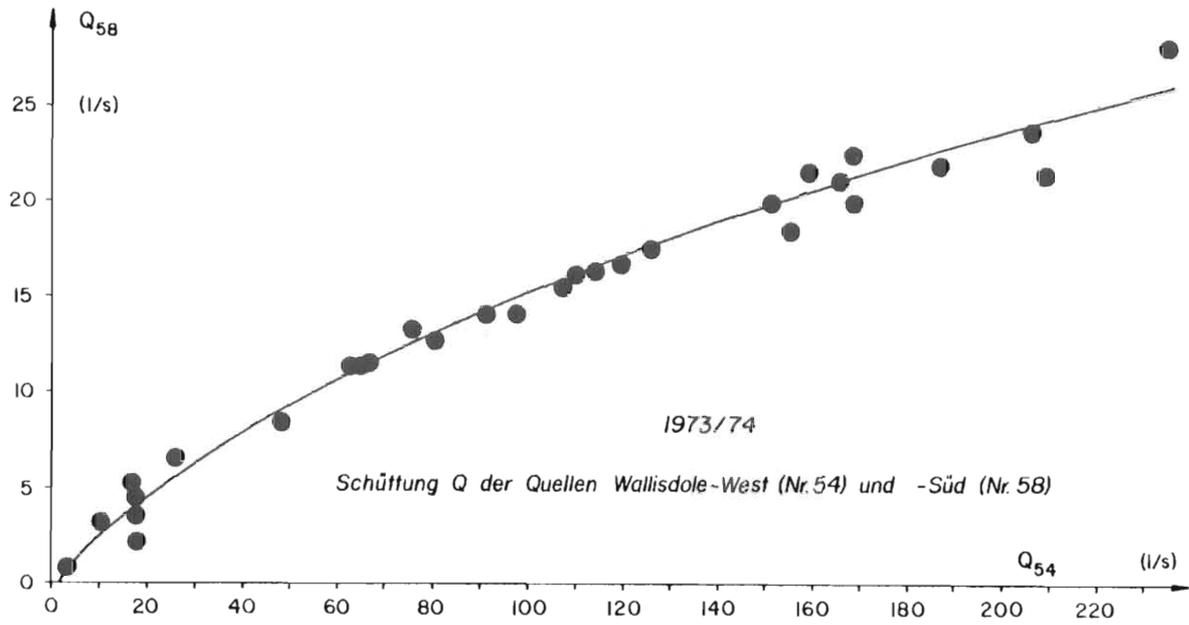


Fig. 41: Schüttung der aus dem gleichen Lockergesteins-Aquifer gespeisenen Quellen Wallisdole West (Nr. 54) und -Süd (Nr. 58) als Vergleich zu den Figuren 39 und 40 mit entsprechenden Beispielen aus dem Karst. Der unterschiedliche Charakter des Kurvenbildes weist auf die inhomogene Durchlässigkeit der verkarsteten Gesteine.

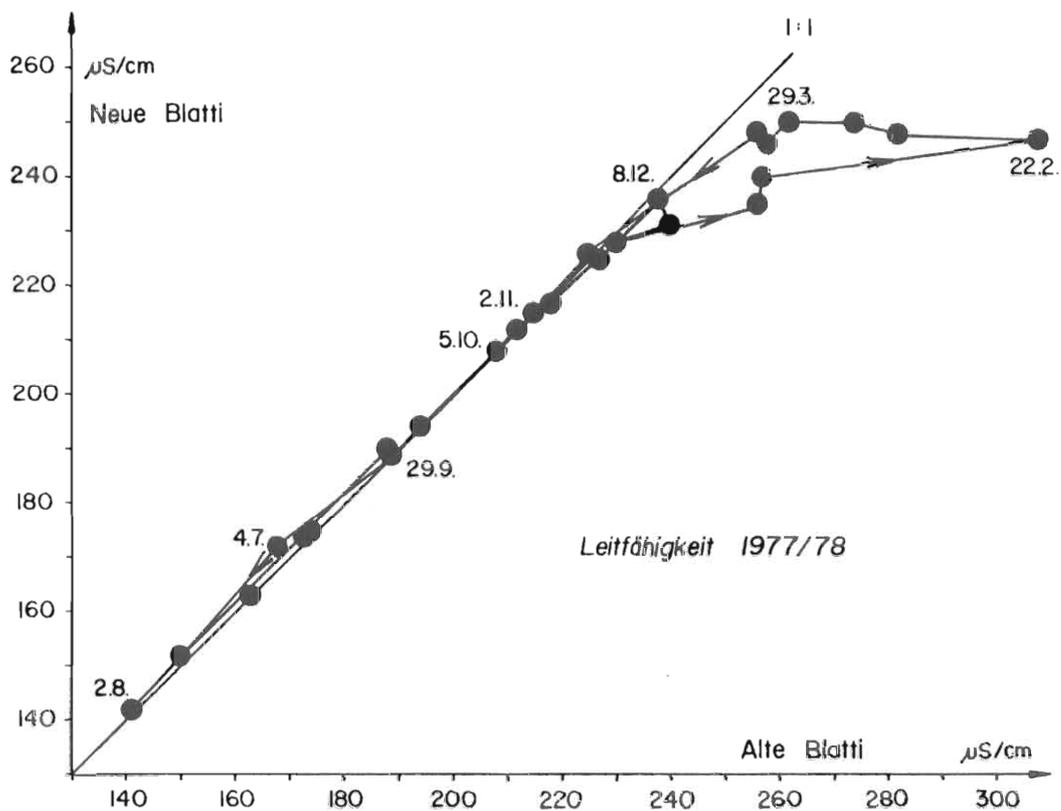


Fig. 42: Leitfähigkeit der Wässer von Alter und Neuer Blatti-Quelle (Nr. 65 und 66) im hydrologischen Jahr 1977/78.

2) Vom Frühsommer bis zum Herbst dominiert der Direktabfluss in den weiten Karstschläuchen: Beide Quellen weisen dieselbe Leitfähigkeit auf oder der Ueberlauf ist leicht weniger mineralisiert als der basale Austritt, was auf einen grösseren Anteil von Direktabfluss oder auf kürzere Transitzeit schliessen lässt.

Unter Vernachlässigung von Reibungsänderungen bei wechselnder Schüttung, lässt sich aus dem Ausflussgesetz von Torricelli die Stauhöhe berechnen, die einem bestimmten Abfluss zuzuordnen ist; dabei macht man sich zu Nutze, dass die Lage des Knicks der Kurven in den Figuren 39 und 40 die Abflussmenge im tiefergelegenen Wasseraustritt bezeichnet, bei der die Wassersäule in den Klüften 2. Ordnung der Höhendifferenz der zugehörigen Quellen entspricht.

Nach BöGLI (1978: 86ff) lässt sich folgende, vereinfachte Gleichung aufstellen:

$$h = \frac{v^2}{2g}$$

h = Höhendifferenz (Staudruck)

v = Wassergeschwindigkeit

Q = Schüttung

weiter ist (Bernoulli):

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{Q_1}{Q_2}$$

daraus folgt: $\frac{h_1}{h_2} = \frac{Q_1^2}{Q_2^2}$ und weiter: $h_2 = \frac{h_1 \cdot Q_2^2}{Q_1^2}$

Angewandt auf die Beispiele im Rawil-Gebiet heisst das:

Blatti-Quellen:

$h_1 = 5 \text{ m}$ = angenommene Höhendifferenz zwischen Austritt der Alten und der Neuen Blatti.

$Q_1 = 120 \text{ l/s}$ = Schüttung der Neuen Blatti im Zeitpunkt, in dem die Klüfte 2. Ordnung in der Alten Quelle versiegen (vgl. Fig. 39).

$Q_2 = 170 \text{ l/s}$ = grösster Schüttungsbetrag im basalen Wasseraustritt.

Die Wassersäule h_2 , die den Maximalabfluss in der Neuen Blatti-Quelle bewirkt, ist somit 10 m hoch; dieser Wert ändert sich direkt proportional zur angenommenen Grösse von h_1 .

Siebenbrünnen/Rezli:

$h_1 = 30 \text{ m}$ = approximative Höhendifferenz zwischen den Austrittsöffnungen von Siebenbrünnen und Rezli.

$Q_1 = 130 \text{ l/s}$ = Schüttung der Rezli-Quelle im Zeitpunkt, in dem die Klüfte 2. Ordnung bei den Siebenbrünnen versiegen (vgl. Fig. 40; etwas höhere Werte würden die Knickstellen in den Figuren 35 und 48 liefern).

$Q_2 = 230 \text{ l/s}$ = Maximalabfluss beim basalen Wasseraustritt.

Somit würde h_2 , die die maximale Schüttung der Rezli-Quelle bewirkende Wassersäule, 94 m betragen, was zu gering ist in Anbetracht der 120 m über dem basalen Wasseraustritt gelegenen Hochwasseraustritte südlich der Siebenbrünnen. Dies kann einesteils darauf beruhen, dass die mit steigendem Durchfluss zunehmende Reibung vernachlässigt wurde, andernteils ist das Ausfliessen aus dem Festgestein bei der Simme-Quelle (Nr. 73) durch Gehängeschutt verdeckt, so dass h_1 wahrscheinlich zu gering gewählt wurde (vgl. mit Fig. 12); h_1 müsste im gegebenen Fall knapp 40 m gross sein, um den beobachteten Wert von h_2 zu erklären.

Die Differenzen zwischen h_1 und h_2 entsprechen ungefähr dem Betrag der Schwankungen des Karstwasserspiegels im Quellbereich.

4.4 Art und Verteilung der Karstwasserbahnen

Schon verschiedenenorts in dieser Arbeit haben sich Hinweise ergeben, dass das Modell der Speisung der Karstquellen des Untersuchungsgebietes aus Klüften 1. und 2. Ordnung von TRIPET (1973) sehr brauchbar ist. Unter den Klüften in diesem Sinne werden der Kürze halber alle eigentlichen Klüfte tektonischer plus die Fugen sedimentärer Natur zusammengefasst, die karsthydrographisch wirksam sind (BÖGLI, 1969a).

SHUSTER & WHITE (1971) beschrieben eine Methode, mit der der Charakter der Zubringer abgeschätzt werden kann: Entspringt der Wasseraustritt einem "diffuse flow system" (= Klüfte 1. Ordnung; entspricht dem "karst mineur" im Sinne von BONI, 1975), so liege der Variationskoeffizient der Gesamthärte unter 5 %, ist die Quelle hingegen der Ausfluss eines "conduit flow system" (= korrosiv und erosiv erweiterte Klüfte 2. Ordnung nebst Klüften 1. Ordnung), etabliere sich der entsprechende Wert zwischen 10 und 24 %. Diese Differenzierung der Abflusstypen durch statistische Masszahlen beruht auf der mehr oder weniger starken Dämpfung der chemischen Variabilität eines Quellzubringers beim Fliessen in weiten oder engen Gefässen.

Nach den Kriterien von SHUSTER & WHITE stammen alle Quellen in Tabelle 25 aus einem "conduit flow system"; die Werte dieser Tabelle weisen aber auf die Grenzen der Methode:

- Grosse Variationskoeffizienten, z.T. noch grösser als die genannten Autoren sie erwähnen, wie z.B. bei der Quelle beim Laubbach, kann zu einem wesentlichen Teil auf die kurze Distanz zwischen Quelle und Einzugsgebiet zurückgeführt werden;
- relativ kleine Werte, wie bei der Iffigläger-Quelle, beruhen auf fehlendem Winterabfluss mit grossen Wasserhärten;
- die Unterschiede im Variationskoeffizient zwischen den nah verwandten Wasseraustritten Alte und Neue Blatti lässt sich auf die im Winter in der oberen Quelle gelegentlich zu beobachtenden harten Sickerwässer zurückführen; besonders grosse Variabilität beruht hier also auf Einflüssen eines "diffuse flow system";
- selbst Quellen im Lockergestein der Wallisdole (Nr. 54 und 55), wiesen im hydro-

logischen Jahr 1977/78 Variationskoeffizienten von 10.4 bzw. 8.7 % auf; bei diesen aus einem "diffuse flow system" gespeisten Quellen macht sich der Einfluss von infiltriertem Bachwasser und evt. die grobe Gesteinsbeschaffenheit bemerkbar (vgl. Kap. 2.5.2); eine Moränenquelle in Pöschenried wies denn auch mit 4 % (1974/75) den für Porengrundwasseraustritte geforderten Variationskoeffizienten auf.

	Variationskoeffizient der Gesamthärte im hydrologischen Jahr					Mittel
	1973/74	1974/75 (nasses Jahr)	1975/76 (trockenes Jahr)	1976/77	1977/78	
Iffiggläger (Nr. 53)	16.9 %	23.9 %	14.5 %	20.1 %	23.1 %	19.7 %
Alte Blatti (Nr. 65)	16.2 %	16.9 %	25.1 %	23.3 %	19.6 %	20.2 %
Neue Blatti (Nr. 66)	14.0 %	15.1 %	12.4 %	16.5 %	15.6 %	14.7 %
Rezli (Nr. 72)	22.5 %	22.8 %	21.0 %	24.3 %	24.3 %	23.0 %
Siebenbrünnen (Nr. 73)	23.3 %	23.5 %	22.3 %	25.3 %	25.3 %	23.9 %
Quelle b. Laubbach (Nr. 76)	27.1 %	24.7 %	19.6 %	22.6 %	26.9 %	24.2 %

Tabelle 25: Variationskoeffizienten der Gesamthärte (aus spezifischer Leitfähigkeit) bei grossen Karstquellen der Rawil-Nordseite im Laufe der Beobachtungsperiode von 1973 - 78.

Vergleicht man die Variationskoeffizienten der Härte aus dem Rawil-Gebiet mit entsprechenden aus den Freiburger Voralpen (MÜLLER, 1976a), ergeben sich, trotz aller erwähnten Vorbehalte zur Methode, doch deutliche Unterschiede in der Grösse; die tiefen Werte in den Préalpes fallen zusammen mit gegenüber Calcit übersättigten Wässern (MÜLLER, 1976b), während im Rawil-Gebiet im Durchschnitt untersättigte Wässer angetroffen werden (vgl. Kap. 3.1.5). Diese Differenzen beruhen m.E. auf Unterschieden prinzipieller Natur im Speisungsmechanismus der respektiven Karstquellen.

BAKALOWICZ (1976) spricht der oben angewandten Methode von SHUSTER & WHITE (1971) die Eignung ab, Aussagen über die Art der Zubringersysteme zur Quelle zu ermöglichen, da zum einen die Variablen nicht unabhängig sind voneinander, zum andern, weil die Berechnung des Variationskoeffizienten aus mehrgipfligen Verteilungen (vgl. Fig. 43) ohne Sinn sei. Dieser Autor schlägt anstelle der mathematischen deshalb eine deskriptive, aber zu ähnlichen Resultaten führende Methode vor: Interpretation der Häufigkeitsverteilung der Leitfähigkeitswerte. Unimodale Verteilungen weisen entweder auf Wässer aus Poren- oder Kluft-Grundwasserkörpern (Klüfte 1. Ordnung) oder auf solche aus stark verkarsteten Aquiferen (Dominanz der Klüfte 2. Ordnung) hin; bimodale Häufigkeitsverteilung deutet auf ein Nebeneinander von praktisch unverkarsteten (1. Ordnung) und verkarsteten Klüften (2. Ordnung).

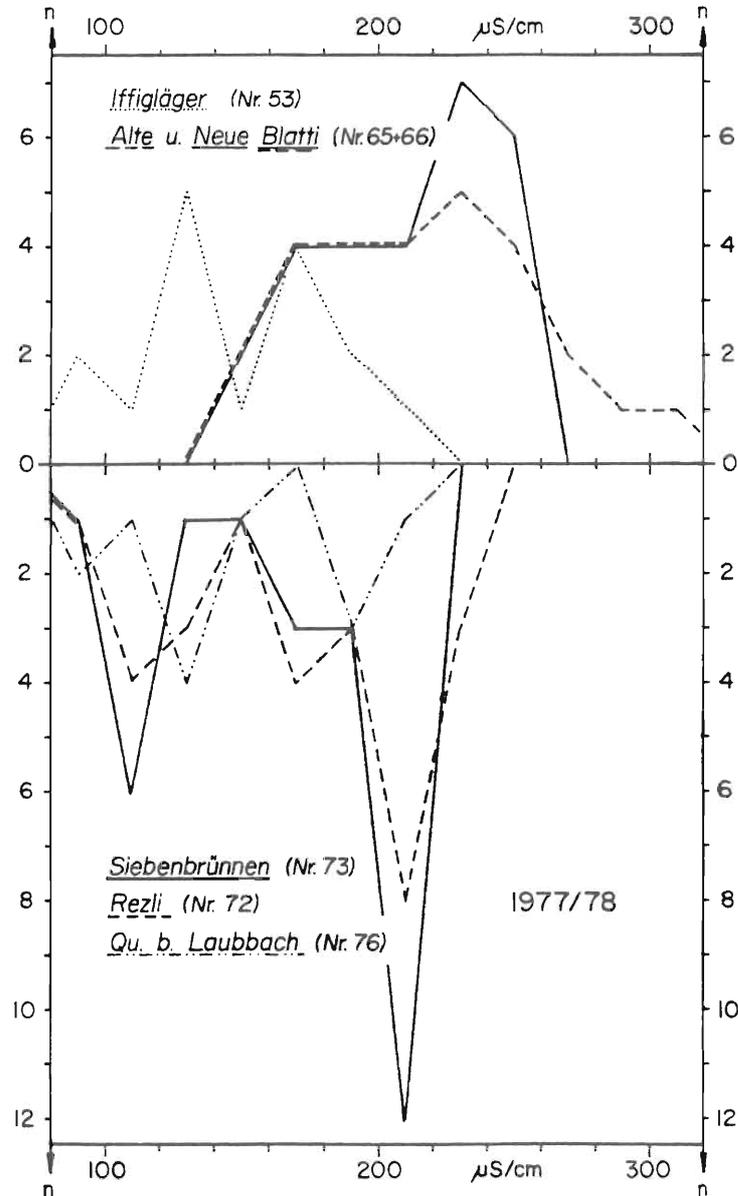


Fig. 43: Häufigkeit von Leitfähigkeitswerten bei einigen Karstquellen der Rawil-Nordseite im hydrologischen Jahr 1977/78.

Figur 43 zeigt eine Anwendung der Methode von BAKALOWICZ auf das Untersuchungsgebiet. Ausser bei den Blatti-Quellen kann bei den beobachteten Karstwasseraustritten eine polymodale Verteilung der Leitfähigkeitswerte festgestellt werden, was also auf eine heterogene Struktur des Karstwasserkörpers hinweist. Das Kurvenbild der Blatti-Quellen zeigt dort, wo die wenig mineralisierten Wässer aus den schnell durchflossenen Klüften 2. Ordnung liegen, keinen Peak, sondern nur eine breite Schulter; dies könnte auf ein vergleichsweise etwas weniger stark entwickeltes Netz von grossen Klüften deuten.

Die Karstentwässerung des Untersuchungsgebietes wird auch durch die Erkenntnis von WITHE (1977) als "conduit flow system" ausgewiesen, nämlich dass die Differenz

von effektivem und Sättigungs-pH bei solchem Abflussverhalten grösser als 0.1 ist oder anders ausgedrückt, dass die durchschnittlichen Sättigungsindizes kleiner als 80 - 90 % sind (vgl. Tab. 18 und Fig. 24).

Ein andersgearteter Hinweis auf die Art der Karstwasserbahnen beinhaltet der Exponent in der Funktion $C = a \cdot Q^b$ (C = Konzentration der Schwebstoffe, Q = Schüttung; vgl. Fig. 28 und 29): Die Grösse des Exponenten b ist proportional der Erosionskraft der Gerinne, welche ihrerseits von der Form und Neigung der Wasserbahnen abhängig ist. Der Wert b schwankt zwischen 0 (Rhein bei Konstanz; MÜLLER & FÖRSTNER, 1969) und 3.7 (Rhein bei Ragaz; PETERS-KÜMMERLY, 1973); bei den Blatti-Quellen finden sich Exponenten von ca. 1.2, was auf eine eher unterdurchschnittliche Erosionskraft der unterirdischen Gerinne hinweist, sei es wegen der geringen detritischen Fracht, sei es wegen der geringen Strömungsgeschwindigkeit in den Karstschläuchen der phreatischen Zone.

Ueber die Verteilung der wasserwegsamem Klüfte und die Kapazität der Karstgefässe im Rawil-Gebiet liegen praktisch keine direkten Beobachtungen vor. In der Literatur niedergelegte Erfahrungen aus andern Gebieten und theoretische Ueberlegungen, die Kenntnis der lokalen Geologie sowie die Analyse des Markierversuchs erlauben aber doch einige Aussagen bezüglich der Lokalisation der Karstwasserbahnen.

Es ist davon auszugehen, dass das verkarstete Gebirge von einem dichten Netz von engen Klüften 1. Ordnung und seltenen Klüften 2. Ordnung bzw. Karstschläuchen durchzogen ist (TRIPET, 1973). Für die Existenz von Wasserbahnen grosser Kapazität sprechen die Geschwindigkeiten der Tracer im Versuch 1975 (Tab. 12), die raschen, hydraulischen Ansprechzeiten auf Schneeschmelze und Gewitter (vgl. Kap. 4.2), die gelegentlich starke Trübung (vgl. Kap. 3.1.3 b) und allgemein der relativ grosse Variationsbereich der Quellcharakteristiken (siehe Tab. 11 und 23, Fig. 43). Die engen Klüfte 1. Ordnung spielen v.a. in der phreatischen und der Hochwasserzone als Reservoirs eine gewisse Rolle; das Zusammenspiel grosser und kleiner Wasserbahnen zeigt sich in der Form der Rezessionskurven der Karstquellen (siehe Kap. 4.5.2) und im Bild der Schüttungsfunktionen bei Quellgruppen (vgl. Fig. 39 und 40); die Uranin-Ausbeute anlässlich des Markierversuchs von 1975 zeigt, dass das Wasser verschiedene Wege benützt.

Das Niveau der Wasseraustritte oder lokale Stauer wie schwer durchlässige Antiklinal-Kerne usw. bestimmen die tiefstgelegenen Grenzflächen zwischen vadosem Regime mit vorwiegend vertikaler Durchströmung und Luftzutritt und der generell horizontalen Fliessrichtung unter dem Karstwasserspiegel. Im seichtphreatischen Bereich sind die grössten Wasserbahnen zu erwarten (LeGRAND & LaMOREAUX, 1975; BöGLI, 1978: 103f), aber im Prinzip sind der Verkarstung nach der Tiefe hin höchstens vom Chemismus der Gesteine her Grenzen gesetzt; (JIMINEZ, 1976, cit. nach BöGLI, 1978: 112, beschreibt aus Kuba erbohrte Karsthohlräume in beinahe 3 km unter der Terrainoberfläche). Allerdings muss mit einer deutlichen Abnahme der Zahl der Klüfte gegen die Tiefe hin ge-

rechnet werden, so dass die Zahl der möglichen Wasserbahnen abnimmt (KRAUSE, 1966; MATHEY & SIMEONI, 1971; JAMIER, 1975), nebst dem Faktum, dass zur Tiefe hin auch die Wahrscheinlichkeit von Wasserbewegung und mit dieser transportiertem, gelöstem Gesteinsmaterial sinkt und die vorhandenen Hohlräume deshalb kaum wachsen können.

Die theoretische Verteilung der durchströmten Karstwasserbahnen berechnete KIRALY (1973b, 1975, 1978): In Diagrammen mit dem Querschnitt der Wasserbahnen auf der einen Achse und der Maschenweite des Hohlraumnetzes auf der andern, sind die Bereiche für verschiedene Permeabilitäten abgegrenzt; z.B. erfordert eine Gebirgsdurchlässigkeit von 10^{-3} m/s und Oeffnungsweite der Karstschläuche von etwa 10 cm eine Maschenweite des Kanalnetzes von rund 100 m.

Wie gesagt ist die Häufigkeit der Wasserbahnen knapp unter dem Karstwasserspiegel am grössten; die nur von den kleinen und nicht weit reichenden Klüften 1. Ordnung durchzogenen Blöcke zwischen den Hauptwasserbahnen, den Klüften 2. Ordnung, reagieren auf Niveauänderungen in letzteren nur träge. Es kommt dadurch zwar zur Ausbildung eines regionalen Karstwasserspiegels in den grossen Gefässen, im Detail ist diese Fläche aber uneinheitlich gewölbt und in dichten Bereichen sogar praktisch unterbrochen (vgl. SIMEONI & TRIPET, 1971; KIRALY, 1978: 179).

Im Markierversuch hat sich der Schratten-Kalk als der weitaus wichtigste Festgesteinsaquifer des Gebietes erwiesen; in dieser Formation sind wohl auch die überwiegende Zahl der korrosiv erweiterten Klüfte beheimatet, während die andern Gesteine hauptsächlich durch kleinere Wasserbahnen in den Karstwasserkörper einbezogen sind.

Lokal findet sich bestimmt gespanntes Karstwasser, etwa in der durch schwer durchlässige Einheiten abgedichteten Synklinale des Iffigtals und in jener zwischen Hohberg und dem Fenster von Schwand (vgl. Fig. 14); diesbezügliche Konsequenzen sind kleine Speicherkoeffizienten (RICHTER & LILLICH, 1975: 95ff) und damit die Möglichkeit des Auftretens von Gezeiten; das Fehlen letzterer deutet auf kleine Anteile von gespanntem Karstwasser im Untersuchungsgebiet (vgl. MANGIN, 1974a: 32ff).

4.5. Direktabfluss, Reservoirs und Aufenthaltszeit der Wässer im Untergrund

4.5.1 Direkt- und Basisabfluss

Die im vorigen Unterkapitel besprochene Art der Karstwasserbahnen bewirken durch ihre Ausmasse, Häufigkeit und Verteilung im Gebirgskörper, dass der Abfluss bezüglich Menge und Schwankung gegenüber dem Input versinkender Wässer verzögert und gedämpft ist; die jährliche Niederschlagshöhe schwankt im Ausmasse von 1 : 2.7 (vgl. Tab. 4), die Jahresmittel des Abflusses im Extremfall nur 1 : 1.6 (vgl. Tab. 11). Aequivalentes lässt sich über die Variabilität von Wasserhärte, -temperatur und Isotopengehalt sagen.

Der Direktabfluss benützt die grossen Klüfte 2. Ordnung und bewirkt in den Quellen Antworten auf Inputgrössen in der Art eines "piston flow" (= Kolbenfluss; SIEGENTHALER, 1972). Die stete hydrostatische und -dynamische Interaktion dieser Karstschläuche mit Nebenbahnen des Wassers und mit Klüften 1. Ordnung bewirkt eine Mischung der Wässer bis zur Quelle (vgl. dazu das Schema eines Karstsystems von MANGIN, 1976: 272).

Im Winter, wenn wegen der Kälte kaum Wassernachschub ins Karstsystem erfolgt, bildet der Basisabfluss die Gesamtschüttung; zu diesen Zeiten sind die Isotopenverhältnisse in den Quellwässern praktisch konstant (vgl. Fig. 31), was für gut gemischte Reservoirs spricht nach der Art des Exponentialmodells (SIEGENTHALER, 1972).

Das Fehlen eines Direktabflusses im Winter verrät sich u.a. auch durch die Abnahme des gelösten Sauerstoffs im Wasser: Im Herbst 1976 wurden bei den grösseren Karstquellen der Rawil-Nordseite 9.7 bis 10.7 mg O_2 /l entsprechend 93 bis 100 % Sättigung gemessen; im milden Winter 1977/78, nach diversen kleinen Schmelzwasserschüben, liessen sich 82 bis 94 % (9 bis 10.4 mg/l) beobachten, was auf eine längere Zeit ohne Kontakt mit der Atmosphäre spricht. Eine Ausnahme bildet die Neue Blatti-Quelle (Nr. 66), wo bei der ersten Messung 75 % (7.8 mg/l), bei der zweiten 56 % (6.0 mg/l) festgestellt wurden; diese Quelle wird also sommers wie winters von Karstschläuchen gespiesen, deren Wasser längere Zeit ohne Luftkontakt war (phreatisches Regime).

Es sind zwei verschiedene Reservoirmechanismen denkbar (vgl. Fig. 44): Beim "flow-through"-Modell drückt neuhinzukommendes Wasser älteres Wasser aus dem Reservoir; MARTINEC et al. (1974) benützten ein solches Modell, um die Interaktion zwischen Oberflächen- und Lockergesteinsgrundwasser in einem Alpental zu erklären. Ein anderer Reservoirtyp, "in-or-out", ist mit einem einzigen Karstschlauch in Konnektion; bei hohem hydrostatischem Druck im letzteren fliesst Wasser in den Speicher, bei niedrigem tritt hingegen Wasser aus. Ein ähnliches Konzept verwendeten TRIPET (1973) sowie KIRALY & MOREL (1976), um die Beobachtungen im Karst des Jura zu erklären.

In Wirklichkeit ist aber die Situation im Karst viel komplexer und lässt sich nicht mit so simplen Modellen vollständig erklären; man muss vielmehr eine Vielzahl von Reservoirs annehmen, sowohl von den oben skizzierten extremen wie von Mischtypen.

Das "in-or-out"-Reservoir bringt es mit sich, dass kurzfristige Speicherkomponenten nur wenig vermischt werden; d.h. bei einer raschen Zu- und Abnahme der Schüttung, wie dies etwa ein Gewitterregen bewirkt, wird während kurzer Zeit Wasser ins Reservoir gedrückt und dasselbe Wasser fliesst bei Druckabnahme wieder aus (vgl. das Schema in TRIPET, 1973: 101). Das Quellwasser kann sich also aus den Komponenten Direktabfluss vom Typ "piston flow", aus gut vermischem Basisabfluss vom Typ "well mixed reservoir" und zusätzlich aus kurzfristigen Reserven bzw. verzöger-

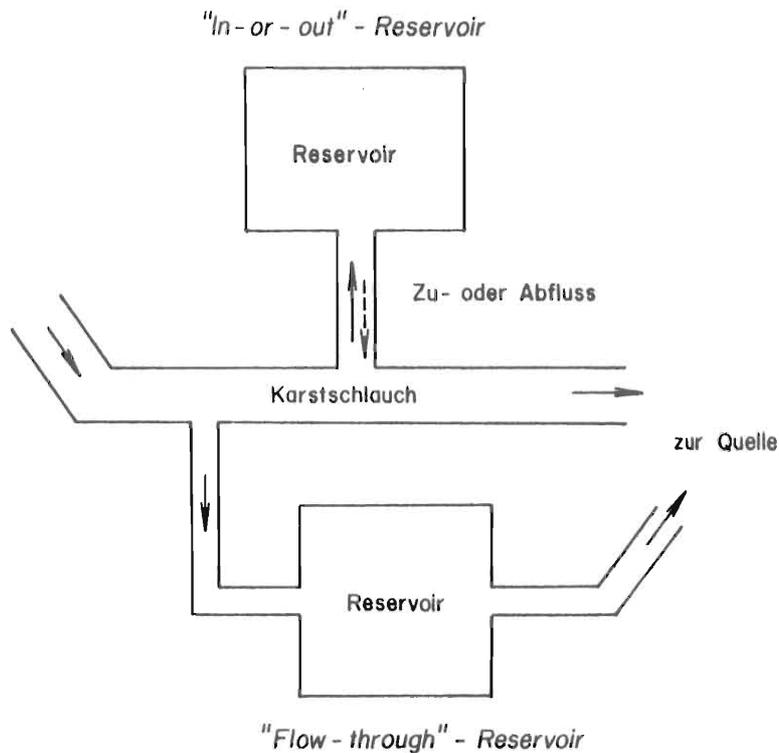


Fig. 44: Zwei mögliche Reservoirmechanismen- Beim "flow-through"-Modell wird älteres Wasser bei zunehmendem hydrostatischem Druck in den Quellzubringer gedrückt. Beim "in-or-out"-Modell tritt Wasser bei zunehmender Schüttung und damit steigendem Druck ins Reservoir und fließt bei abnehmendem Druck wieder in den Karstschlauch (nach SCHOTTERER et al., 1979).

tem Direktabfluss zusammensetzen. Auf vergleichbare Weise trennten DINGER & PAYNE (1971: 236) das Hydrogramm des türkischen Karstflusses Manavgat in die drei Komponenten "direct runoff", "baseflow I" mit sehr flacher Rezessionskurve sowie "baseflow II" aus kurzfristigen Reservoiren. Verwandt damit ist die Trennung in Oberflächen- und Grundwasserabfluss sowie Uferspeicherung (bank storage) bei der Analyse von Fluss-Hydrogrammen (WEYER, 1972). Eine detaillierte Erfassung und Differenzierung der verschiedenen Einflüsse liesse sich nur durch quasi-permanente Erhebung diverser Parameter des Quellwassers bewerkstelligen.

Bei der relativ kleinen Probenahmefrequenz, wie sie für die vorliegende Arbeit angewendet wurde, lassen sich Wässer verschiedener Typen nur grob auseinanderhalten. Immerhin finden sich einige Fakten, die die Existenz unterschiedlicher Reservoirtypen und des Direktabflusses belegen.

Argumente, die das Vorhandensein eines Direktabflusses nahelegen, sind die Fließgeschwindigkeiten und die grosse Ausbeute der Tracer des Markierversuches; ferner deuten in diese Richtung die verhältnismässig tiefen Tritiumwerte im Quellwasser der Source du Six (Nr. 36) und der Siebenbrünnen (Nr. 73) im Herbst, wenn Schmelzwasser aus "altem" Gletschereis beim Input häufig dominant wird.

Ein Hinweis auf Reservoirmechanismen vom "flow-through"-Typ ist die besonders

bei den Siebenbrünnen deutlich auftretende Eigenschaft der innert wenigen Tagen um rund $1/2$ °C zunehmenden Temperatur des Quellwassers im Frühling: Der steigende hydrostatische Druck durch das erste Schmelzwasser stösst geothermisch erwärmtes Wasser zur Quelle hinaus (vgl. Fig. 34c).

Der hydrologische Jahreszyklus bei einer Karstquelle des Rawil-Gebietes, das Zusammenspielen von Direkt- und Basisabfluss, äussert sich in den Diagrammen von Schüttung, Leitfähigkeit und dem $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis. Im folgenden wird die die Siebenbrünnen (Nr. 73) betreffende Figur 45 erläutert; ähnliche Bilder sind auch in andern Jahren und bei andern Karstquellen des Untersuchungsgebietes zu finden.

Der Basisabfluss im Winter 1973/74 ist von beinahe konstanter Zusammensetzung: Konduktivität = $215 \mu\text{Scm}^{-1}$ (entsprechend 11.0°f) und $\delta^{18}\text{O} = -13$ ‰. Die intensive Schneeschmelzperiode begann im Mai 1974 und führte zu einer Abnahme der Leitfähigkeit parallel zur zunehmenden Schüttung, welche im Juli ihr Maximum erreichte. In dieser ersten Phase kann das Quellwasser als Mischung aus Direktabfluss, hauptsächlich Schmelzwasser mit kleiner Leitfähigkeit und tiefem $\delta^{18}\text{O}$, sowie Wasser aus "flow-through"-Speichern bezeichnet werden. Offensichtlich sinkt der Anteil des Reservoirwassers an der Quellschüttung mit zunehmendem Abfluss. Nimmt man das Mittel von versinkenden Oberflächenwässern mit $100 \mu\text{Scm}^{-1}$ ($= 5.2^{\circ}\text{f}$; vgl. Tab. 14 und 28) und setzt diesen Wert der Konzentration im Direktabfluss gleich, kommt man auf einen minimalen Anteil von älterem Reservoirwasser ($215 \mu\text{Scm}^{-1}$) im Quellaustritt von rund 25 % anfangs Juli ($130 \mu\text{Scm}^{-1} = 6.9^{\circ}\text{f}$).

Nach Mitte Juli 1974 nahm die Schüttung einigemale zu und ab, nach jeder Abnahme eine tiefere Konduktivität aufweisend als früher in der Saison bei gleichem Abfluss. $\delta^{18}\text{O}$ nimmt fortlaufend zu in dieser bis zum September dauernden Phase, was den wachsenden Einfluss isotopisch schwerer Sommerregen aufzeigt. Das Reservoirwasser ist nun verdünnt durch Schmelz- und Regenwasser, so dass im Speicher tiefere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und kleinere Leitfähigkeiten auftreten als im Frühsommer. In der hochsommerlichen Periode der häufig ändernden Schüttungsmenge gewinnen neben den Speichern vom "flow-through"-Typ auch solche vom "in-or-out" mit vorwiegend kurzfristigen Reserven an Wichtigkeit.

Neben dem Effekt der Reservoirverdünnung durch frisches Wasser können auch folgende Fakten im Zusammenhang mit der abnehmenden Leitfähigkeit des Quellwassers eine gewisse Rolle spielen: Die Mineralisation im Direktabfluss nimmt ab,

- weil mit dem Höherrücken der wichtigsten, Schmelzwasser liefernden Regionen der Partialdruck des CO_2 im versinkenden Wasser entsprechend sinkt; (auf 2500 m besteht ca. noch 75 % des Druckes auf Meereshöhe);
- weil die CO_2 -Produktion im spärlichen Boden beim Verschwinden der Schneedecke in die Atmosphäre entweichen kann und deshalb nur in reduziertem Ausmass ausgewaschen wird;

andererseits

- wird in dieser Situation das wiedererwachende Bodenleben die CO_2 -Produktion steigern,
- wird das Reservoirwasser durch die Abkühlung mit frischem Wasser wieder aggressiv (Abkühlungskorrosion nach BöGLI, 1964, 1978).

Nach Beginn der Schneeakkumulation in der zweiten Hälfte von September 1974 nahm die Schüttung ab und $\delta^{18}\text{O}$ sowie die Konduktivität näherten sich allmählich den Werten des vorherigen Winters. In dieser dritten Periode können Reservoir vom "in-or-out"-Typ, nach einer Uebergangszeit nur noch älteres Wasser bergend, an Bedeutung gewinnen. Das junge Speicherwasser steigert parallel zu der in der Endphase immer langsamer fortschreitenden Gesteinslösung seine Leitfähigkeit.

Aehnliche Schlaufen der Abfluss/Konduktivitäts-Beziehungen wie im Beispiel der Figur 45 wurden auch an Flüssen und in unverkarsteten Gebieten beobachtet (WALLING, 1974; ERIKSSON in SCHOTTERER et al., 1979); bei Oberflächengewässern resultiert das entsprechende Kurvenverhalten aus dem Zusammenspiel mit dem Grundwasser.

Im Gegensatz zu den Beobachtungen während längeren Perioden (Fig. 45), lassen sich im Laufe von Tagen nicht bei allen Quellen Abhängigkeiten zwischen Abfluss und

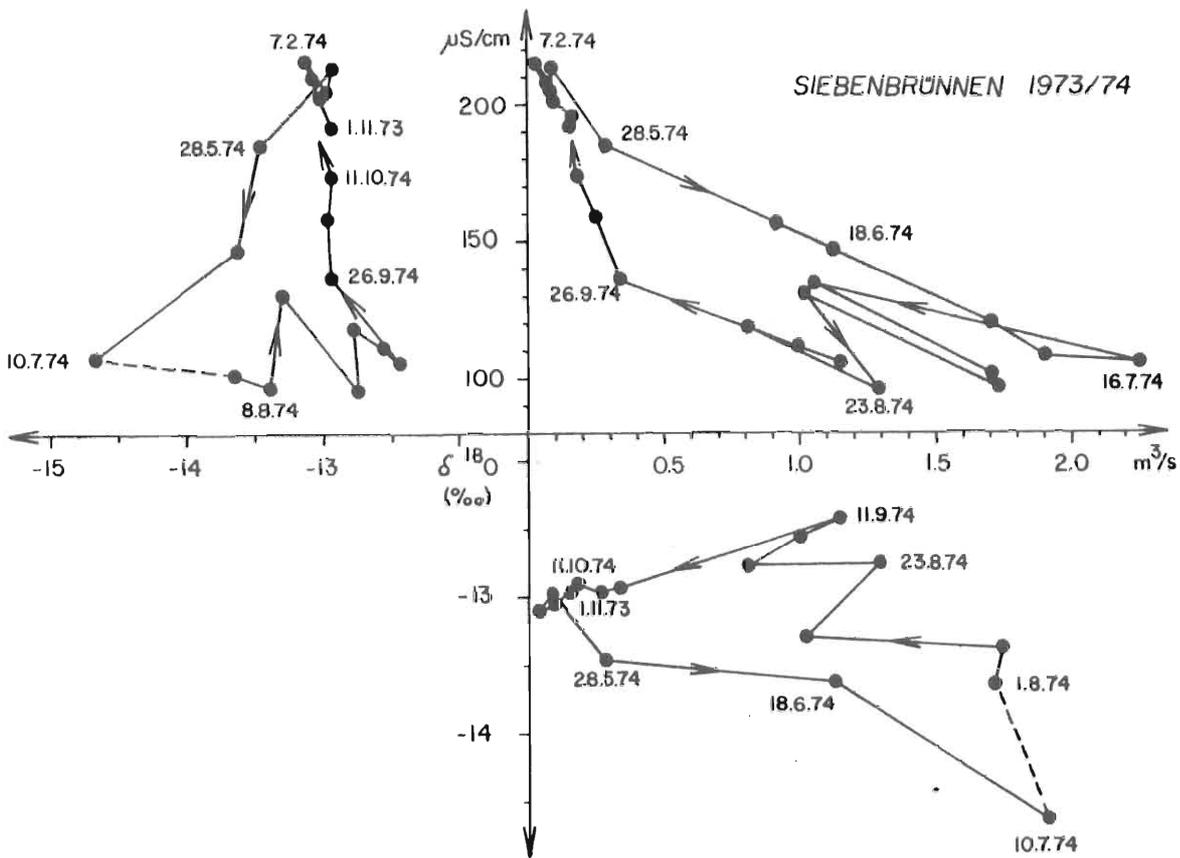


Fig. 45: Diagramme von Abfluss/Leitfähigkeit (a), Abfluss/ $\delta^{18}\text{O}$ (b) und Leitfähigkeit/ $\delta^{18}\text{O}$ (c) bei den Siebenbrünnen im hydrologischen Jahr 1973/74 (nach SCHOTTERER et al., 1979). Erläuterungen im Text.

andern Parametern erkennen. Während einem Tag im Juli 1974, zur Zeit der intensivsten Schneeschmelze, sowie Mitte Mai 1975, zu Beginn der Schmelzperiode, wurden bei den grösseren Quellen der Rawil-Nordseite rund alle vier Stunden Proben erhoben und hinsichtlich Leitfähigkeit und Isotopengehalt untersucht.

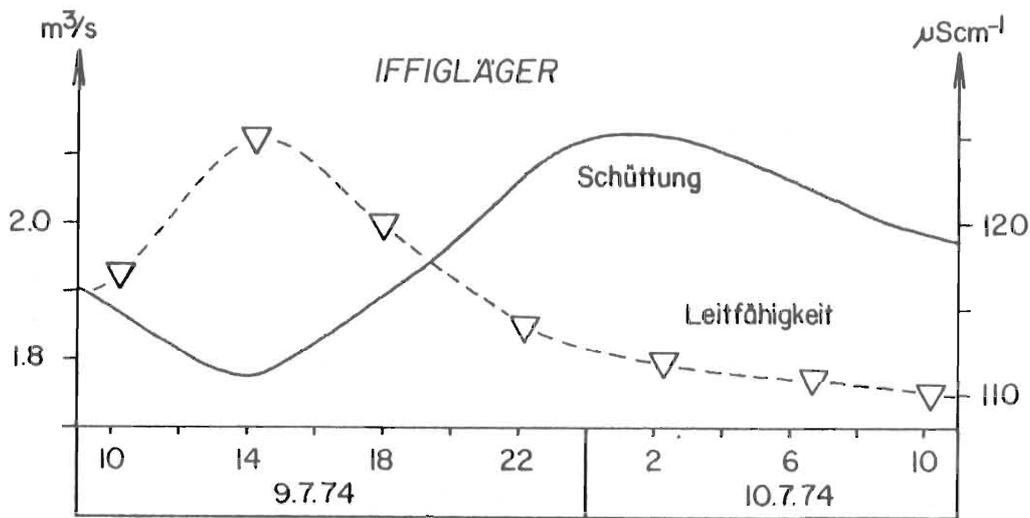


Fig. 46: Tagesgang in Schüttung und Leitfähigkeit bei der Iffiglager-Quelle (Nr.53) im Sommer 1974. Die Isotopengehalte schwankten nur innerhalb der Fehlergrenzen.

Am Beispiel der Iffiglager-Quelle (Nr. 53) kann die Aenderung im Verhältnis von Direkt- und Basisabfluss abgeschätzt werden: In der Niederwasserphase am frühen Nachmittag beträgt der Grundabfluss rund 20 % oder 360 l/s und während der Abflussspitze in der Nacht etwa 10 % oder 210 l/s (Annahmen: Direktabfluss mit $100 \mu\text{Scm}^{-1}$, Basisabfluss $215 \mu\text{Scm}^{-1}$). Die prozentuale wie absolute Abnahme des Anteils des Basisabflusses an der Gesamtschüttung anlässlich von Schüttungspeaks, kann erklärt werden durch das Zurückdrängen von Wasser in die Klüfte 1. Ordnung, sobald der Druck in den Wasserbahnen 2. Ordnung ansteigt (= "in-or-out"-Reservoir; vgl. mit TRIPET, 1973: 100ff).

Bei den andern untersuchten Wasseraustritten liessen sich trotz ausgeprägtem Tagesgang keine signifikanten Variationen der Leitfähigkeit erkennen; dies gilt auch für die Isotopenwerte bei sämtlichen Quellen. Daraus lässt sich schliessen, vorausgesetzt der Direkt- und der Basisabfluss unterscheiden sich chemisch oder physikalisch deutlich, dass unter Normalverhältnissen kurzfristig keine wesentlichen Aenderungen in der Relation dieser beiden Schüttungskomponenten stattfinden, der Tagesgang im Abfluss somit nicht auf Zu- und Abnahme des Direktabflusses sondern in erster Linie auf Druckvariationen im Karstwasserkörper in Funktion zur Intensität der Schneeschmelze zurückzuführen ist. Dagegen kann innerhalb von Quellgruppen der Direktabfluss im Ueberlauf und im basalen Austritt unterschiedliche Anteile am Quellerguss beanspruchen (vgl. Fig. 42). Grössere Ereignisse wie Gewitter werden

aber sicher in allen Karstquellen kurzfristig Änderungen der Wasserzusammensetzung in Funktion von Schüttung und Zeit bewirken können; verschiedenartige Beispiele beschreiben OGDEN & RAUCH (1977) aus West-Virginia.

Ueber die Geschwindigkeit des Direktabflusses existieren einige punktuelle Resultate vom Markierversuch 1975: Die Tracer erreichten die Quellen nach mindestens 5 1/2 bis 30 h, bei Abstandsgeschwindigkeiten von ca. 600 bis 100 m/h (vgl. Tab. 12). Die längere der beiden Laufzeiten wird bestätigt durch die Korrelationskoeffizienten von Lufttemperatur und Schüttung, welche am grössten sind zwischen Abfluss am Tag t und der Temperatur am Tag t-1 bis t-3 (vgl. Fig. 37). Diese Werte sind deshalb im Schnitt grösser als jene beim Markierversuch, weil einerseits die oberirdische Laufstrecke des Schmelzwassers mitgezählt wird und andererseits die Versinkungen im ganzen Einzugsgebiet berücksichtigt werden und darum die vielen kleinen Wasserbahnen integriert sind.

Eine obere Grenze der Transferzeit des Wassers im Direktabfluss lieferten die Isotopenmessungen: Die Schneefälle vom 7./8. April 1976 zeigten mit 830 TU ausserordentlich hohe Tritiumgehalte; eine Schmelzperiode dauerte vom 16. bis 22. April, eine weitere setzte zögernd am 27. April ein. Die Antwort auf die hohen Inputwerte fand sich in den Quellwasser-Proben vom 1. Mai, hingegen noch nicht in jenen vom 14. April. Aus diesen Angaben lässt sich eine obere Limite von rund zwei Wochen für die unterirdische Reisezeit des Wassers im Direktabfluss erkennen.

Ein direkter Hinweis auf die Durchlaufzeit von Teilen des Basisabflusses ist der Nachweis von Fluoreszein-Spuren im Quellwasser der Blatti-Quellen (Nr. 66) im Sommer 1978, stammend von unserem Versuch drei Jahre zuvor (OTZ, 1979).

4.5.2 Reservoirgrössen und mittleres Alter des Basisabflusses

Aus dem Wechsel der Tritium-Konzentrationen des winterlichen Basisabflusses von einem Winter zum andern kann der Anteil des Reservoirwassers abgeschätzt werden, der während des Jahres ersetzt wurde. Es wird angenommen, dass die Konzentration im Grundabfluss repräsentativ für das gesamte Reservoir ist; dies korrespondiert mit dem Exponentialmodell für die Altersverteilung des Wassers im Speicher (SIEGENTHALER, 1972). Im weiteren wird impliziert, dass das Reservoirvolumen von einem Winter zum nächsten nicht ändert, d.h. dass der Abfluss aus dem Reservoir mengenmässig dem Nachschub entspricht.

Mit den oben genannten Annahmen ist der Anteil f_R von ersetztem Wasser im Winter 1 (^3H -Konzentration C_{R1} in Reservoir und Quelle) zum Winter 2 (C_{R2}) gegeben durch

$$f_R = \frac{C_{R2} - C_{R1}}{C_i - C_{R1}}$$

wobei C_i die Inputkonzentration ist. Als Input werden die winterliche Schneedecke plus Sommerregen genommen. Alle Konzentrationen sind zerfallskorrigiert. Das mittlere Alter des Reservoirwassers (T_R) und somit des Basisabflusses ist

$$T_R = \frac{1}{f_R}$$

Um das Speichervolumen zu berechnen muss der jährliche Wasserinput Q_R ins Reservoir bekannt sein;

$$Q_R = (1 - a) Q_{tot}$$

wobei Q_{tot} der Gesamtabfluss bei der Quelle ist mit einer mittleren Konzentration C_Q und a stellt den Anteil der Niederschläge dar, der im selben Jahr im Wasseraustritt erscheint oder anders ausgedrückt:

$$a = (\text{Direktabfluss} + \text{kurzfristige Reserven}) / Q_{tot}$$

$$a = \frac{C_Q - C_{R1}}{C_i - C_{R1}}$$

Das Speichervolumen V_R kann dann folgendermassen berechnet werden:

$$V_R = Q_R \cdot T_R = Q_{tot} \cdot (1 - a) / f_R$$

Ausgeführt wurden diese Kalkulationen für die Jahre 1975, 1977 und 1978; in den beiden ersten Jahren lagen die Konzentrationen des Input deutlich höher bzw. tiefer als jene des Basisabflusses, 1978 waren sie nur wenig verschieden (vgl. Tab. 22).

		T_R (Jahre)	a (%)	V_R (10^6 m^3)
Alte + Neue Blatti (Nr. 65 + 66)	1975	3.9	52	14
	1977	2.0	-	-
	1978	2.6	57	9.6
Siebenbrünnen (Nr. 73)	1975	3.6	57	25
	1977	1.8	-	-
	1978	2.0	89	3.5

Tabelle 26: Mittleres Alter (T_R) des Basisabflusses, Speichervolumen (V_R) und Anteil (a) von Direktabfluss und kurzfristigen Reserven am Gesamtabfluss. Inputkonzentration C_i bis 1975 von der Lenk, ab 1976 aus dem östlichen Berner Oberland. Erläuterungen im Text.

Die Differenzen von T_R , a und V_R verschiedener Jahre sind vermutlich nicht real, denn die jährlichen Abflüsse schwanken in lange nicht so starkem Ausmasse wie für solche Regimewechsel erforderlich wäre (vgl. Tab. 4 und 11). Diese Diskrepanzen beruhen am ehesten auf der Unsicherheit der Input-Konzentrationen: Ein relativ kleiner Fehler hat einen grossen Einfluss auf die Werte von Alter, Volumen und Anteil des Niederschlags, der innert einem Jahr zum Abfluss gelangt.

So wurde für 1975 ein $C_i = 201$ TU verwendet, berechnet aus den Präzipitationen von der Lenk; nimmt man hingegen die Daten des östlichen Berner Oberlandes, $C_i = 232$ TU (vgl. Tab. 22), erhält man ein mittleres Alter des Basisabflusses von 5.8 Jahren (Blatti) und 5.2 Jahren (Siebenbrünnen); entsprechend verändert sich der ungefähre Wert von a auf 35 % (Blatti) und 40 % (Siebenbrünnen) sowie das Reservoirvolumen V_R auf 30 (Blatti) bzw. 50 Mio m^3 (Siebenbrünnen).

Die Werte für a und V_R bei den Siebenbrünnen fallen für das Jahr 1978 vollständig aus dem Rahmen (vgl. Tab. 26). Möglicherweise wurden die isotopisch leichten Winterniederschläge im hochgelegenen Einzugsgebiet zu wenig berücksichtigt; anders ausgedrückt: Der Anteil der Niederschläge des Winterhalbjahres an der Jahressumme wächst mit der Höhenlage; (Beispiel Haslital, Winter 1977/78: Sommer 1978; Meiringen, 600 m: 74 cm : 83 cm = 0.89 : 1; Guttannen, 1060 m: 100 cm : 106 cm = 0.95 : 1; Grimsel, 1920 m: 152 cm : 100 cm = 1.51 : 1).

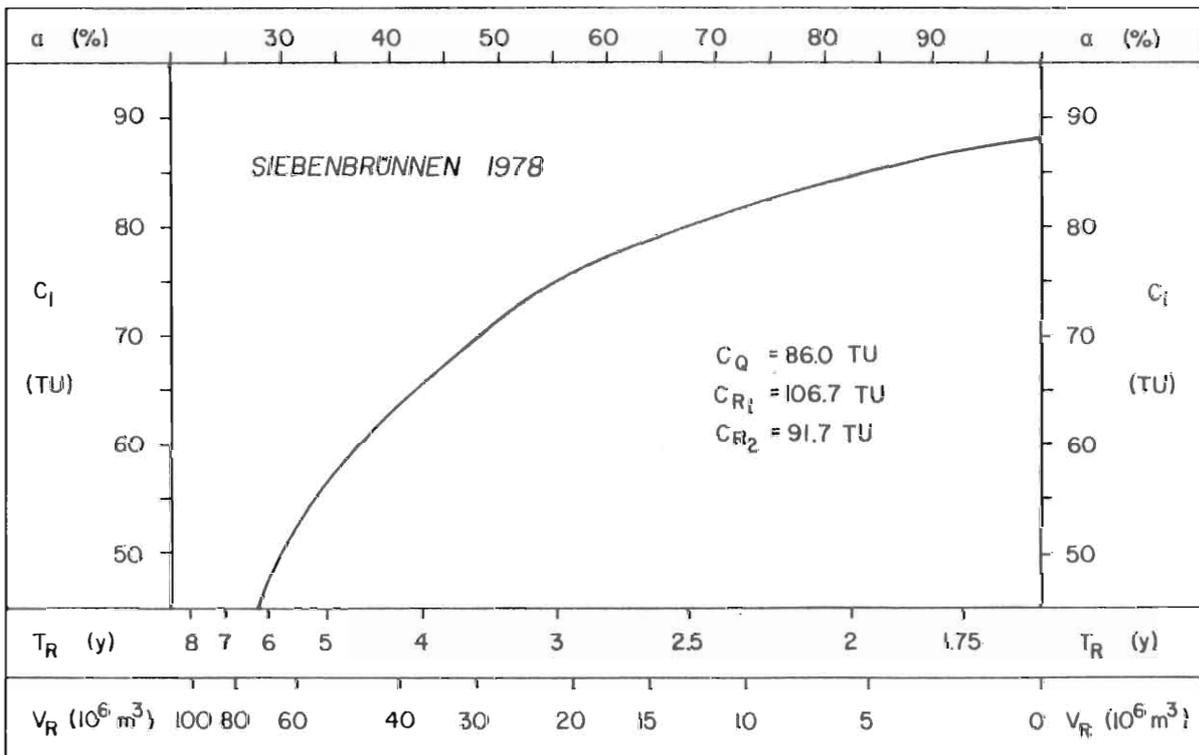


Fig. 47: Anteil der Niederschläge, die innert einem Jahr abfliessen (a), Alter des Reservoirwassers (T_R) und Speichervolumen (V_R) in Funktion des Tritium-Input (C_i) am Beispiel der Siebenbrünnen (Nr. 73) im Jahre 1978.

Die Graphik in Figur 47 zeigt die Abhängigkeit von a , T_R und V_R vom Input C_i am Beispiel der Siebenbrünnen im Jahre 1978. Ein "normaler" Anteil vom Niederschlag, der innert eines Jahres zum Wasseraustritt gelangt, liegt bei etwa 60 % (vgl. Tab. 26); daraus kann eine Input-Konzentration von ca. 77 TU abgeleitet werden, anstelle des gewichteten Mittels aus dem östlichen Oberland von 86 TU, d.h. der isotopisch leichte Winteranteil wurde anscheinend mengenmässig unterschätzt.

Bei all diesen Berechnungen sind die Einflüsse von relativ tritiumarmem Gletscherschmelzwasser unberücksichtigt; bei Einbeziehung dieses Faktors verschieben sich T_R und a der Siebenbrünnen etwas näher zu jenen der Blatti-Quellen, woraus ein leicht grösseres Speichervolumen resultiert (vgl. Fig. 47).

Für 1977 konnte mangels Sommerdaten des ^3H -Output V_R nicht berechnet werden; die Reservoirvolumen würden, wenn man T_R in Tabelle 26 in Betracht zieht, kleiner sein als 1975. Die Resultate sind offensichtlich mit einem Unsicherheitsfaktor von etwa 2 behaftet, aber sie geben immerhin die Grössenordnung der gespeicherten Volumina.

Der scheinbare Widerspruch zwischen dem jährlichen Anteil des Direktabflusses plus kurzfristige Reserven am Gesamtabfluss von 50 bis etwa 60 % und den punktuellen Werten des Direktabflusses vom Sommer, gewonnen aus Leitfähigkeit und Schüttung, welche bei 75 bis 90 % liegen (vgl. Kap. 4.5.1), erklärt sich daraus, dass im Winter, bei zwar kleiner Schüttung, kein Direktabfluss existiert und somit die oben genannten Mittelwerte für a aus den Tritiumdaten durchaus real sein können.

Die Zeit des Schüttungsanstieges durch die Schneeschmelze ist die Hauptphase der Reservoirspeisung; die Farbausbeute von 80 bis 100 % beim Tracerversuch im Spätsommer 1975 (vgl. Kap. 2.5.2) zeigt, dass in dieser Saison, mit, abgesehen von Einzelereignissen, allmählicher Schüttungsabnahme, die Langzeitreservoir praktisch bereits voll waren und nur noch kurzfristige Speicherungen angelegt wurden.

Die in Tabelle 26 und im erläuternden Text erwähnten Grössen der Reservoir beziehen sich auf die Dimensionen der langfristigen Wasservorräte. Insbesondere im tiefen Karst liegen aber grosse Teile dieser Speicher tiefer als die Vorfluter und können dadurch ohne Druck durch die Wassersäule nachfliessenden Wassers bei der Quelle gar nicht ausströmen; dieser Mechanismus ist vergleichbar mit einem Siphon. Als aktives Reservoirvolumen V_A sei nachstehend jener Teil von V_R genannt, welcher in den Zeiten ohne Infiltration ausfliessen kann; mit andern Worten, V_A ist der Bestandteil von V_R , der höher als die Quelle liegt.

Die Analyse der Rezessionskurven der Quellen erlauben eine Abschätzung der aktiven Speichervolumen V_A . Die Trockenwetterabflüsse weisen sehr oft einen exponentiellen Verlauf auf, die mit folgender, empirischer Formel von MAILLET (1905, cit. nach CASTANY, 1967: 519) beschrieben werden kann; (eine kompliziertere, die Infiltration einbeziehende Formel verwendete MANGIN, 1975a):

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (\text{Herleitung in STRAYLE, 1970: 182})$$

wobei Q_0 = Schüttung am Beginn des Trockenwetterabflusses

Q_t = Schüttung am Tag t nach Beginn der Rezession

und α = Rezessionskoeffizient (= Leerlaufkoeffizient nach VILLINGER, 1978), ein quellspezifischer Faktor zwischen 0 und 1.

Die Grösse des Faktors α ist von verschiedenen Umständen abhängig (vgl. STRAYLE, 1970: 183):

- Grosse Querschnitte der Wasserbahnen und Zunahme des Potentialgefälles führen zu grossen α -Werten;
- ausgedehnte Einzugsgebiete haben generell kleine Leerlaufkoeffizienten (entsprechend den langen Wasserwegen);
- α ist umgekehrt proportional dem nutzbaren Kluftraum.

Figur 48 zeigt die graphische Herleitung des Rezessionskoeffizienten am Beispiel der Siebenbrünnen. Es fällt auf, dass generell oberhalb einer bestimmten Abflussmenge, z.T. nach Zwischenhochwässern auch bei kleineren Schüttungswerten, die Rezessionskurven steiler abfallen als unterhalb dieser Limite. Dadurch ergeben sich zwei Häufungen der Grösse von α . Der höhere Wert entspricht der Entleerung der Klüfte 1. und 2. Ordnung; wegen der grösseren Oeffnungsweite der letzteren dominieren diese das Abflussverhalten. Der kleinere Rezessionskoeffizient ist den kleinen Klüften und damit dem Basisabfluss zugeordnet; die Klüfte 2. Ordnung dienen dann nur noch als Sammeladern, spielen aber als eigentliche Reservoirre keine Rolle mehr. Der Trockenwetterabfluss wird also von zwei Vorgängen beherrscht: Der Entleerung der Karstschlächte und dem Auslaufen der unzähligen Klüfte kleiner Dimension; je nach Art und Ausmass der Speicherfüllung ergeben sich alle möglichen Mischtypen zwischen den beiden Extremen.

Die zwei unterschiedlichen Abflusstypen, die sich in den differenten Rezessionskoeffizienten äussern, lassen sich allerorten in Karstgebieten beobachten (BURGER, 1959: Areuse; DROGUE, 1967; STRAYLE, 1970: Schwäbische Alb; MANGIN, 1975a: Pyrenäen; PASQUIER, 1975: Französischer Jura). Die Grösse von α und V_A kann von Jahr zu Jahr variieren, je nach Zustand der Speicher im Vorjahr und den Auffüllvorgängen im Sommerhalbjahr (vgl. Fig. 44); MANGIN (1975a: 62) nannte deshalb den tiefen Karst ein "système à mémoire".

Im folgenden wird nur noch auf die Leerlaufkoeffizienten der kleinen Klüfte eingegangen, weil diese erlauben, das aktive Reservoirvolumen V_A in durch Input unbeeinflussten Perioden approximativ zu berechnen. Das am Tag t den Quellen entströmende Wasser V_t ist

$$V_t = Q_t \cdot 86'400 \text{ s} = V_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

Das aktive Volumen V_A erhält man durch Integration nach der Zeit (WEYER, 1972: 114):

$$V_A = \frac{V_0}{\alpha}$$

Die Grösse von V_A ist demnach linear abhängig von Q_0 ; mit abnehmendem Rezessionskoeffizienten α wird die Berechnung von V_A immer stärker von möglichen Fehlern beeinflusst (vgl. MANGIN, 1975a: 58).

In Figur 48 und übrigens auch in den Figuren 34, 35 und 40 ist bei den Siebenbrünnen der Knick der Auslaufkurven, d.h. der Regimewechsel vom Auslaufen der grossen Klüfte zum Entleeren der kleinen, häufig bei 160 l/s festzustellen. Die andern Karstquellen des Gebietes zeigen diesen Knick nicht so deutlich; mangels einer besseren Lösung wurde bei allen Quellen als Q_0 jeweils $1/3$ der mittleren Jahresschüt-

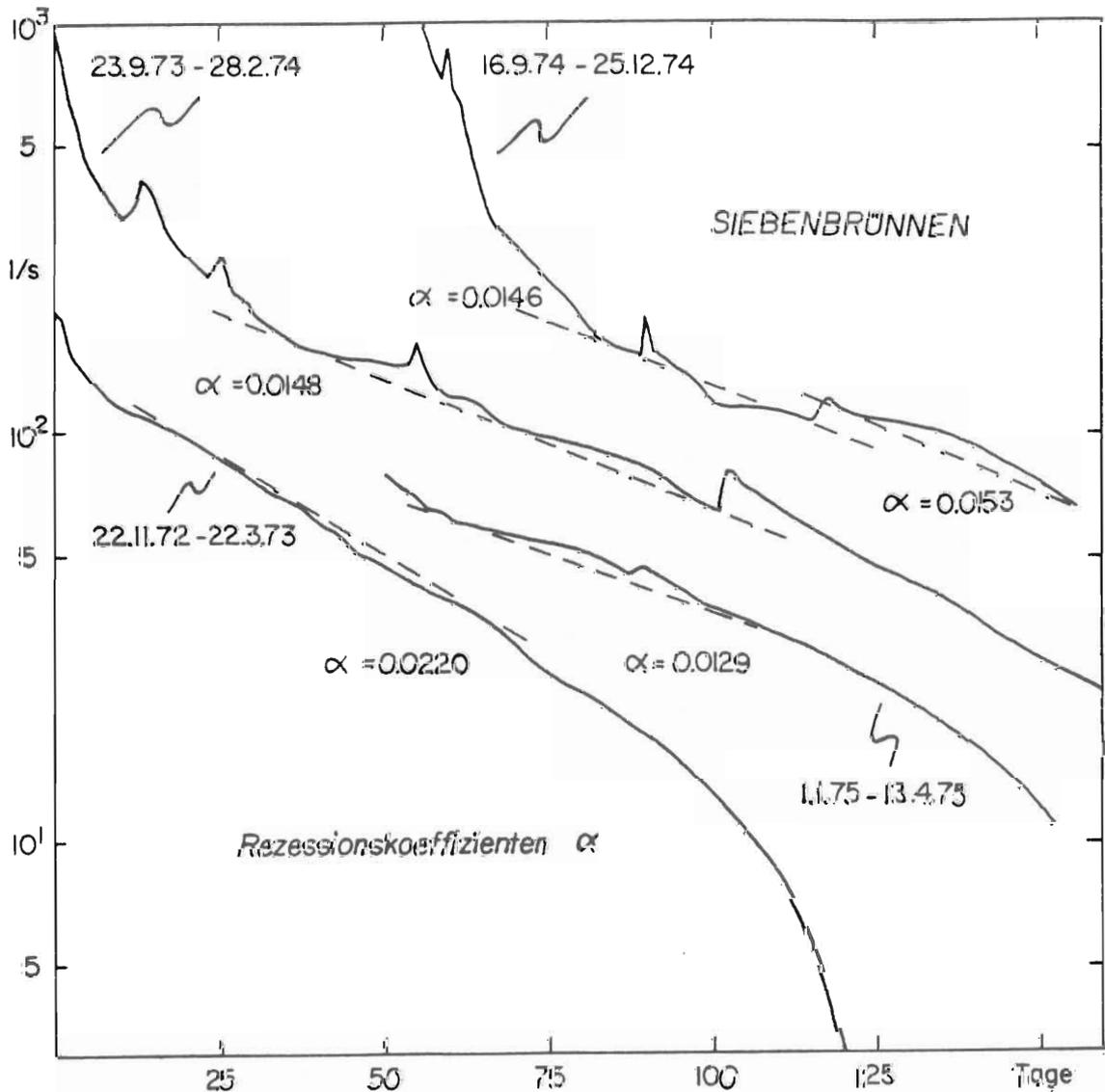


Fig. 48: Graphische Berechnung des Leerlaufkoeffizienten am Beispiel der Siebenbrünnen (Nr. 73). Das Steilerwerden der Rezessionskurven unterhalb 20 l/s beruht auf Versickerungen zwischen Quelle und Limnigraph. Weitere Erläuterungen im Text.

tung (Tab. 11) eingesetzt. Den erwähnten Knick benützte auch MANGIN (1975a: 61) für die Kalkulationen von V_A .

	α	V_A (10^3 m ³)	$t_{1/2}$ (Tage)
Iffigläger (Nr. 53)	0.07	210	10
Alte Blatti (Nr. 65)	0.05	78	14
Neue Blatti (Nr. 66)	0.0017	2080	400
Rezli (Nr. 72)	0.012	288	58
Siebenbrünnen (Nr. 73)	0.015	950	46

Tabelle 27: Rezessionskoeffizienten α , approximative Volumen der aktiven Reservoirs V_A und die Zeit $t_{1/2}$, in der die Schüttung von Q auf $1/2Q$ abnimmt, bei einigen grösseren Karstquellen der Rawil-Nordseite. $V_A = V_0/\alpha$; $V_0 = Q_0 \cdot 86'400$ s; Annahme: $Q_0 = 1/3$ des Jahresmittels in Tab. 11). Erläuterungen im Text.

Die Leerlaufkoeffizienten im Untersuchungsgebiet bewegen sich im normalen Rahmen von verkarsteten Aquiferen (vgl. Beispiele in CASTAGNY, 1967; STRAYLE, 1970; TRIPET, 1973; RICHTER & LILLICH, 1975; MANGIN, 1975a; PASQUIER, 1975; VILLINGER, 1978); der kleine Wert von α bei der Neuen Blatti-Quelle deutet darauf hin, dass am Reservoirvolumen viele enge, praktisch unverkarstete Klüfte beteiligt sind. Die Grössen von α , sie sind in den Ueberläufen von Quellgruppen grösser als im basalen Austritt, sind eine weitere Bestätigung dafür, dass die Permeabilität im Bereich der Karstwasserfläche grösser ist als im tiefphreatischen Sektor.

Vergleicht man das aktive mit dem totalen Volumen der Speicher (Tab. 26 und 27), ist ersichtlich, dass V_A nur ein Bruchteil, ca. 4 bis 30 %, von V_R ausmacht. Grosse Teile der Reservoirs liegen also tiefer als das Niveau der Ausflüsse. Mangels Daten über das Volumen des Aquifers können aber keine Aussagen über die Porosität des Karstwasserleiters gemacht werden.

Ein Grossteil dieser Reserven liegt voraussichtlich in den unzähligen, aber engen Klüften 1. Ordnung; grosse, überflutete Karstschläuche von Höhlendimension finden sich vor allem im seichtphreatischen Bereich und sind auf den Schratten-Kalk und ähnliche Gesteine konzentriert.

A. Untersuchungsmethoden

A1 Gesteinsuntersuchungen

Zur Erfassung der Gesteinsparameter wurden diverse stratigraphische Referenzprofile (vgl. Fig. 1 sowie WILDBERGER, 1979: Tab. 1) geschlagen. Viele Einzelproben dienten zur Vervollständigung des Gesteinsspektrums; im weiteren konnte auf die Drusberg- und Schratten-Kalk-Profile in LAUBER (1975) und die Tertiär- und Urgon-Profile von WILDBERGER (1975), alle im Iffigtal gelegen, zurückgegriffen werden.

Dünn- und Anschliffe dienten zum Erkennen der Mikrostruktur der Gesteine und in bestimmten Fällen zur Determination der Mikrofauna (vgl. Kap. 1.1.2 und 1.1.7). Sämtliche Dünnschliffe wurden nach der von DICKSON (1966) beschriebenen Methode gefärbt, so dass eisenarmer und -reicher Calcit und Dolomit unterschieden werden können.

Bei den folgenden Untersuchungen wurde von den in der Scheibenschwingmühle zerkleinerten Proben ausgegangen. Mit dem Scheibler-Apparat wurde auf gasvolumetrischem Wege der Gesamtkarbonatgehalt bestimmt (G. MÜLLER, 1967: 167).

Am Röntgendiffraktometer ($\text{CuK}\alpha$ -Strahlung, 40 kV, 22 mA) konnte an desorientierten Präparaten auf dem drehenden Probenhalter einerseits das Verhältnis von Calcit und Dolomit anhand der Höhe der Hauptpeaks bei $d = 3.05 \text{ \AA}$, bzw. $d = 2.89 \text{ \AA}$ berechnet werden, andererseits erlaubte die Ausmessung der Lage dieser Peaks Rückschlüsse auf den Mg-Gehalt im Calcit und Dolomit zu ziehen (GOLDSMITH et al., 1961; MILLIMAN, 1974), wobei NaCl mit $d = 2.82 \text{ \AA}$ zur genauen Lokalisierung diente.

Mit 2n-HCl wurde ein Teil der Proben dekarbonatisiert. Der unlösliche Rückstand wurde wiederum mit dem Diffraktometer desorientiert untersucht. Die Relationen zwischen den Intensitäten des Quarzes bei $d = 4.25 \text{ \AA}$, bzw. des Albites bei $d = 4.04 \text{ \AA}$, bzw. des Kalifeldspates bei $d = 3.24 \text{ \AA}$ und derjenigen des in der Menge von 10 % beigemischten LiF $d = 2.33 \text{ \AA}$ ergab Werte, die, verglichen mit Mischungen bekannter Zusammensetzung, quantitative Aussagen erlauben. Der verbleibende Rest zu 100 % gilt als die anderweitig wegen ihren verschiedenen Kristallisierungsgraden und der Neigung zu Mischkristallbildung nur schwierig erfassbaren Tonminerale, umso mehr als weitere Minerale, ausser in einigen Proben etwas Pyrit, nicht in röntgenographisch nachweisbarer Menge auftraten.

Orientierte Präparate der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ (dekarbonatisiert, Atterberg-Zylinder, mit CaCl_2 abgesättigt) wurden am Diffraktometer untersucht, um einen Ueberblick von den Tonmineralen zu erhalten. Die mengenmässigen Verhältnisse von Illit und Chlorit wurden grössenordnungsmässig durch einen linearen Vergleich der Hauptpeakhöhen gewonnen (JOHNS et al., 1954). Am selben Diffraktogramm konnte die Illitkristallinität gemessen werden (KÜBLER, 1968).

A2 Untersuchungen an Gewässern

Im Auftrag der Autobahnämter der Kantone Bern und Wallis wurden die im Hinblick auf den Bau des Rawiltunnels wichtigen Gewässer seit Herbst 1972 überwacht. Die für diese Stellen erhobenen Daten (Abfluss bzw. Pegelstände, Temperatur und spezifischer Widerstand) sind in den Berichten von BADOUX (1973-78) und NABHOLZ & HÄBERLI (1974-79) niedergelegt; die einzelnen Rapporte beziehen sich jeweils auf ein hydrologisches Jahr, welches vom Oktober bis zum September dauert.

Die verschiedenen Gewässer wurden in einem Abstand von meist ein bis zwei Wochen besucht, der Abfluss gemessen, bzw. Limnigraphenstreifen gewechselt, die Temperatur gemessen und Wasserproben erhoben. Periodisch wurde auch das Niveau des oberirdisch abflusslosen Iffigsees beobachtet; zum Vergleich stand eine Messreihe aus den 50-er Jahren zur Verfügung.

Zur Messung der Abflüsse kamen Limnigraphen (Loquesse, Nr. 27 und 28; Iffigläger, Nr. 53; Alte und Neue Blatti, Nr. 65 und 66; Siebenbrünnen, Nr. 73), Messwehre und Kübelmessungen zur Anwendung (vgl. Tab. 16 in WILDBERGER, 1979).

Die unter Luftabschluss transportierten Wasserproben wurden möglichst rasch im Labor untersucht. Dort wurde die spezifische Leitfähigkeit gemessen, anfänglich bezogen auf 25 °C, später auf 20 °C (Metrohm Konduktometer E 527).

Die Ermittlung des pH erfolgte möglichst kurz nach der Probenahme mit dem pH-Meter E 603 von Metrohm bei Raumtemperatur und wurde auf 20 °C bezogen.

Weiter wurden diverse Härten mittels Titrieren gemessen. Ein Dosimat von Metrohm kam bei der Gesamt- und der Ca-Härte, eine Glasbürette bei der Karbonathärte zur Anwendung (0.05 l-Proben). Reagenzien:

- Gesamthärte: 0.01 M Komplexon III
Puffer pH 10
Eriochromschwarz 1 % in NaCl
Umschlag von rotviolett nach blau
- Calciumhärte: 0.01 M Komplexon III
NaOH 10 %
Calconcarbonsäure 1 % in Na₂SO₄
Umschlag von rot nach blau
- Karbonathärte: 0.02 N H₂SO₄
0.3 g Methylrot + 0.5 g Bromkresolgrün in 125 ml Aethanol (96 %)
Umschlag von grün nach graurot mit Wiederholung nach Erwärmung

Die Menge des gelösten Magnesiums wurde aus der Differenz von Gesamt- und Ca-Härte berechnet.

SO₄⁻-Bestimmung: Ausfällung mit BaCl₂ und anschliessende Trübungsmessung am Fotometer.

Die voneinander abhängigen Parameter Wassertemperatur, pH, Konzentration der zweiwertigen Kationen, des Karbonat- und des Hydrogenkarbonations lassen sich in Form einer einzigen Variablen, nämlich des Sättigungsindizes bezüglich Calcit, Aragonit und Dolomit zusammenfassen. Abgesehen von kleinen Abweichungen wurden die Formeln übernommen, die MISEREZ (1971, 1973) anführt (vgl. WILDBERGER, 1979: 11f).

Um die Veränderung der Wasserchemie beim Kontakt mit Tonmineralen zu studieren, wurde das in Figur 49 dargestellte Druckfiltrationsgerät abgeändert: Der Filterhalter wurde mit einem Distanzzylinder auf ein Volumen von etwa 1/2 l vergrößert und die Pressluftflasche direkt dort angeschlossen; das Tonpulver wurde auf den Membranfilter gelegt.

Gelegentlich konnte an einigen Quellen Messungen des Sauerstoffgehalts mit einem Apparat Oxi-56 der WTW vorgenommen werden.

Die Angabe der gelösten Stoffe im Wasser erfolgt in mg/l und nicht wie heute meist üblich in mval/l; der Grund dafür ist die einfachere und übersichtlichere Berechnung des Gebietsabtrages mittels Addition der gelösten und suspendierten Fracht.

Als Ergänzung zu den chemischen Untersuchungen und dem kombinierten Markerversuch von 1975 dienen Isotopenstudien an Quellwässern und am Niederschlag. Die Messungen des Gehalts an Tritium und ¹⁸O erfolgte im Labor für Low-level-counting von Prof. H. Oeschger am Physikalischen Institut der Uni Bern.

A3 Untersuchungen an Suspension

Die in Wasser transportierte Suspension wurde mittels Filtrieren auf Membranfilter (Porenweite 45 µm) von 15 cm Durchmesser gebracht. Die Filter wurden nach einer Waschung mit destilliertem Wasser während einer Stunde bei 110 °C getrocknet und nach Abkühlen im Exikator gewogen; die Trocknung und Wägung wurde nach dem Filtrationsvorgang wiederholt und die Differenz der beiden Werte gilt als das Gewicht der Suspension.

Zur Weiterverarbeitung können die meist geringen Mengen der solchermassen aus den Quellwässern gewonnenen Trübestoffe nur unvollständig von den Filtern gekratzt werden. Es wurde deshalb folgender Weg gewählt: In Nickeltiegel wurden die organischen Filter während einer Stunde bei 550 °C weggeglüht und nach dem Erkalten im Exikator erneut gewogen (DEAN, 1974). Die Filter aus Zellulosenitrat (Satorius) bzw. -ester (Millipore) wurden vor dem Glühen mit Isopropanol getränkt, um ein Ver-

puffen und somit Verstreuen der Suspension im Ofen zu verhindern.

Anschliessend wurde die Trübe mit 10 % LiF gemischt und dann in der Guinier-Kamera nach de Wolff mit Fe-Strahlung geröntgt; nur bei einzelnen Proben war genügend Material vorhanden, um das Diffraktometer mit drehendem Probenhalter benutzen zu können; die minimalen Mengen für quantitative Untersuchungen beträgt beim einen etwa 5 mg, dem andern ca. 200 mg. Der Schwärzungsgrad der Filme wurde durch ein Mikrodensitometer in fünffacher Längendehnung auf Papier übertragen; die so erhaltenen Intensitäten der verschiedenen Gitterreflexe konnten ähnlich wie Diffraktogramme quantitativ ausgewertet werden.

Nun zurück zur eigentlichen Gewinnung der Suspension: Am Anfang der Untersuchungen verwendete ich 25 l-Proben, abgefüllt in Plastikkübel, die ins Labor transportiert wurden, um dort mit einem Unterdruckfiltrationsgerät die Trübe auf den Filter zu applizieren. Diese Aufbereitungsart hat verschiedene Nachteile:

- wegen den schweren und unförmigen Proben konnten nur Quellen mit Strassenanschluss untersucht werden, in unserem Falle die beiden Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66);
- bei geringer Trübung reicht die Suspension aus 25 l Wasser nicht einmal für quantitative Studien aus;
- die Unterdruckfiltration mit einem Differenzdruck von knapp einer Atmosphäre dauerte pro Probe meist rund eine Stunde, in einzelnen Fällen aber bis über zwei Tage!

Die genannten Nachteile können umgangen werden bei der Benützung eines tragbaren Filtrationsgerätes auf Ueberdruckbasis, ähnlich wie eines von J. MÜLLER et al. (1976) beschrieben wurde. Für unsere Zwecke konstruierten wir ein Gerät mit folgenden Hauptbestandteilen (vgl. Fig. 49):

- Druckbehälter aus einem Kompressionsgefäss für Lastwagenbremsen mit angeschraubtem konischen Ende;

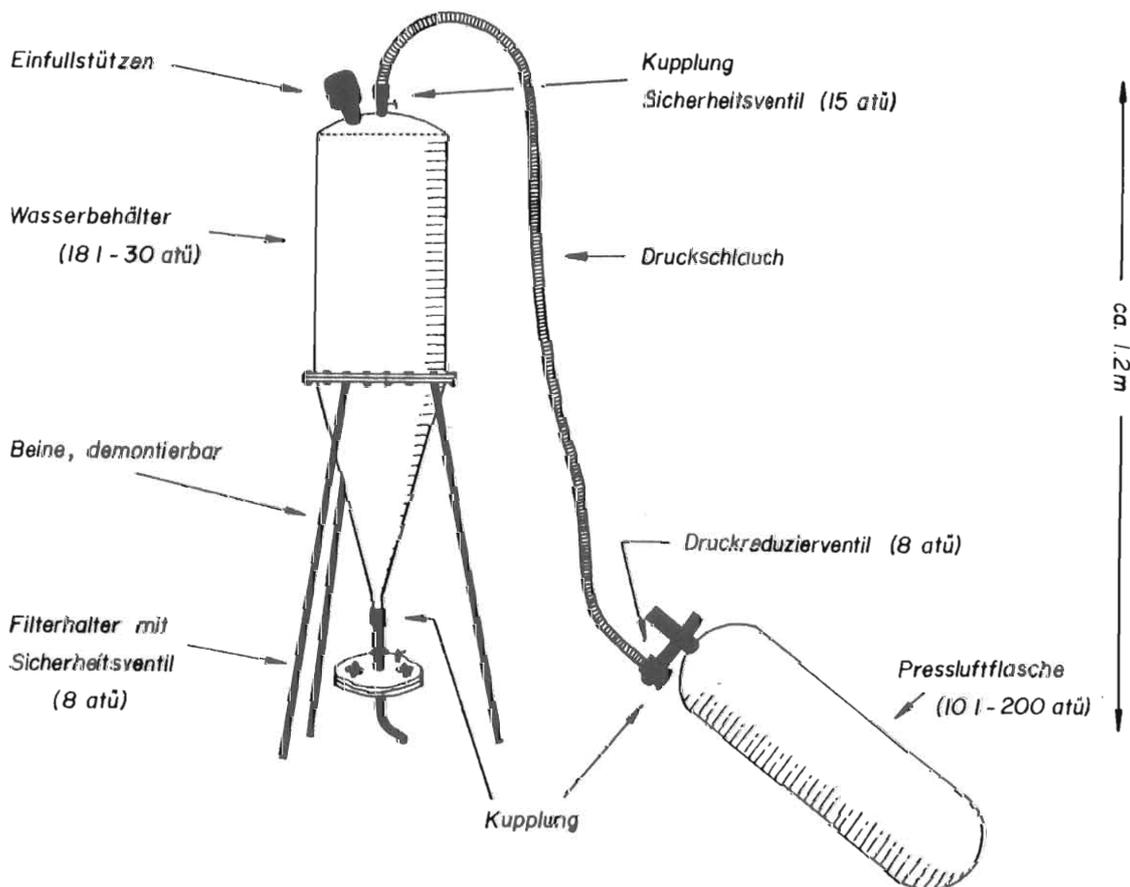


Fig. 49: Tragbares Druckfiltrationsgerät (Erläuterungen im Text).

- Millipore Filterhalter YY3014235;
- 10 l-Pressluftflasche mit 200 atü;
- eine erste Stufe eines Lungenautomaten (Scubapro) als Druckreduzierventil.

Das zerlegbare Gerät samt Zubehör, obschon ungefähr 35 kg wiegend, kann man auf einen speziellen Traggestell auch zu strassenentfernten Gewässern transportieren. Der Probenmenge ist nur durch den Luftvorrat, der für etwa 275 l Wasser reicht und der verfügbaren Zeit eine Limite gesetzt: die Filtrationsdauer schwankte zwischen 45' für 100 l und 190' für 25 l.

Kontinuierliche Trübungsmessungen standen mir von der gefassten Neuen Blatti-Quelle (Nr. 66) zur Verfügung. Dort wird das 25⁰-Vorwärtsstreulicht mittels eines Sigris-Photometers UP52 B2-TJ gemessen und aufgezeichnet.

Die relativ grosse Menge von Suspension, die nötig ist, um Tonmineraluntersuchungen vorzunehmen, gewann ich durch die beim Markierversuch 1975 verwendeten Planktonnetze. Die Maschenweite von ungefähr 25 µm wird durch die Trübestoffe rasch verkleinert, so dass mit der Zeit auch die Fraktion < 2 µm aufgefangen wird.

A4 Messungen am Niederschlag und andere Klimadaten

Neben den Daten der permanenten Klimastationen der MZA in der weiteren Umgebung des Gebietes (Zweisimmen, Lauenen, Montana) und den Werten der Jahrestotalisatoren der S.A. de l'Energie de l'Ouest-Suisse im Gemmigebiet standen mir die Resultate eines umfangreichen Messstellennetzes (Hochgebirgstotalisatoren Typ MZA, Monatstotalisatoren (Ø 25 cm), Pluviographen System Lambrecht, Lufttemperaturschreiber) im oberen Simmental und im Saanental zur Verfügung, welches im Rahmen von Dissertationen am Geographischen Institut der Universität Bern für vier hydrologische Jahre (1972-75, bzw. 1974-77) betrieben wurde. Ergänzend zu diesen Messungen führten wir mit etwa alle zwei Wochen abgelesenen Monatstotalisatoren auf der Nordseite des Untersuchungsgebietes eigene Messungen durch.

Der Versuch einen multiplen linearen Regression zwischen Quellschüttung einerseits und Lufttemperatur und Niederschlagsmengen andererseits konnte mit dem Programm Statplot vom Institut für Mathematische Statistik und Versicherungslehre der Universität Bern unternommen werden.

A5 Angewandte Methoden im Zusammenhang mit dem Markierversuch 1975

Im Sommer 1975 konnten wir im Rawil-Gebiet einen Markierversuch durchführen (WILDBERGER et al., 1978). Die Komplexität dieses Karstgebietes implizierte verschiedene Eingabestellen und damit verschiedene Tracer.

Nebeneinander verwendbare Tracer sind unterschiedlich gefärbte Bärlapp-Sporen (W. Gremse A.G., Graz). Optimale Eigenschaften (Nachweisgrenzen, simultane Verwendbarkeit, quantitative Aussagemöglichkeiten) weisen Uranin (Siegfried A.G., Zofingen) und Amidorhodamin G extra (Handelsname für Sulforhodamin G extra der Firma Merck A.G., Darmstadt) auf. Die Quellwasserproben wurden im Kantonalen Labor in Bern mit einem Gitter-Fluoreszenz-Photometer Perkin-Elmer mit zwei Monochromatoren untersucht (Nachweisgrenze Uranin: 0.02 mg/m³, Amidorhodamin: 0.05 mg/m³; vgl. LEIBUNDGUT, 1974), wie auch die Eluate von Fluorocaptoren (Nachweisgrenze: 0.01 - 0.1 mg/m³, je nach Temperatur, Immersionszeit und Fliessgeschwindigkeit, MATHEY, 1971; nach BAUER, 1976: 150, liegt die Limite unter Umständen gar bei 1 mg/m³). Die Nachweislimiten liegen höher, wenn die Farbstoffe gleichzeitig auftreten (siehe BAUER et al., 1976).

Die Fluorocaptoren bestanden aus doppelkammerigen Nylongaze-Säckchen, gefüllt mit der für Uranin bzw. Amidorhodamin G extra optimalen Qualität von Aktivkohle (MATHEY, 1971; WITWEN et al., 1971). Zum Auffangen der ca. 0.03 mm grossen Sporen von Lycopodium clavatum dienten Planktonnetze aus Nylongaze von 0.025 mm Porenweite (Schweizerische Seidengazefabrik, Zürich) und ca. 13 dm² Oberfläche. Die Netze wurden mit kleinen Karabinerhaken in Holzrahmen gehängt und mit Maschendraht geschützt (ZöTL, 1974); anstelle der zerbrechlichen Glastrichter als Trübestoffbehälter ver-

wendeten wir solche aus Kunststoff.

Die zur Konservierung mit Formalin versetzten 1/2 - 1 dl grossen Proben aus den Plastiktrichtern am untern Ende der vorgängig mit Wasser aus Spritzflaschen gespülten Planktonnetze waren durch Schwebstoffe und Gröberes oft stark verunreinigt und wogen z.T. über 100 g; mikroskopierbare Präparate aus dieser grossen Menge und in- nert kurzer Zeit gewann ich durch eine Kombination der Methoden von BAUER (1967) und EISSELE (1961): Vollständiges Dispergieren in etwa 3 dl Wasser, 1 Minute stehen- lassen und abdekantieren auf Papierfilter. Dieser wird mit Klarsichtfolie auf ein Blatt mit der Probenbezeichnung geklebt und kann unter dem Binokular bei etwa 70- facher Vergrösserung ausgezählt werden. Zur Orientierung im Präparat von 4 cm Durch- messer diente ein Punktraster auf einer Glasplatte. Sind sehr viele Sporen auf einem Filter vorhanden, sie liegen übrigens immer an der Oberfläche der Probe, wurden nach der in HOFER (1959) beschriebenen Weise nur Teilbereiche ausgezählt und dann ent- sprechend multipliziert.

Ein grosses Problem ist die Berechnung der erforderlichen Quantitäten der ein- gesetzten Tracer. Es ist insbesondere zu berücksichtigen, dass negative Resultate eines Markierversuchs nur zweifelhafte Interpretationen zulassen und deshalb kleine Tracermengen, wie sie diverse Male im Rawil-Gebiet ohne Erfolg zum Einsatz gelang- ten, nur zu Enttäuschungen führen.

Wir verwendeten verschiedene Formeln und Berechnungsweisen; ZÖTL (1974: 54) zi- tierte jene von BENDEL, welche aber zwei- bis dreifach zu kleine Farbstoffquantitä- ten ergebe:

$$A = K \cdot Q \cdot L, \text{ wobei } A = \text{Menge des einzusetzenden Farbstoffes (in g),}$$
$$K = \text{Farbstoffbeiwert, für Uranin } 2.5 \cdot 10^{-9},$$
$$Q = \text{Ergiebigkeit aller in Frage kommenden Quellen}$$
$$\text{(in cm}^3/\text{s),}$$
$$L = \text{Entfernung von der Einspeisungsstelle zur entfernte-}$$
$$\text{sten Quelle (in cm).}$$

In unserem Falle kann man für Q gut 10 m³/s einsetzen, für L etwa 14 km (Rawil- Salgesch). Es ergibt sich somit eine Uraninmenge von 70 - 100 kg.

Berechnungen mit einer minimalen Nachweisdauer von 3 Tagen, einer Ausbeute von 50 % und einer mittleren Konzentration von 100 mg/m³ (= 5000-fach grösser als die Nachweisgrenze und damit von blosssem Auge knapp sichtbar), ergab dieselbe Grössen- ordnung. Die Mengen sind für Amidorhodamin G extra zu verzweieinhalbfachen, da bei diesem Tracer die Nachweislimite bei 0.05 mg/m³ liegt.

MATHEY (1971) zitiert eine Formel von RAVIER - HOURS - SCHNEEBLI:

$$A = k \cdot \frac{Q \cdot L}{a} + 2 \cdot 10^{-5} \cdot V, \text{ wobei } A = \text{Menge des einzusetzenden Uranins}$$
$$\text{(in kg),}$$
$$k = 0.5 \text{ (Konstante für die Zirkulation in}$$
$$\text{Karstschläuchen),}$$
$$Q = \text{Quellertrag (in m}^3/\text{s),}$$
$$L = \text{Luftliniendistanz von der Eingabestelle}$$
$$\text{zur Quelle (in m),}$$
$$a = \text{Geschwindigkeit des unterirdischen}$$
$$\text{Wasserlaufes (m/d),}$$
$$V = \text{Volumen der unterirdisch gespeicherten}$$
$$\text{Wässer (m}^3\text{).}$$

Neben den auch in der Formel von BENDEL verwendeten Daten für Quellertrag und Distanz zwischen Einzugsgebiet und Austrittsstelle des Wassers, werden hier auch schwierig abzuschätzende Grössen gebraucht. Die Geschwindigkeit kann mit etwa 2500 m/Tag angenommen werden und für die unterirdischen Speicher müssen ca. 50 · 10⁶ m³ eingesetzt werden (SCHOTTERER et al., 1979; sowie 4.5.2). Die Ausrechnung der Formel von RAVIER - HOURS - SCHNEEBLI ergibt demnach die exorbitante Menge von über einer Tonne Uranin; daraus lässt sich nur schliessen, dass die gespeicherten Wasser-

mengen oft grob unterschätzt werden.

Die einzusetzende Sporenmenge wird durch ZöTL (1974) mit der 1/2 - 2-fachen Quantität der für dieselben Umstände zu kalkulierenden Fluoreszenzfarbstoffe veranschlagt. Wir brachten aber nur 10, bzw. 40 kg in die Karstgerinne ein neben 100 kg Uranin und 250 kg Amidorhodamin G extra und erzielten gute Resultate.

Das Gesagte zeigt die Schwierigkeit, die Tracermengen richtig festzulegen. Die in einigen Quellen nur knapp überschrittenen Nachweisgrenzen gibt den eingestzten grossen Quantitäten aber ihre Berechtigung.

A6 Fehlerabschätzung und Nachweisgrenzen

Im folgenden werden die verschiedenen Fehlerquellen der oben beschriebenen Methoden diskutiert; die Angaben erfolgen in Form generell unterschrittener "maximaler" Fehlergrössen, da mangels genügend Datenmaterial die Standardabweichungen oft nicht bekannt waren.

A6.1 Fehlerabschätzung bei Untersuchungen an Gesteinen und Suspension

Die Bestimmung des Gesamtkarbonatgehaltes geschieht mit 2n-HCl, wobei das Volumen des sich entwickelnden CO₂-Gases gemessen wird; einerseits wird Calcit rasch, Dolomit hingegen nur zögernd umgewandelt (MUXART-STCHOUZKOY, 1975), andererseits kann Dolomit pro Gewichtseinheit leicht mehr Kohlendioxid entwickeln als Calcit (unterschiedliche Atomgewichte von Ca und Mg). Das stets drei Minuten nach Säurezugabe abgelesene Gasvolumen und damit der Wert des Karbonatgehaltes konnte mit Hilfe des Gewichtes des unlöslichen Rückstandes und den aus den röntgendiffraktometrischen Daten gewonnenen relativen Dolomitgehalten korrigiert werden (vgl. Fig. 50). Andere Gesteinsbestandteile als die Karbonatminerale werden von verdünnter Salzsäure in der kurzen Zeit von drei Minuten nicht wesentlich angegriffen und es entwickeln sich somit auch praktisch keine Gase, die das Resultat verfälschen könnten. Die chemischen und physikalischen Vorgänge bei der gasvolumetrischen Karbonatbestimmung sowie die Fehlerquellen werden von MANGIN (1975b) eingehend diskutiert.

In Figur 51 ist der unlösliche Rückstand gegen den Gesamtkarbonatgehalt von dolomitfreien Proben aufgetragen. Die kleine Differenz zur theoretischen Summe von 100 % kann grossteils durch beinahe unvermeidliche Materialverluste beim Dekarbona-

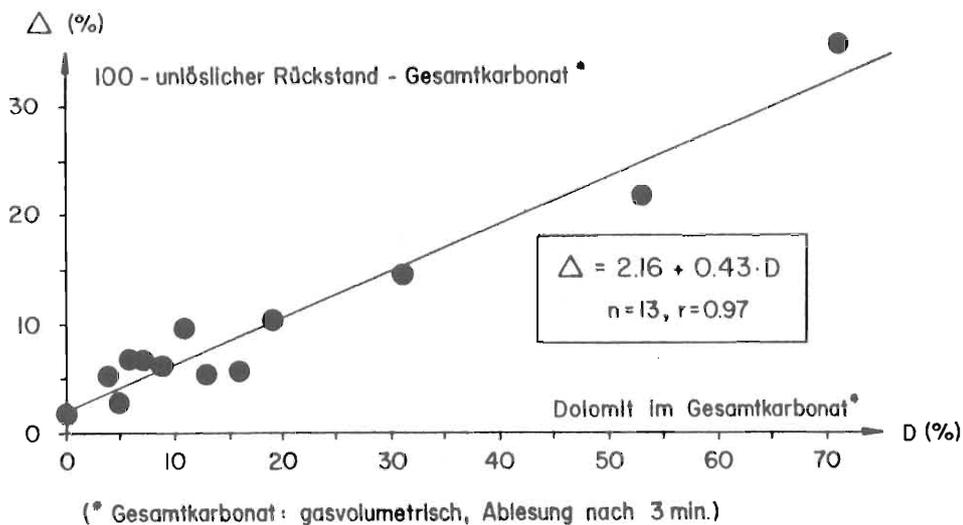


Fig. 50: Differenz der Summe von Gesamtkarbonatgehalt und unlöslichem Rückstand zu 100 % in Funktion des Dolomitgehaltes bei gasvolumetrischer Gesamtkarbonatbestimmung.

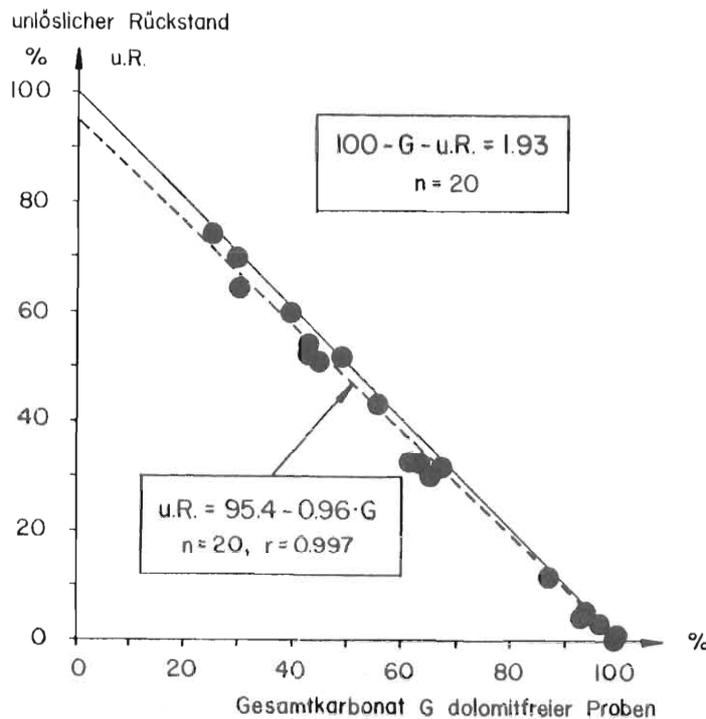


Fig. 51: Gesamtkarbonatgehalt dolomitfreier Proben gegen den unlöslichen Rückstand aufgetragen.

tisierungsvorgang erklärt werden sowie durch Lösung von Nichtkarbonatmineralen (z.B. Chlorit, Pyrit) während der langen Säurebehandlung. Die gasvolumetrische Karbonatbestimmung liefert Werte mit einer Genauigkeit von ca. $\pm 1\%$, bei dolomitreichen Proben nach Korrektur etwa $\pm 3\%$.

Aus den Röntgendiffraktogrammen des unlöslichen Rückstandes lassen sich die Relativanteile der verschiedenen Minerale auf ca. $\pm 3\text{ abs\%}$ herauslesen; bei den Feldspäten können Orientierungseffekte einen Störfaktor bilden (PETERS, 1965), bei den i.allg. geringen Gehalten wirkt sich dies aber nicht stark aus. Da immer auf die Gesamtkarbonatwerte Bezug genommen wurde, liessen sich die absoluten Fehler begrenzen. Weniger genau ist die quantitative Analyse mit der Guinier-Kamera; zum einen Teil, weil mit viel geringeren Mengen gearbeitet wird, zum andern, weil keine desorientierten Präparate zur Untersuchung gelangen können ($\pm 2 - 5\text{ abs\%}$).

Figur 52 zeigt aber zusätzlich noch systematische Tendenzen; da mit dem Diffraktometer genauer gearbeitet werden kann, müssen die beobachteten Abweichungen im wesentlichen auf Fehler bei der quantitativen Filmauswertung beruhen:

- Der Calcitgehalt wird bei der Bewertung der Guinier-Aufnahmen eher zu hoch eingeschätzt;
- der Quarzgehalt wird bei beiden Methoden mehr oder weniger übereinstimmend angenommen;
- die Menge der Tonminerale, da als Rest zu 100 % berechnet, ergibt bei der Diffraktogramm-Auswertung höhere Werte als bei der andern Methode.

Auf eine Korrektur der berechneten Werte wurde aber mangels sicherer Faktoren verzichtet.

Die Tonmineralvergesellschaftung zeigt keinerlei Unterschiede zwischen Planktonnetzproben und Sediment im Quelltrichter der Rezli-Quelle (Nr. 72). Die Uebereinstimmung in der Tonmineralogie bei den zwei verschiedenen Gewinnungsarten kann allerdings darauf beruhen, dass eben im Rawil-Gebiet überhaupt keine grössern Variationen zu finden sind.

Bei den kleinen Suspensionsmengen, wie sie in der beprobten Region zu beobachten sind, können Wägefehler stark ins Gewicht fallen, da die Filter bis 400 und die

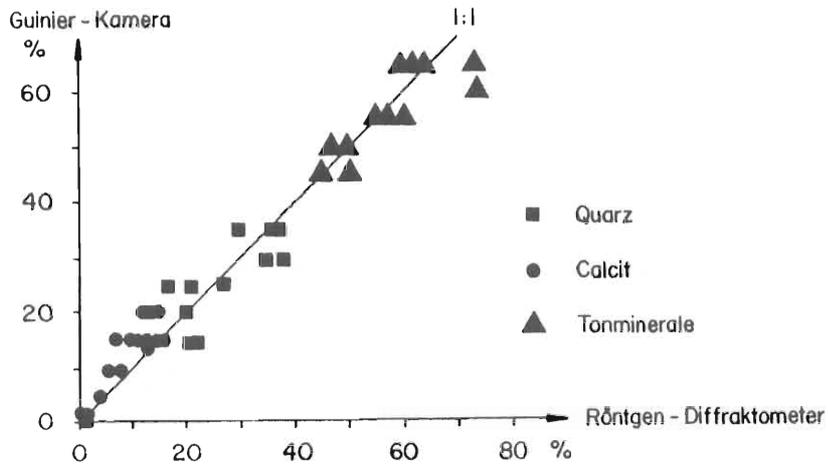


Fig. 52: Quantitatives Röntgen von Suspension: Vergleich der Resultate von Guinier-Kamera und Diffraktometer.

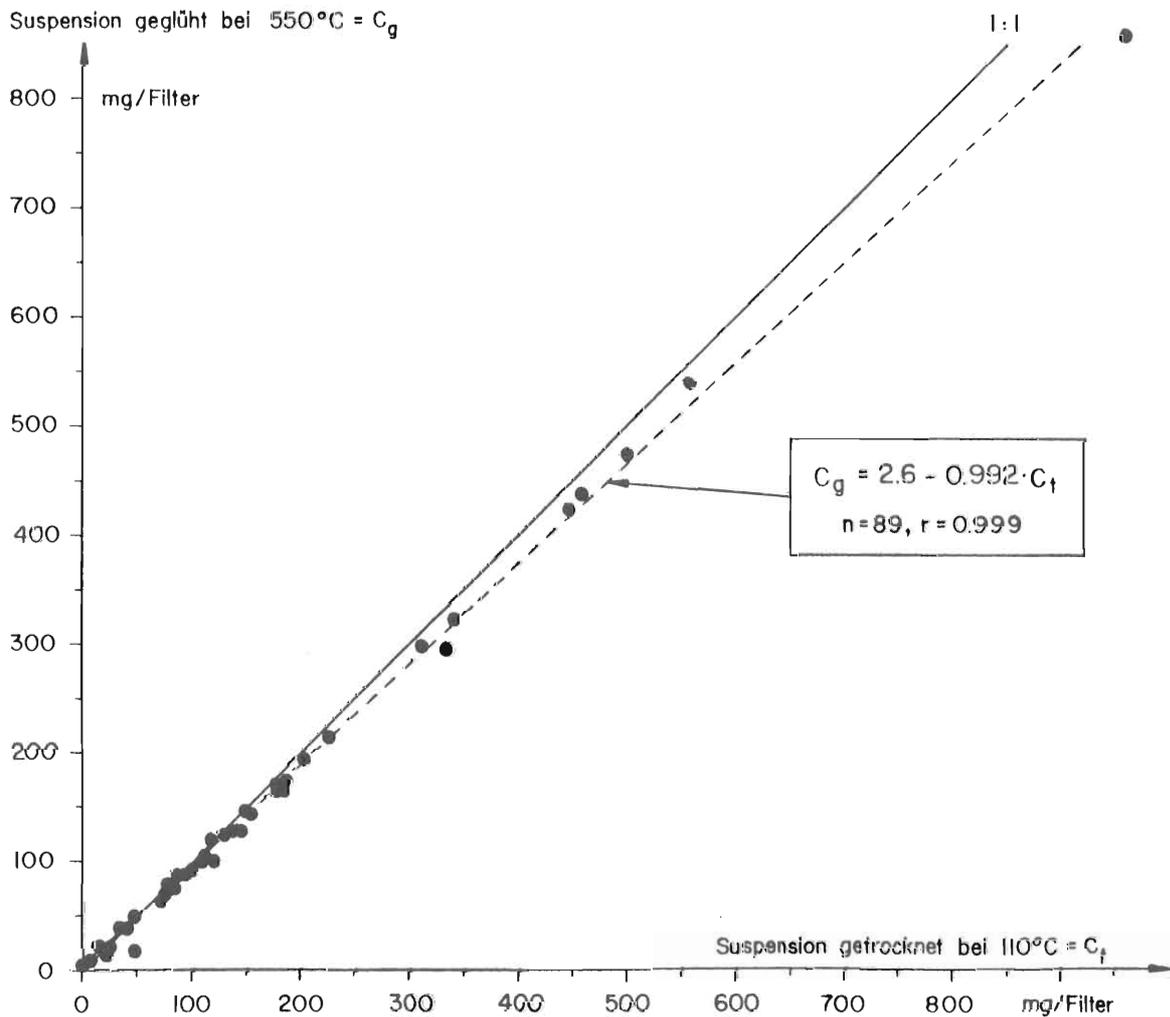


Fig. 53: Gewicht der Suspension nach dem Glühen bei 550 °C in Funktion des Gewichtes nach der Trocknung bei 110 °C. Erläuterungen im Text.

Nickeltiegel bis 25'000 mal schwerer waren als die Trübe, und weil die Luftfeuchtigkeit, der die Proben während der Wägung ausgesetzt waren, rasch absorbiert wird. Der Gewichtszuwachs der Nickeltiegel durch Oxydation im Ofen lässt sich durch viele Kontrollwägungen in den Griff bekommen.

Deshydratation der Tonminerale spielt bei 110 °C noch keine grosse Rolle (GRIM, 1968: 278ff). Beim Wegheizen der organischen Substanz, im wesentlichen der Filter, kann an gewissen Tonmineralen ein Gewichtsverlust bis zu 10 % eintreten; demgegenüber ist der Rückstand der Membranfilter von etwa 1 %, entsprechend ca. 1 mg, vernachlässigbar. In Figur 53 wird das Gewicht der Proben nach Trocknung bei 110 °C gegen dasjenige nach dem Glühen bei 550 °C aufgetragen.

Aus der Figur 53 lässt sich herauslesen:

- unterhalb 10 - 20 mg Suspension/Filter sind die Werte vor dem Glühen kleiner als nachher; dies kann vom auswaschbaren Filteranteil herrühren (Werkangabe 0.3 %, entsprechend 2/2 mg/Filter);
- bei mittleren Gewichten streuen die Werte unsystematisch um die 45°-Gerade;
- oberhalb 50 mg ist stets ein Glühverlust festzustellen, der ungefähr 5 % ausmacht; dieser konstante Verlustanteil weist eher auf Deshydratation (Tongehalt 40 - 75 %) denn auf organische Substanzen hin, die im Verlaufe der Zeit sicher stärkeren Schwankungen unterworfen wären;
- der Messfehler beträgt etwa ± 5 mg; die die Filter passierende Fraktion $< 0.45 \mu\text{m}$ ergibt keinen systematischen Fehler, da sie konventionell als gelöst gilt.

Beim Filtrieren der Proben im Labor, wie das z.T. mit solchen von den beiden Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) gemacht wurde, könnte Anlösung der Suspension oder Ausfällung in der Zeit zwischen der Probenahme und der Isolierung der Trübestoffe eine Rolle spielen. Die aus Figur 54 ersichtlichen Gewichtsdiskrepanzen können evt. auf diese Weise erklärt werden. Eher scheinen mir aber die Unterschiede darauf zu beruhen, dass die Probenahmen nicht immer in derselben Wassertiefe erfolgten, Sediment aufgewirbelt oder nicht präzisi die angenommene Menge Wasser filtriert wurde. Diese Annahmen werden durch folgende Beobachtungen gestützt:

- zwischen im Feld und im Labor filtrierten Proben lassen sich keinerlei mineralogische Unterschiede, insbesondere bei den Karbonaten, feststellen (vgl. Fig. 55);
- je nachdem welche oder wieviele Pumpen in Betrieb stehen, lassen sich bei der Neuen Blatti-Quelle (Nr. 66) leicht unterschiedliche optische Trübungen beobachten, was darauf hinweist, dass die Suspension nicht homogen im Wasser verteilt ist.

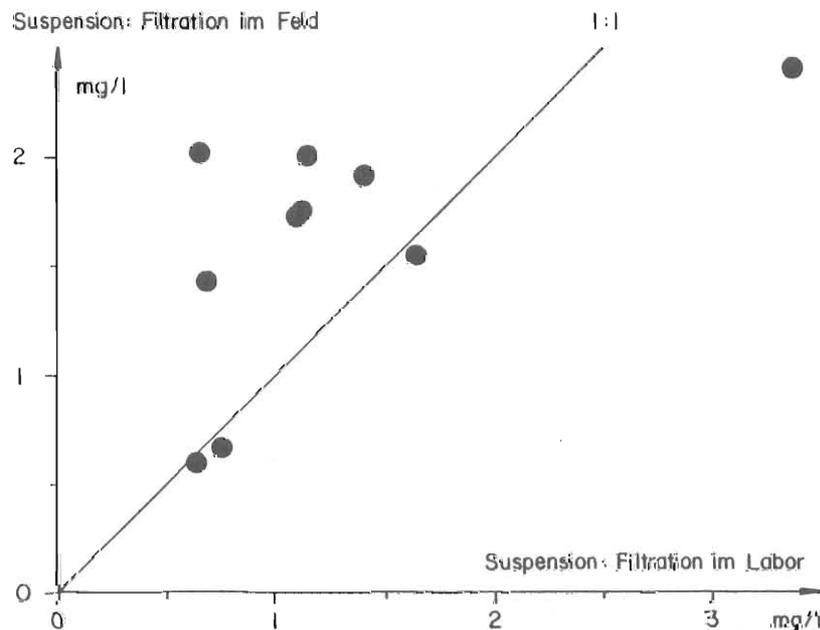


Fig. 54: Vergleich der Suspensionsmengen in den Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66) bei Filtration im Felde und im Labor.

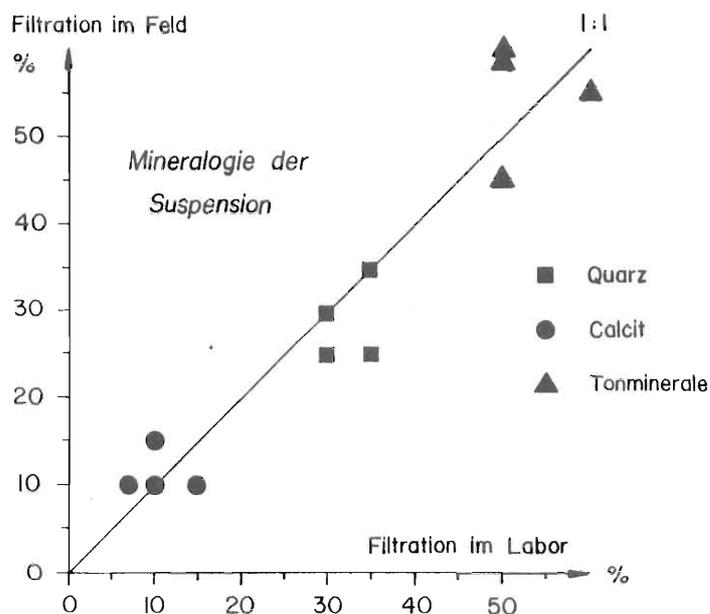


Fig. 55: Vergleich der mineralogischen Zusammensetzung der Suspension zwischen im Feld und im Labor filtrierten Proben (Guinier-Kamera).

Sehr problematisch ist die Beziehung zwischen Gewicht der Suspension und der optischen Trübung (vgl. Fig. 27), von der bei der Neuen Blatti (Nr. 66) Aufzeichnungen bestehen. Nach SIGRIST (o.J.) ist die Relation abhängig von

- Korngrösse,
- spezifischem Gewicht
- Farbe und Partikelform,
- Brechungsindex,
- Streulichtverteilung,
- Störlichtern,
- Gehalt an Organismen.

Verglichen wird die Trübung mit einem optisch stabilen Standard, der mit Kieselgur geeicht ist. Die Suspension besteht aber u.a. aus Karbonaten, Quarz, Tonmineralien und den ein starkes Vorwärtsstreulicht verursachenden, aber praktisch gewichtslosen Lebewesen (SIGRIST).

A6.2 Fehlerabschätzung bei Untersuchungen an Gewässern und am Niederschlag

Die unterschiedlichen Systeme zur Abflussmessung weisen unterschiedliche Genauigkeitsgrade auf. Die von Ing. H. Rohner sorgfältig und oft gemachten Eichmessungen mittels Messflügeln lassen bei den Limnigraphenstationen der Rawil-Nordseite einen Fehler von maximal $\pm 1-2\%$ erwarten (Siebenbrünnen, Nr. 73 und 74; Alte Blatti, Nr. 65; Neue Blatti, Nr. 66; Iffigläger, Nr. 53); innerhalb desselben Fehlerintervalls werden die verwendeten Abflussmengen des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft liegen. Die Station der Loquesse-Quelle (Nr. 27 und 28), welche oft von Ausfällen geplagt ist, registriert auch den allerdings kurzdauernden und relativ kleinen Abfluss des Baches von Armeillon. Der Iffigläger-Bach erhält ebenfalls vor der Messstation kleine, nur bei grossem Wasserdargebot funktionierende Zustüpfen ($< 5 \text{ l/s} \cdot \text{Jahr}$).

Die Abflüsse bei Messwehren werden durch empirische Formeln berechnet (SIA-Norm Nr. 109). Eine grosse Fehlerquelle liegt hier bei einer Grundbedingung, nach der die Wasseroberfläche im Kanal annähernd horizontal sein muss, d.h., dass ein die Strömung beruhigender Aufstau erfolgt; ist dies nicht der Fall, werden v.a.

bei Hochwasser zu kleine Werte gemessen (Quelle beim Laubbach, Nr. 76; Doppel-Quelle, Nr. 78; Wallisdole West, Nr. 54). Die punktuellen Messungen erlauben selten die Erfassung von Abflussspitzen; der mittlere Abfluss wird daher etwas zu klein angenommen, je nachdem wie unruhig die Schüttungskurve verläuft.

Die Probenahmefrequenz von meist ein bis zwei Wochen lässt für die folgenden Parameter repräsentative Werte erwarten (vgl. BAKALOWICZ, 1976).

Die Quelltemperaturen wurden an einem Thermometer mit Gradeinteilung abgelesen ($\pm 0.1^\circ\text{C}$). Ein systematischer Fehler kann von einer ungenauen Eichung herrühren. Im Labor wurde allerdings ein wesentlich genaueres Gerät verwendet, das aber dafür durch seine Grösse und Zerbrechlichkeit nicht felddauglich ist.

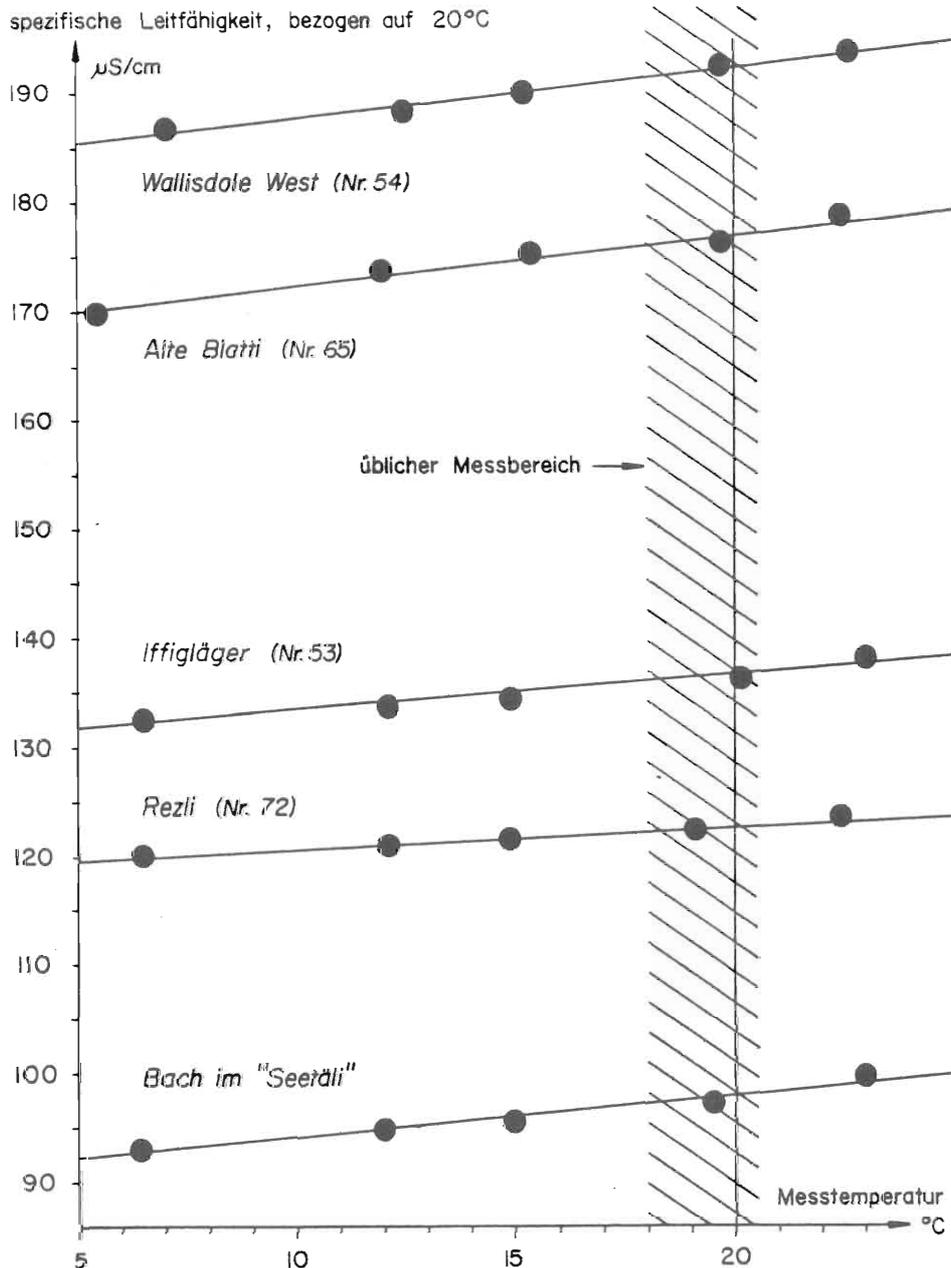


Fig. 56: Spezifische Leitfähigkeit, bezogen auf 20 $^\circ\text{C}$, in Abhängigkeit von der Temperatur, bei welcher die Messung ausgeführt wurde. Verwendet wurden die Temperaturkorrekturfaktoren aus "Methoden zur Untersuchung von Oberflächengewässern", herausgegeben vom Eidg. Departement des Innern (1974). Gewonnen wurden diese Korrekturfaktoren an Bodenseewasser.

Einen Fehler von höchstens $\pm 2\%$ weist die Messung der spezifischen Leitfähigkeit auf (I. MÜLLER, 1976; einen grösseren Fehler, $\pm 4\%$, erwähnt BAKALOWICZ, 1975); er setzt sich zusammen aus systematischen Fehlern wie Temperaturkorrekturfaktoren (vgl. Fig. 56), Grösse der Zellkonstante sowie Ablesefehlern. Die einfache und schnelle Messung der Konduktivität erlaubt, die Grösse der Gesamtmineralisation zu erfassen, welche eng mit der Gesamthärte korreliert. Näher mit der Relation zwischen Mineralisation und Leitfähigkeit beschäftigte sich BAKALOWICZ (1974).

In Figur 57 sind die für das Rawil-Gebiet gültigen Funktionen von Leitfähigkeiten und Gesamthärten graphisch dargestellt. Auffallend ist einerseits die streng lineare Abhängigkeit und andererseits das deutlich unterschiedliche Verhalten einzelner Gewässergruppen, was wahrscheinlich auf leicht verschiedene Zusammensetzung der gelösten Fracht beruht.

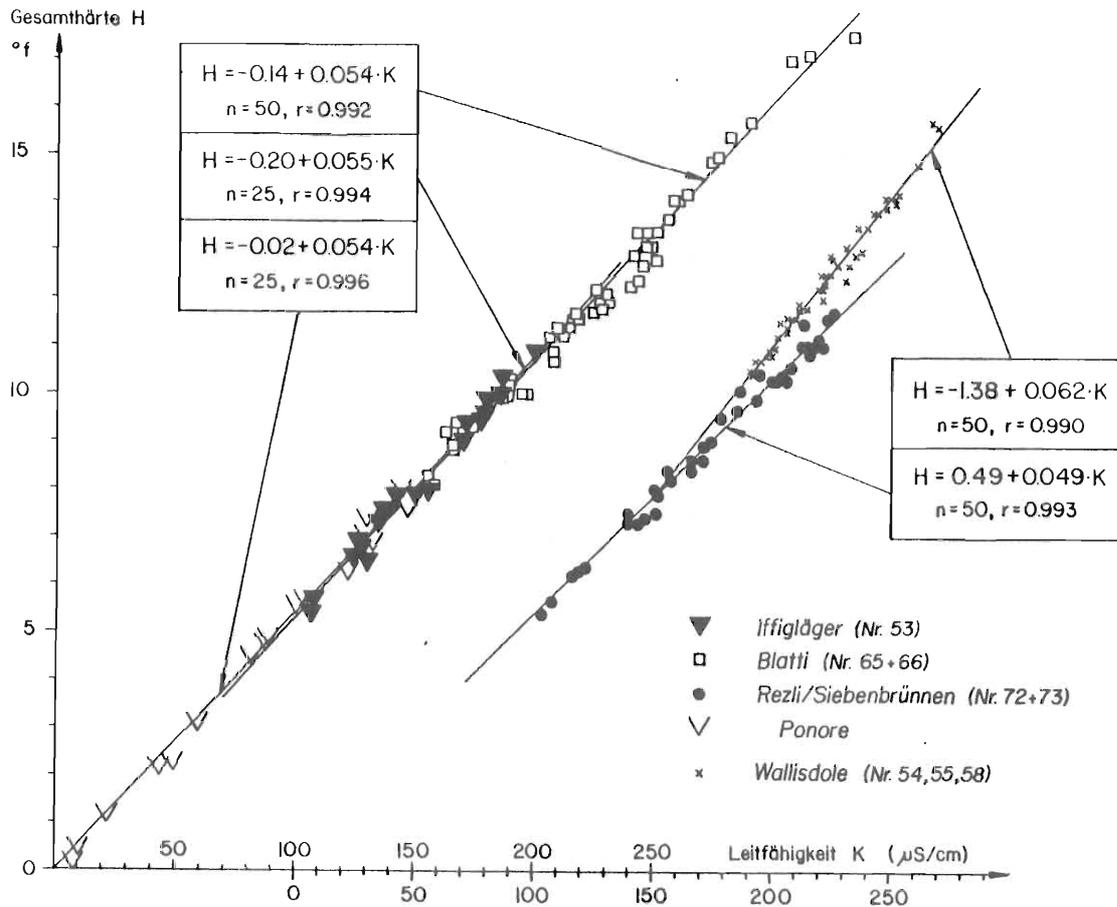


Fig. 57: Gesamthärte in Funktion der spezifischen Leitfähigkeit einiger Gewässer im Rawil-Gebiet.

Tabelle 28 zeigt die Verhältnisse bei den einzelnen Gruppen in numerischer Form; angenommen ist eine lineare Abhängigkeit zwischen den beiden Grössen, was in Anbetracht der relativ kleinen Schwankungsbereiche der jeweiligen Härtegrade nicht abwegig erscheint. Das Steigungsmass b fällt erstens bei der Quelle beim Ammertentbach (Nr. 77) und den Quartärquellen in der Wallisdole (Nr. 54, 55, 58) aus dem Rahmen, da diese Wässer grosse Härten aufweisen und sich damit die leichte Krümmung der Funktionskurve auswirkt, und zweitens bei der Quellgruppe Siebenbrünnen/Rezli (Nr. 72 - 74), wo evt. der deutlich erhöhte Mg-Gehalt eine Rolle spielt.

Alle in Tabelle 28 aufgezeichneten, für die Karstquellen des Untersuchungsgebietes repräsentativen Funktionen sind sehr ähnlich den in französischen Karstgebieten errechneten (ROQUES, 1967), aber deutlich verschieden den Verhältnissen

im Areuse-Becken (BURGER, 1959) oder im nordostalpinen Karst (ZÖTL, 1961).

Gesamthärte ($^{\circ}\text{f}$) = a + b Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}$); n = Probenzahl, r = Korrelationskoeff.					
Gewässer	n	a	b	r	Bereich ($^{\circ}\text{f}$)
Ponore	25	-0.02	0.054	0.996	0 - 8
Iffigläger-Quelle (Nr. 53)	25	-0.20	0.055	0.994	4 - 12
Wallisdole (Quartär Nr. 54,55,58)	50	-1.38	0.062	0.990	10 - 16
Blatti-Quellen (Nr. 65 und 66)	50	-0.14	0.054	0.992	7 - 18
Qu. b. Limigr. Trüebbach (Nr. 71)	25	0.19	0.055	0.992	10 - 15
Rezli/Siebenbrünnen (Nr. 72 - 74)	50	0.49	0.049	0.993	4 - 12
Karstquellen Rezliberg E (Nr. 75,76,78)	50	-0.31	0.056	0.994	4 - 14
Quelle beim Ammertebach (Nr. 77)	25	-1.34	0.062	0.993	9 - 15

Tabelle 28: Spezifische Leitfähigkeit in Funktion der Gesamthärte bei Wässern aus dem Rawil-Gebiet.

Ein heikler Punkt ist die Messung des pH. Die Übereinstimmung der Laborwerte mit den im Felde gewonnenen Daten wird von MISEREZ (1973: 52ff) als gut erachtet. Nach PAULING (1973: 420) ist der pH wässriger Lösungen nur schwach temperaturabhängig: $\text{pH}_{250} = 7.00 \longrightarrow \text{pH}_{00} = 7.08$. Der Temperaturunterschied der Wässer im Feld und unter Laborbedingungen von etwa 15 °C führt also zu einer pH-Verschiebung von 0.05, womit der Fehler auf + 0.1 / - 0.05 pH-Einheiten steigt.

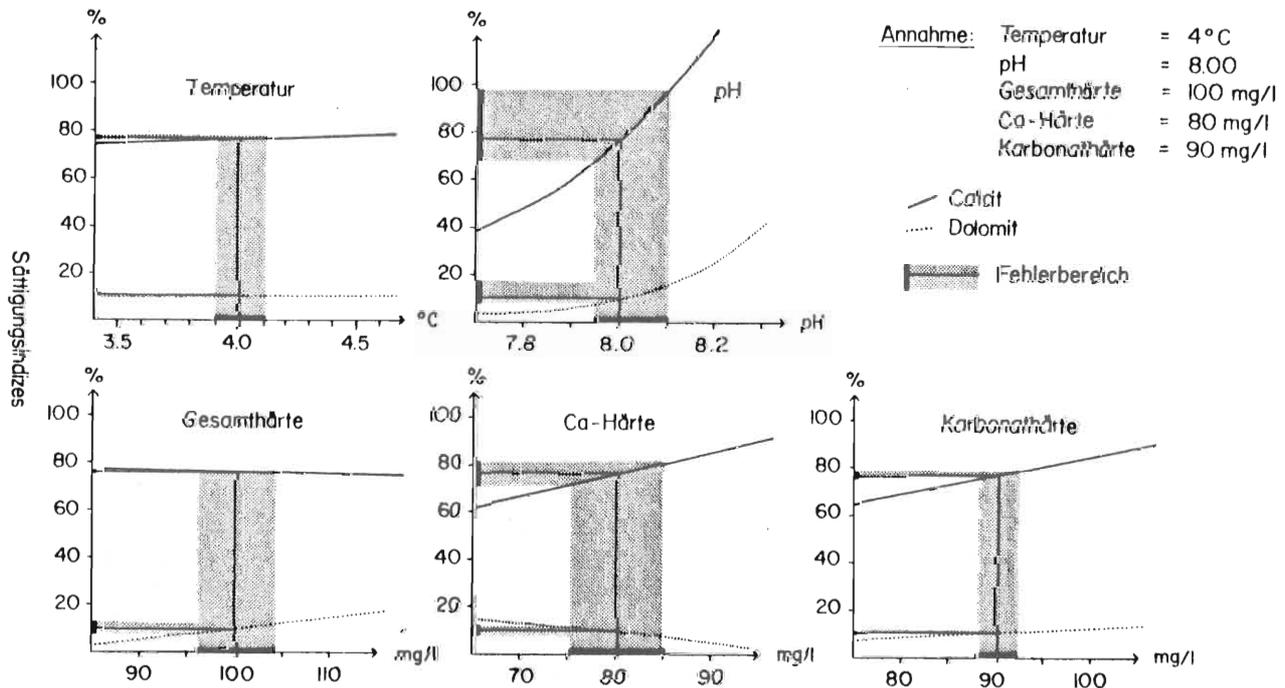


Fig. 58: Variationen des Sättigungsgrades in Funktion von Temperatur, pH und den Wasserhärten (ausgedrückt in mg CaCO_3/l).

Die Messung der Gesamthärte ist mit einem maximalen Fehler von etwa ± 4 mg CaCO_3/l bzw. ± 2 mg Ca^{++}/l behaftet. Die Titration des Calciums weist einen schlep-penden Umschlag auf, was dazu führt, dass der Calcium-Gehalt der Quellwässer eher zu niedrig angegeben wird (+ 4 mg/l, - 2 mg/l). Da die Differenz aus Gesamt- und Calciumhärte die Magnesiumhärte ergibt, werden bei dieser die Messfehler summiert (+ 2/ - 3 mg/l). Dies wirkt sich entsprechend auf das Verhältnis Mg/Ca aus; es wird bei extremer Ungenauigkeit etwa 10 abs% zu gross. Der scharfe Farbumschlag bei der Bestimmung der Karbonathärte erlaubt den Fehler auf ± 2 mg CaCO_3/l zu drücken.

Die Angaben des Mg-Gehaltes der Wässer sind neben messmethodischen auch mit einem systematischen Fehler behaftet, indem nämlich alle bivalenten Kationen ausser Ca zu diesem Wert beitragen. In erster Linie kommen Strontium, Barium, Eisen-II und Mangan als Störfaktoren in Frage. Messungen an Karstquellen im schweizerischen und schwäbischen Jura (MISEREZ, 1973: 199; WIRTH, 1974: 382f) lassen vermuten, dass da-durch der Magnesiumgehalt höchstens um 10 % (= weniger als 1 mg/l) zu hoch berech-net wurden. Angaben über den Gehalt der verschiedenen Elemente an Sedimentgesteinen gehen damit konform (BAUSCH, 1965; WEDEPOL, 1970; PERSOZ in KIRALY, 1973b). Da der Mg-Gehalt im Wasser immer auf dieselbe Weise ermittelt wurde, spielt die erwähnte Fehlermöglichkeit nur beim Vergleich mit dem röntgenographisch gewonnenen Mg/Ca-Verhältnis im Karbonatanteil der Gesteine eine gewisse Rolle.

Parameter	Methode/Gerät	Bereich	Fehlerbereich (abs%)	Nachweisgrenze
Gesamtkarbonat	gasvolumetrisch	0-100%	$\pm 1-3\%$	0.5%
unlöslicher Rückstand	2n-HCl	0-75%	+ 5/- 2%	0.1%
Calcit (Gestein + Suspension)	Diffraktometer	0-100%	$\pm 2\%$	1%
Dolomit (Gestein + Suspension)	Diffraktometer	0-70%	$\pm 2\%$	1%
Quarz (Gestein + Suspension)	Diffraktometer	0-50%	$\pm 2\%$	2%
Feldspäte (Gestein + Suspension)	Diffraktometer	0-10%	$\pm 3\%$	3-5%
Tonminerale (Gestein + Suspension)	Diffraktometer	0-75%	$\pm 5\%$	5-10%
Calcit (Suspension)	Guinier-Kamera	5-20%	$\pm 2\%$	1%
Dolomit (Suspension)	Guinier-Kamera	0-5%	$\pm 2\%$	1%
Quarz (Suspension)	Guinier-Kamera	20-40%	$\pm 5\%$	2%
Feldspäte (Suspension)	Guinier-Kamera	0-8%	$\pm 3\%$	3-5%
Tonminerale (Suspension)	Guinier-Kamera	45-65%	$\pm 10\%$	10%
Mg/Ca-Verhältnis im Karbonat	Diffraktometer	0-35%	$\pm 1\%$	-
Suspension	Filtration, Waage	0-40mg/l	$\pm 10(-50)\%$	0.1mg/l
Abfluss	Limnigraphen	0-x m ³ /s	$\pm 1-2\%$	-
Abfluss	Messwehre	0-0.5m ³ /s	- 2/+ 10%	-
Abfluss	Messkübel	0-15 l/s	$\pm 5\%$	-
Temperatur	Hg-Thermometer	0-15°C	$\pm 0.1^\circ\text{C}$	-
pH	pH-Meter	6-8.5	+ 0.1/- 0.05	-
Gesamthärte (als CaCO_3)	Titration	3-180mg/l	$\pm 4\text{mg/l}$	0.5mg/l
Calcium	Titration	1-50mg/l	+ 4/- 2mg/l	0.5mg/l
Magnesium	rechnerisch	-9mg/l	+ 2/- 3mg/l	-
Mg/Ca-Verhältnis	rechnerisch	3-40%	+ 6/- 8%	-
Karbonathärte (als CaCO_3)	Titration	3-150mg/l	$\pm 2\text{mg/l}$	1mg/l
Sättigungsindizes	rechnerisch	0-235%	+ 20/- 10%	-
spezifische Leitfähigkeit	Konduktometer	10-500µS/cm	$\pm 2\mu\text{S/cm}$	0.1µS/cm
Gesamthärte (als CaCO_3)	rechnerisch	-250mg/l	$\pm 5\text{mg/l}$	-
Sulfat	Photometer	4-80mg/l	$\pm 1-5\text{mg/l}$	-
Sauerstoff	elektrometrisch	6-11mg/l	$\pm 0.1\text{mg/l}$	-

Tabelle 29: Methoden und Fehlerabschätzungen einiger wichtiger Parameter. Der mittlere (analytische und systematische) Fehler wird nur halb so gross sein wie der angegebene "maximale".

Die zusammengesetzte Grösse des Sättigungsindizes ist mit all den Uebeln der benötigten Messungen (Temperatur, pH, Gesamt-, Calcium- und Karbonathärte) behaftet. Aus Figur 58 ist zu ersehen, dass v.a. der pH einen gravierenden Einfluss auf die Grösse des theoretischen Sättigungsgrades aufweist; die Werte haben deshalb nur indikativen Charakter. Eine zusätzliche Fehlerquelle ist die, dass bei den Löslichkeitsprodukten die gegenseitige Beeinflussung von verschiedenen Kationen bzw. Anionen nicht berücksichtigt wird (ROQUES, 1967; PICKNETT, 1972).

Die Ermittlung der reellen Niederschläge in Gebirgen ist ein bis anhin ungelöstes Problem; insbesondere die Präzipitationen in Form von Schnee werden, bedingt durch Windeffekte, mit den üblichen Messgeräten systematisch zu wenig erfasst (SEVRUK, 1978). Trotzdem stütze ich mich, mangels gültiger Alternativen, bei der Berechnung von Abflusskoeffizienten und Verdunstung auf unkorrigierte Niederschlagswerte.

B. Kurze Erläuterungen zur karsthydrogeologischen Kartenskizze

Es gibt eine grosse Anzahl von Beispielen hydrogeologischer Karten von Karstgebieten. PALOC (1975) lässt die verschiedenen Typen, Möglichkeiten und die wünschbaren Unterscheidungen der kartographischen Darstellung Revue passieren. Ein spezielles Konzept zur Erfassung der Verbreitung und Gefährdung des Karstes in Oesterreich erarbeiteten TRIMMEL et al. (1978). Die hydrogeologische Karte des Kantons Neuenburg von KIRALY (1973a) ist das einzige schweizerische Werk grösseren Massstabs, das für die Darstellung des Rawil-Gebietes als Vorbild dienen könnte. Alle hier zitierten Arbeiten konnten sich aber nebst einer umfangreichen Datenfülle verschiedener Farben als Präsentationshilfen bedienen, was im vorliegenden Falle mit seiner ausschliesslichen Schwarz-weiss-Technik von vornherein grosse Einschränkungen in den Aussagemöglichkeiten bedeutet.

Für die hydrogeologische Kartenskizze des Untersuchungsgebietes schwebte eine Unterscheidung der Formationen nach ihren verschiedenen Gesteinsdurchlässigkeiten im Aufschlussbereich vor (Fig. 20), ergänzt mit den wichtigeren Ponoren und Quellen sowie deren Charakteristiken. Angestrebt ist also, in erster Linie die für die Hydrologie relevanten Karsterscheinungen der Oberfläche darzustellen, insbesondere die intensive Verzahnung von Gebieten mit unterirdischem Abfluss mit solchen aufzuzeigen, wo oberirdischer Abfluss dominiert; es ist noch darauf hinzuweisen, dass auch Wasser aus kaum verkarstungsfähigen Arealen versinken können, wenn unterhalb gut korrodierbare Gesteine anstehen (vgl. die hydrogeologische Karte am Schluss dieser Arbeit mit Fig. 22). Die geologischen Profile (Fig. 7, 9, 10, 12, 14 und 18, plus solche aus der Literatur: BADOUX et al., 1959; BADOUX & LOMBARD, 1962; FURRER, 1962), sowie das Faziesquerprofil (Fig. 2) ermöglichen die Projektion der Karte in die dritte Dimension.

Als Grundlage dienten neben den topographischen Karten des Gebietes die geologischen von FURRER et al. (1956) und BADOUX et al. (1959, 1962); ergänzt wurden sie durch geologische Detailkartierungen von LAUBER (1975) und WILDBERGER (1975) sowie

durch zahlreiche Feldbegehungen. In der hydrogeologischen Kartenskizze auf der Beilage wurden vorerst alle ausgedehnten, steilen Geländepartien (ca. > 30 - 40°) in den Festgesteinen ausgeschieden, da dort praktisch keine Versinkungen auftreten, im weiteren solche mit quartärer Bedeckung. Die übrigen Areale wurden gemäss den Klassen der Gebirgsdurchlässigkeit in Figur 20 dargestellt; die natürliche Variationsbreite der Formationen, ebenfalls in dieser Figur und aus Tabelle 3 ersichtlich, ist damit der Uebersichtlichkeit halber vernachlässigt worden.

Die wichtigsten Signaturen betreffen die Quellen und deren kennzeichnenden Merkmale. Unter den Ponoren werden nur die Kategorien mit mehr bzw. weniger als ungefähr 10 l/s im Durchschnitt unterschieden. Das Einzeichnen von Höhlen beschränkt sich auf die mir bekannten, grösseren Objekte; eigentliche Details der Karstmorphologie wie Karrentypen, Dolinen u.a. sind auf der Kartenskizze nicht vermerkt.

Die Darstellung der Verbindung der verschiedenen verkarsteten Areale mit den zugehörigen Quellen, welcher im einzelnen noch viel Unsicherheiten anhaften, wurde in Figur 22 versucht.

<u>Karstquellen</u>	
13 Source de l'Ertentse, 2040 m	61 Quelle b. Geltenschuss, 1900 m
19 Source des Urgesses I, 2000 m	64 Quelle b. Stigelberg, 1805 m
20 Source des Urgesses II, 1945 m	65 Alte Blatti-Quelle, 1215 m
22 S. de Diuc d'en Bas, 1800 m	66 Neue Blatti-Quelle, 1210 m
23 Source de Vatseret, 1980 m	71 Quelle b. Trüebbach, 1405 m
26 Source des Arolles, 1915 m	72 Rezli-Quelle, 1405 m
27+28 S. de la Loquesse, 1900 m	73 Siebenbrünnen, 1440 m
29 Source de Lourantse, 1815 m	74 Quelle südl. Siebenbrünnen, 1530 m
36 Source du Six, 1895 m	75 Quelle im Sumpf, 1410 m
44a Source de Sérune, 1940 m	76 Quelle b. Laubbach, 1420 m
45a Source de Pochet, 2160 m	77 Quelle b. Ammertebach, 1380 m
46 Source de la Sionne, 2080 m	78 Doppel-Quelle, 1390 m
51 Felsen-Quelle, 2100 m	81 Quelle d. Flueseelibach, 2150 m
53 Iffigläger-Quelle, 1570 m	82 Quelle d. Laubbach, 2090 m
<u>Quartärquellen</u>	
8 Source du Coin, 1760 m	52a Neue Groppi-Quelle, 1710 m
9 Source du Plat, 1900 m	54 Quelle Wallisdole West, 1540 m
10 Source du Torrent, 1895 m	55 Quelle Wallisdole Ost, 1540 m
11 Source du Tunnel, 2040 m	56 Winterchäle-Quelle, 2130 m
47 Sources des Audannes, 2560 m	57 Quelle im Hohbergtäli, 1830 m
51a Quelle im Seetäli, 1900 m	58 Quelle Wallisdole Süd, 1540 m
52 Alte Groppi-Quelle, 1720 m	59 Hildebrand-Quelle, 1610 m

Tabelle 30: Verzeichnis der Quellen auf der "Karsthydrogeologischen Karte des Rawil-Gebietes".

Literaturverzeichnis

- AMBACH W., EISNER H. & PESSL K. (1972): Isotopic Oxygen Composition of Firn, Old Snow and Precipitation in Alpine Regions. - Z. Gletscherkd. Glazialgeol. VIII/1+2: 125-135.
- ANDRIST D., FLÜKIGER W. & ANDRIST A. (1964): Das Simmental zur Steinzeit. - Acta Bernensis III, Stämpfli, Bern.
- APEL R. (1971): Hydrogeologische Untersuchungen im Malmkarst der südlichen und mittleren Frankenalb. - Geol. bavar. 64: 268-355.
- BADOUX H. (1945): La géologie de la Zone des cols entre la Sarine et le Hahnenmoos. - Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 84.
- (1946): L'Ultraschweiz au nord du Rhône valaisan. - Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 85.
 - (1963): Les unités ultraschweizes de la Zone des Cols. - Eclogae geol. Helv. 56/1: 1-13.
 - (1972): Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. - Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) 143.
 - (1973): Rapport hydrologique annuel 1972-73 sur les sources valaisannes proches du tunnel du Rawil. - Rapp. inédit.
 - (1974): Rapport hydrologique annuel 1973-74 sur les sources valaisannes proches du tunnel du Rawil. - Rapp. inédit.
 - (1975): Rapport hydrologique annuel 1974-75 sur les sources valaisannes proches du tunnel du Rawil. - Rapp. inédit.
 - (1976): Rapport hydrologique annuel 1975-76 sur les sources valaisannes proches du tunnel du Rawil. - Rapp. inédit.
 - (1977): Rapport hydrologique annuel 1976-77 sur les sources valaisannes proches du tunnel du Rawil. - Rapp. inédit.
 - (1978a): Tunnel de reconnaissance du Rawil. Remarques sur les échantillons d'eaux prélevés en février 1978. - Rapp. inédit.
 - (1978b): Remarques sur les sources libérées par le tunnel du Rawil à 2626.5 et à 2755 m de l'entrée S. - Rapp. inédit.
 - (1978c): Rapport hydrologique annuel sur les sources valaisannes proches du tunnel du Rawil pour 1977-1978. - Rapp. inédit.
- BADOUX H., BONNARD E.G. & BURRI M. (1959): Notice explicative de la feuille 35 - St-Léonard. Atlas géol. Suisse 1:25'000. - Comm. géol. Suisse.
- BADOUX H. & LOMBARD A. (1962): Notice explicative de la feuille 41 - Lenk. Atlas géol. Suisse 1:25'000. - Comm. géol. Suisse.
- BADOUX H. & NABHOLZ W. (1976): Karstwasser-Markiersversuch Rawil 1975. - unpubl. Rapp.
- BAKALOWICZ M. (1974): Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. I. Relation entre minéralisation et conductivité. - Ann. spéléol. 29/2: 167-173.
- (1975): Variations de la conductivité d'une eau en fonction de la température, et précisions des mesures. - Ann. spéléol. 30/1: 3-6.
 - (1976): Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'étude de l'organisation des écoulements souterrains. - Ann. sci. Univ. Besançon (3^{es.}), Géol. 25: 49-58.
- BAKALOWICZ M. & AMINOT A. (1974): Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. III. Premiers résultats obtenus sur le système karstique du Baget durant le cycle hydrologique 1973. - Ann. spéléol. 29/4: 485-493.

- BAKALOWICZ M., BLAVOUX B. & MANGIN A. (1974): Apports du traçage 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.
- BARETTO P.M.C. (1975): Radon-222 Emanation Characteristics of Rocks and Minerals. - in: Radon in Uranium Mining: 129-150. Int. At. Energy Agency, Vienna.
- BAUER F. (1961): Kalkabsätze unter Kalkalpengletschern und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung heute gletscherfrei werdender Karrenformen. - Z. Gletscherkd. Glazialgeol. IV/3: 215-225.
- (1967): Die Durchführung und Auswertung von Sporentriftversuchen. - Steir. Beitr. Hydrogeol. 1966/67: 249-266.
 - (1976): Ergebnisse des Fluoreszenztracer-Nachweises mittels Aktivkohle. - in: Gospodaric R. & Zötl J. (1976): 149-153.
- BAUER F., BEHRENS H. & ZUPAN M. (1976): Fluoreszenztracer. - in : Gospodaric R. & Zötl J. (1976): 205-209.
- BERCLAZ M.-A. (1971): Grotte de la Lourantse. - Cavernes valais. 1.
- (1975): P.I - Pra Combère. - Cavernes valais. 3: 11-15.
 - (1976): Rétrospective 71-75. - Cavernes valais. 5: 3-6.
 - (1977): Six ans de collaboration interclubs: Le karst haut-alpin du Sanetsch. - Stalactite 27/1: 3-14.
- BERNER R.A. & MORSE J.W. (1974): Dissolution Kinetics of Calcium Carbonate in Sea Water: IV. Theory of Calcite Dissolution. - Amer. J. Sci. 274: 108-134.
- BINGGELI V. (1961): Zur Morphologie und Hydrologie der Valle del Lucomagno (Lukmanier-Brenno, Ticino). - Beitr. Geol. Schweiz (Hydrol.) 12.
- BLAVOUX B., CHAUVE P., CLAUDON G., METTETAL J.P., MUDRY J. & PASQUIER C. (1976): Premiers résultats d'expérience de traçage isotopique par l'oxygène 18 dans le karst du premier plateau jurassien, au sud et à l'est de Besançon. - Ann. sci. Univ. Besançon (3^{es.}), Géol. 25: 71-78.
- BLESSING H.M. (1976): Karstmorphologische Studien in den Berner Alpen. - Tübinger geogr. Stud. 65.
- BÖGLI A. (1960): Kalklösung und Karrenbildung. - Z. Geomorph., Suppl. 2: 4-21.
- (1961): Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie. - Z. Geomorph. 5/3: 185-193.
 - (1963): Beitrag zur Entstehung von Karsthöhlen. - Höhle 14/3: 3-8.
 - (1964): Die Kalkkorrosion, das zentrale Problem der unterirdischen Verkarstung. - Steir. Beitr. Hydrogeol. 1963/64: 75-90.
 - (1969a): Neue Anschauungen über die Rolle von Schichtfugen und Klüften in der karsthydrographischen Entwicklung. - Geol. Rdsch. 58: 395-408.
 - (1969b): Poljen als karsthydrographischer Regelfaktor. - Abh. V. Int. Congr. Speleol., Stuttgart, 5.
 - (1970): Le Hölloch et son karst. - Baconnière, Neuchâtel.
 - (1971): Kalkabtrag in den nördlichen Kalkalpen. - Actes 4^e Congr. natl. spéléol., Neuchâtel 1970: 84-87.
 - (1975): Die wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen. - in: Gams I. (Ed.): Karst Processes and Relevant Landforms. - Int. Speleol. Union, Ljubljana, 141-149.
 - (1978): Karsthydrographie und physische Speleologie. - Springer, Berlin.
- BOLLI H. (1944): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höhern helvetischen Decken. - Eclogae geol. Helv. 37/2: 217-329.

- BONI C.F. (1975): Recherches géologiques et géophysiques. - in: Burger A. & Dubertret L. (Ed.): Hydrogeology of Karstic Terrains. - Int. Assoc. Hydrogeol., Paris, 91-104.
- BOUSSAC J. (1912): Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. - Impr. natl., Paris.
- BREITSCHMID A. (1978): Sedimentologische Untersuchungen in der eocaenen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken. - Eclogae geol. Helv. 71/1: 143-157.
- BURGER A. (1959): Hydrogéologie du Bassin de l'Areuse. - Thèse Univ. Neuchâtel.
- (1972): Chimie de la dissolution des roches carbonatées. - Centre hydrogéol. Univ. Neuchâtel, inédit.
 - (1975): Chimisme des roches et de l'eau. - in: Burger A. & Dubertret L. (Ed.): Hydrology of Karstic Terrains, 79-89. - Int. Assoc. Hydrogeol., Paris.
- BURGER A., MARCÉ A., MATHEY B. & OLIVE PH. (1972): Tritium et oxygène-18 dans les bassins de l'Areuse et de la Serrière (Jura neuchâteloise, Suisse). - Ann. sci. Univ. Besançon (3^{es.}), Géol. 15: 79-87.
- CABROL P. (1978): Contributions à l'étude du concrétionnement carbonaté des grottes du sud de la France, morphologie, genèse, diagenèse. - Mém. Cent. Etud. Rech. géol. hydrogéol. XII.
- CARLÉ W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. - Wiss. Verlagsges., Stuttgart.
- CASTAGNY G. (1967): Traité pratique des eaux souterraines. - Dunod, Paris.
- CLARK S.P. & JÄGER E. (1969): Denudation Rate in the Alps from Geochronological and Heat Flow Data. - Amer. J. Sci. 267: 1143-1160.
- CURL R.L. (1962): The Aragonite-Calcite Problem. - Natl. Speleol. Soc. Bull. 24/2: 57-73.
- DEAN W.E. (1974): Determination of Carbonate and Organic Matter in Calcareous Sediments and Sedimentary Rocks by Loss of Ignition: Comparison with other Methods. - J. sediment. Petrol. 44/1: 242-248.
- DICKSON J.A.D. (1966): Carbonate Identification and Genesis as Revealed by Staining. - J. Sediment. Petrol. 44/1: 491-505.
- DINÇER T. & PAYNE B.R. (1971): An Environmental Isotope Study of the South-Western Karst Region of Turkey. - J. Hydrol. 14: 233-258.
- DINÇER T., PAYNE B.R., YEN C.K. & ZÖTL J. (1972): Das Tote Gebirge als Entwässerungstypus der Karstmassive der nordöstlichen Kalkhochalpen (Ergebnisse von Isotopenmessungen). - Steir. Beitr. Hydrogeol. 24: 71-109.
- DROGUE C. (1967): Essai de détermination des composants de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures. - Chron. Hydrogéol. 10: 43-47.
- DUPHORN K. (1976): Kommt eine neue Eiszeit? - Geol. Rdsch. 65: 845-864.
- EIDG. AMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg.) (1975): Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz 1974. - Eidg. Drucksachen- u. Materialzentrale, Bern.
- (1976): Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz 1975. - Eidg. Drucksachen- u. Materialzentrale, Bern.
 - (1978): Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz 1976. - Eidg. Drucksachen- u. Materialzentrale, Bern.
- EISSELE W. (1961): Erfahrungen mit der Sporentriftmethode. - Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 5: 345-350.

- EK C. & PISSART A. (1965): Dépôt de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles. - C.R. Acad. Sci. (Paris) 260, Groupe 9: 929-932.
- ELLENBERGER W. (1976): Hydrologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Simme oberhalb Zweisimmen (Lenk und Umgebung). - Diss. Univ. Bern, unpubl.
- FINK M.H. (1973): Der Dürrenstein. - Wiss. Beih. Z. "Die Höhle" 22.
- FISCHBECK R. (1976): Mineralogie und Geochemie carbonatische Ablagerungen in europäischen Höhlen - ein Beitrag zur Bildung und Diagenese von Speleothems. - N. Jb. Mineral. Abh. 126/3: 269-291.
- FORD D.C., HARMON R.S., SCHWARCZ H.P., WIGLEY T.M.L. & THOMPSON P. (1976): Geohydrologic and Thermometric Observations in the Vicinity of the Columbia Icefield, Alberta and British Columbia, Canada. - J. Glaciol. 16/74: 219-230.
- FUNK H.P. (1969): Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten. - Eclogae geol. Helv. 62/1: 191-203.
- FURRER H. (1939): Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe. - Mitt. natf. Ges. Bern 1938: 35-167.
- (1949): Die Geologie des Mont Bonvin. - Eclogae geol. Helv. 42/1: 13-21.
 - (1962): Erläuterungen zu Blatt 32 - Gemmi. Geol. Atlas Schweiz. - Schweiz. geol. Komm.
 - (1963): Projet de coloration du Lac d'Iffigen. - Rapp. inédit.
- GASSMANN H.R. (1968): Vorbereitung und Wintereinstieg in eine Höhle in 2420 m Höhe. - Stalactite 18/2: 55-56.
- GERSTENHAUER A. & PFEFFER K.H. (1966): Beiträge zur Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen. - Abh. Karst- u. Höhlenkd. Reihe A, Speläol. H. 2.
- GEYH M.A. (1974): Erfahrungen mit der ^{14}C - und ^3H -Methode in der angewandten Hydrogeologie. - Oesterr. Wasserwirtsch. 26/3+4: 49-54.
- GEYH M.A. & GROSCHOPF P. (1978): Isotopenphysikalische Studie zur Karsthydrogeologie der Schwäbischen Alb. - Abh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 8: 7-58.
- GOLDSMITH J.R., GRAF D.L. & HEARD H.C. (1961): Lattice Constants of the Calcium-Magnesium Carbonates. - Amer. Mineralogist 46: 453-457.
- GOSPODARIC R. & ZÖTL J.G. (1976): Markierung unterirdischer Wässer (Untersuchungen in Slowenien 1972-1975). - Steir. Beitr. Hydrogeol. 28: 7-257.
- GROBET A.H. (1963a): Essai d'une étude sur le karst de la région du col du Rawyl (Hautes-Alpes calcaires, Valais-Berne). - Actes 2^e Congr. natl. spéléol. 1962: 58-61.
- (1963b): Première étape des travaux d'études spéléologiques sur la région du Rawyl: Région de Rawyl. - Rapp. inédit.
 - (1963c): Deuxième étape des travaux d'études spéléologiques sur la région du Rawyl: Sources du Locques - Grottes d'Armeillon - de Tatevin. - Rapp. inédit.
- GUILLAUME A. & GUILLAUME S. (1980): L'érosion au Plio-Quaternaire dans les Alpes - Bilan quantitatif. - Eclogae geol. Helv. 73/1: 326-329.
- HÄBERLI W. (1972): Die bisherigen Untersuchungen über den Wasserhaushalt im Gebiet Kraftwerke Lienne und Iffigenbach-Trübbach-Simme. - unpubl. Rapp.
- HÄBERLI W. (1978): Sahara Dust in the Alps - a Short Review. - Z. Gletscherkd. Glazialgeol. XIII (1977): 206-208.
- HANSHAW B.B. & HALLET B. (1978): Oxygen Isotope Composition of Subglacially Precipitated Calcite: Possible Paleoclimatic Implications. - Science, 200: 1267-1270.

- HILL C.A. (1976): Cave Minerals. - Natl. speleol. Soc., Huntsville, Alabama, USA.
- HODGMAN CH.D. (Ed.) (1952): Handbook of Chemistry and Physics. - Cleveland, Ohio, USA.
- HOFER A. (1959): Das Mikroskopieren der Planktonnetzproben. - Steir. Beitr. Hydrogeol. 1959: 140-145.
- HOLLAND H.D., KIRSIPU T.V., HUEBNER J.S. & OXBURGH U.M. (1964): On some Aspects of the Chemical Evolution of Cave Waters. - J. Geol. 72/1: 36-67.
- HRIBAR F. & BIDOVEC F. (1972): Hydrologische und hydraulische Gesichtspunkte bei Markiersversuchen. - Geol. Jb. (C) 2: 35-60.
- HUBER K. (1933): Geologie der Sattelzone bei Adelboden. - Mitt. natf. Ges. Bern: 21-134.
- JÄCKLI H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. - Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36.
- JACOBSSHAGEN V. (1967): Zur Deutung der Falten-Abschiebungen (Untervorschiebungen). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1967/8: 513-517.
- JAMIER D. (1975): Etude de la fissuration, de l'hydrogéologie et de la géochimie des eaux profondes des Massifs de l'Arpille et du Mont-Blanc. - Thèse Univ. Neuchâtel.
- (1976): Interprétation des essais de traçage des eaux karstiques. - Ann. sci. Univ. Besançon (3^es.), Géol. 25: 229-240.
- JOB C. (1970): Die Verwendung atmosphärischen Tritiums und anderer Radionuklide zu hydrogeologischen Untersuchungen. - Steir. Beitr. Hydrogeol. 1970: 215-230.
- JOHNS W.D., GRIM R.E. & BRADLEY W.F. (1954): Quantitative Estimation of Clay Minerals by Diffraction Methods. - J. sediment. Petrol. 24: 242-251.
- KANZ W. (1977a): Das Talgrundwasser des Maintals im Grenzbereich Muschelkalk-Buntsandstein. - Diss. Univ. Tübingen.
- (1977b): Auswirkungen landwirtschaftlicher Düngung auf Grundwasser. - Geol. Rdsch. 66: 877-890.
 - (1978): Die Uferfiltrationsanlage von Karlstadt a.M. - eine Modelluntersuchung. - Schriftenr. bayer. Landesamt Wasserwirtsch. 7: 174-182.
- KERS L.E. (1964): Förekomst av subglacialt utfälld Kalksten i solna samt i Gardvik, Västerbottens Län. - Geol. Fören. Stockholm Förh. 86: 282-310.
- KESSLER H. (1972): Zur Frage des Versickerungsanteils in Karstgebieten. - Wasserwirtsch. 62/5: 147-149.
- KIRALY L. (1973b): Notice explicative de la carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel. - Suppl. Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 96.
- (1975): Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. - in: Burger A. & Dubertret L. (Ed.): Hydrogeology of Karstic Terrains: 53-67. - Int. Assoc. Hydrogeol., Paris.
 - (1978): La notion d'unité hydrogéologique, essai de définition. - Bull. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel 2: 83-216.
- KIRALY L. & MOREL G. (1976): Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulé par modèles mathématiques. - Bull. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel 1: 37-60.
- KLEBER W. (1969): Einführung in die Kristallographie. - Verl. Technik, Berlin.
- KNUCHEL F. (1961): Auf den Spuren eines Höhlensystems zwischen Hohgant, Thuner- und Brienersee. - Jb. Thuner- u. Brienersee 1961: 63-79.

- KORTUM G. (1970): Lehrbuch der Elektrochemie. - Verl. Chemie, Weinheim.
- KRAUSE H. (1966): Oberflächennahe Auflockerungserscheinungen in Sedimentgesteinen Baden-Württembergs. - Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 8: 269-323.
- KÜBLER B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'Illite. - Bull. Cent. Rech. Pau - SNPA 2/2: 385-397.
- KÜTTEL M. (1979): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und zum Gletscherrückzug in den westlichen Schweizer Alpen. - Ber. schweiz. bot. Ges. 89/1+2: 9-62.
- LAUBER TH. (1975): Geologie der Gebirgsregion zwischen Rawilpass und Iffigenalp (Wildhorn-Decke). - Diplomarb. Univ. Bern, unpubl.
- LeGRAND H.E. & LaMOREAUX P.E. (1975): Hydrogeology and Hydrology of Karst. - in: Burger A. & Dubertret L. (Ed.): Hydrogeology of Karstic Terrains: 9-19. - Int. Assoc. Hydrogeol., Paris.
- LEHMANN O. (1932): Die Hydrographie des Karstes. - Deutike, Wien.
- LEIBUNDGUT CHR. (1974): Fluoreszierende Markierstoffe in der Hydrologie. - Mitt. natf. Ges. Bern (N.F.) 31: 63-84.
- LIECHTI P. (1931): Geologische Untersuchung der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschrégion südlich des Thunersees. - Mitt. natf. Ges. Bern (1930): 78-206.
- LLIBOUTRY L. (1965): Traité de glaciologie 2: Glaciers, variation du climat, sols gelés. - Masson, Paris.
- LUGEON M. (1909): Le glacier karstique de la Plaine Morte. - P.V. Soc. vaud. sci. nat.
- (1914/16/18): Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. - Matér. Carte Géol. Suisse (n.s.) 30.
- LUGEON M. & JÉRÉMINE E. (1911): Les bassins fermés des Alpes suisses. - Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 17.
- MACKENZIE R.C. & MELDAU R. (1959): The Agening of Sesquioxide Gels. I. Iron Oxide Gels. - Min. Mag. 32/245: 153-165.
- MAIRE R. (1976): Recherches géomorphologiques sur les karsts haut-alpins des massifs de Platé, du Haut-Giffre, des Diablerets et de l'Öberland occidental. - Thèse Univ. Nice, inédit.
- (1978): Les karsts sous-glaciaires et leurs relations avec le karst profond. - Rev. Géogr. alp. 2+3: 139-148.
- MANGIN A. (1971): Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. - Ann. Spéléol. 26/2: 283-329.
- (1974a): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. 1^e partie: Généralités sur le karst et les lois d'écoulement utilisées. - Ann. Spéléol. 29/3: 283-332.
 - (1974b): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. 2^e partie: Concepts méthodologiques adoptés. Systèmes karstiques étudiés. - Ann. Spéléol. 29/4: 495-601.
 - (1975a): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. 3^e partie: Constitution et fonctionnement des aquifères karstiques. - Ann. Spéléol. 30/1: 21-124.
 - (1975b): La calcimétrie, description, critique et utilisation de la méthode. - Ann. Spéléol. 30/3: 417-426.
 - (1976): Les systèmes karstiques et leur méthodologie d'investigation. - Ann. sci. Univ. Besançon (3^{es.}), Géol. 25: 263-273.

- MARGRITA R., EVIN J., FLANDRIN J. & PALOC H. (1970): Contribution des mesures isotopiques à l'étude de la Fontaine de Vaucluse. - *Isotope Hydrol.* 1970: 333-348, Int. At. Energy Agency, Vienna.
- MARTINEC J., SIEGENTHALER U., OESCHGER H. & TONGIORGI E. (1974): New Insights into the Run-off Mechanism by Environmental Isotopes. - *Isotope Tech. Groundwater Hydrol.* 1974/I: 129-143, Int. At. Energy Agency, Vienna.
- MATHEY B. (1971): La méthode au charbon actif dans les essais de coloration à la fluorescéine. - *Actes 4^e Congr. natl. Spéléol.* 1970: 53-61.
- MATHEY B. & MOREL G. (1974): Analyse des composants du bilan hydrologique par régression multiple. - *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.* 97 (3^{es.}): 315-326.
- MATHEY B. & SIMEONI J.P. (1971): Estimation de la perméabilité en terrains calcaires par essais d'injection d'eau. - *Ann. sci. Univ. Besançon (3^{es.}), Géol.* 15: 165-175.
- MATHYS H. (1974): Klimatische Aspekte zur Frostverwitterung in der Hochgebirgsregion. - *Mitt. natf. Ges. Bern (N.F.)* 31: 49-62.
- MAUERHOFER D. (1978): Hydrologische Untersuchungen im Saanenland. - *Diss. Univ. Bern, unpubl.*
- MILLIMAN J.D. (1974): *Marine Carbonates.* - Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- MILLOT G., LUCAS J. & PAQUET H. (1965): Evolution géochimique par dégradation et aggradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère. - *Geol. Rdsch.* 55: 1-20.
- MIOTKE F.D. (1974): Der CO₂-Gehalt der Bodenluft in seiner Bedeutung für die aktuelle Kalklösung in verschiedenen Klimaten. - *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (3.F.)* 29: 51-67.
- MISEREZ J.J. (1971): Premier bilan des indices de saturation en carbonates dans le bassin supérieur de l'Areuse (NE). - *Actes 4^e Congr. natl. Spéléol. Neuchâtel* 1970: 104-120.
- (1973): Géochimie des eaux du karst jurassien (Contribution physico-chimique à l'étude des altérations). - *Thèse Univ. Neuchâtel.*
 - (1975a): Chimie des eaux d'infiltration dans le massif des Sieben Hengste (Berne). - *Actes 5^e Congr. natl. Spéléol. Interlaken* 1974: 102-114.
 - (1975b): Variations chimiques de sources karstiques et bilan de l'altération. Exemple de l'Areuse et de la Noiraigue (Jura neuchâtelois). - *Actes 5^e Congr. natl. Spéléol. Interlaken* 1974: 115-129.
- MÖLLER P. & KUBANEK F. (1976): Role of Magnesium in Nucleation Processes of Calcite, Aragonite and Dolomite. - *N. Jb. Mineral. Abh.* 126/2: 199-220.
- MONOPOLIS D. (1973): Holokarst: Distinction en bassins hydrogéologiques. - *Bull. Bur. Rech. géol. min. (2) III/1*: 45-54.
- MONTANDON F. (1946): Les trois récents séismes du Valais central (10 novembre 1945, 25 janvier 1946 et 30 mai 1946). - *Rev. Etud. Calamités IX/24*: 50-66.
- MOORE G.W. (1956): Aragonite Speleothems as Indicator of Paleotemperatures. - *Amer. J. Sci.* 254: 746-753.
- MOREHOUSE D.F. (1968): Cave Development via Sulfuric Acid Reaction. - *Natl. Speleol. Soc. Bull.* 30: 1-10.
- MORSE J.W. & BERNER R.A. (1972): Dissolution Kinetics of Calcium Carbonate in Sea Water: II. A Kinetic Origin for the Lisoclyne. - *Amer. J. Sci.* 272: 840-851.
- MÜLLER F., CAFLISCH T. & MÜLLER G. (1976): *Firn und Eis der Schweizer Alpen - Gletscherinventar.* - Geogr. Inst. ETH Zürich, Publ. 57.
- MÜLLER G. (1967): *Methods in Sedimentary Petrology.* - Schweizerbart., Stuttgart - Hafner, New York/London.

- MÜLLER G. & FÖRSTNER U. (1969): Sedimenttransport im Mündungsgebiet des Alpenrheins. - Geol. Rdsch. 58: 229-259.
- MÜLLER G., IRION G. & FÖRSTNER U. (1972): Formation and Diagenesis of Inorganic Ca-Mg Carbonates in the Lacustrine Environment. - Naturwissenschaften 59: 158-164.
- MÜLLER I. (1975): Premiers résultats des études hydrogéologiques dans la région du Vanil-Noir (Préalpes fribourgeoises). - Actes 5^e Congr. natl. Spéléol. Interlaken 1970: 138-144.
- (1976a): Observations hydrogéologiques dans la région du Vanil-Noir (Préalpes fribourgeoises). - Eclogae geol. Helv. 69/2: 481-499.
 - (1976b): Résultats des recherches hydrogéologiques dans la région des Gastlosen orientales (Préalpes fribourgeoises et bernoises). - Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 65 (3): 165-181.
 - (1976c): L'importance d'un dispositif, in situ et en continu, pour l'observation des paramètres physiques et chimiques dans les sources karstiques. - Ann. sci. Univ. Besançon (3^{es.}), Géol. 25: 317-320.
- MÜLLER J., KRETZLER W. & HIRNER A. (1976): Zur Methodik von Schwebstoffuntersuchungen an Flusswässern. - Wasser/Abwasser 117/5: 220-222.
- MUXART-STCHOUKOY T. (1975): Note sur la solubilité de la dolomite et des mélanges calcite+dolomite dans l'eau. - Actes 5^e Congr. natl. Spéléol. Interlaken 1974: 145-154.
- NABHOLZ W. & HÄBERLI W. (1972): Erster Bericht betr. Quellenkataster und Abflussverhältnisse auf der Rawil-Nordseite. - unpubl. Rapp.
- (1974): Bericht über das hydrologische Jahr 1972/73 für die Rawil-Nordseite. - unpubl. Rapp.
 - (1975): Bericht über das hydrologische Jahr 1973/74 für die Rawil-Nordseite. - unpubl. Rapp.
 - (1976): Bericht über das hydrologische Jahr 1974/75 für die Rawil-Nordseite. - unpubl. Rapp.
 - (1977): Bericht über das hydrologische Jahr 1975/76 für die Rawil-Nordseite. - unpubl. Rapp.
 - (1978): Bericht über das hydrologische Jahr 1976/77 für die Rawil-Nordseite. - unpubl. Rapp.
 - (1979): Bericht über das hydrologische Jahr 1977/78 für die Rawil-Nordseite. - unpubl. Rapp.
- NIKLAUS M. (1967): Geomorphologische und limnologische Untersuchungen am Oeschinensee. - Beitr. Geol. Schweiz, Hydrol. 14.
- NYDEGGER P. (1967): Untersuchungen über Feinstofftransport in Flüssen und Seen, über Entstehung von Trübungshorizonten und zuflussbedingten Strömungen im Brienersee und einigen Vergleichsseen. - Beitr. Geol. Schweiz, Hydrol. 16.
- OBERHÄNSLI H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation (Oberkreide, Helvetische Decken der Schweizer Alpen). - Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.) 150.
- OESCHGER H. (1976): Bericht über Isotopenmessungen an Quellen im Rawilgebiet. - unpubl. Rapp.
- OESCHGER H. & GUGELMANN A. (1974): Das geophysikalische Verhalten der Umweltisotope als Basis für Modellrechnungen in der Isotopenhydrologie. - Oesterr. Wasserwirtsch. 26/3+4: 43-49.

- OESCHGER H. & SIEGENTHALER U. (1972): Umgebungsisotope im Dienste der Hydrologie und Ausblick auf neue Methoden. - Wasser/Abwasser 113/11: 501-508.
- OGDEN A.E. & RAUCH H.W. (1977): The Effects of Hydrogeologic Setting on Storm Response of Karst Springs in Monro County, West Virginia, USA. - Mem. 12th Congr. int. Assoc. Hydrogeol: 363-376, Huntsville, Alabama, USA.
- OTZ H. (1979): Hydrologische Untersuchungen im Raume Lenk-Stoos-Stübli-Lauenen. - unpubl. Rapp.
- PALOC H. (1975): Cartographie des eaux souterraines en terrains calcaires. - in: Burger A. & Dubertret L. (Ed.): Hydrogeology of Karstic Terrains: 137-148. - Int. Assoc. Hydrogeol., Paris.
- (1977): Karst anciens et eaux actuelles. - Mem. 12th Congr. int. Assoc. Hydrogeol: 229-238, Huntsville, Alabama, USA.
- PASQUIER F. & PERSOZ F. (1977): Oxydation des calcaires mésozoïques sous la molasse du Plateau suisse et paléokarst. - Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. 43/105: 21-28.
- PAULING L. (1973): Grundlagen der Chemie. - Verl. Chemie, Weinheim.
- PAVONI N. (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz. - Eclogae geol. Helv. 70/2: 351-370.
- (1980): Comparison of focal mechanisms of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of the Central Valais, Swiss Alps. - Eclogae geol. Helv. 73/2: 551-558.
- PAVONI N. & MAYER-ROSA D. (1978): Seismotektonische Karte der Schweiz 1:750'000. - Eclogae geol. Helv. 71/2: 293-295.
- PETERS-KÜMMERLY B.E. (1973): Untersuchungen über Zusammensetzung und Transport von Schwebstoffen in einigen Schweizer Flüssen. - Geographica helv. 28/3: 137-151.
- PETERS T.J. (1965): Zur quantitativen röntgenographischen Bestimmung von Albit und Kalifeldspat in pelitischen Sedimentfraktionen. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45/1: 115-121.
- PFEFFER K.H. (1976): Probleme der Genese von Oberflächenformen auf Kalkgestein. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 26: 6-34.
- POCHON M. & SIMEONI J.P. (1976): Comportement hydrodynamique, nature et rôle traceur des troubles argileux des sources karstiques. - Ann. sci. Univ. Besançon (3^{es.}), Géol. 25: 321-339.
- POUNDER E.R. (1962): The Physics of Sea-Ice. - in: Hill M.N. (Ed.): The Sea - Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas 1: Physical Oceanography. 826-838. Intersci. Publishers, New York/London.
- PRIESNITZ K. (1969): Ueber die Vergleichbarkeit von Lösungsformen auf Chlorid-, Sulfat- und Karbonatgestein - Ueberlegungen zu Fragen der Nomenklatur und Methodik der Karstmorphologie. - Geol. Rdsch. 58: 427-438.
- (1974): Lösungsraten und ihre geomorphologische Relevanz. - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (3.F.) 29: 68-85.
- DE QUERVAIN M. (1979): Schneedeckenablation und Gradtage im Versuchsfeld Weissfluhjoch. - Mitt. Versuchsanst. Wasserbau, Hydrol. + Glaziol. 41: 215-232.
- QUINIF Y. (1977): Note sur les karsts haut-alpins du Rawyl. - Cavernes valais. 6: 28-37.
- RICHTER W. & LILLICH W. (1975): Abriss der Hydrogeologie. - Schweizerbart., Stuttgart.
- ROQUES H. (1967): Chimie des carbonates et hydrogéologie karstique. - in: Fenelon P. (Ed.): Phénomènes karstiques. - Mém. Doc. Cent. natl. Rech. sci. 4: 113-141.

- SALATHÉ H.R. (1961): Die stadiale Gliederung des Gletscherrückganges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung. - Verh. natf. Ges. Basel 72/1: 137-230.
- SAMUELSON L. (1964): Nya fynd av subglacialt bildade Kalkstenar. - Geol. Fören. Stockholm Förh. 85: 414-427.
- SCHAER J.P. (1979): Mouvements verticaux, érosion dans les Alpes, aujourd'hui et au cours du Miocène. - Eclogae geol. Helv. 72/1: 263-270.
- SCHAUB H.P. (1936): Geologie des Rawilgebietes. - Eclogae geol. Helv. 29/2: 337-407.
- SHELLER E. & EGLOFF R. (1972): Iffigenalp - Seismische Untersuchungen. - Geotest, Zollikofen, unpubl. Rapp.
- SHELLMANN W. (1960): Experimentelle Untersuchungen über die sedimentäre Bildung von Goethit und Hämatit. - Chemie d. Erde 20 (1959/60): 104-135.
- SCHNEIDER T. (1980): Stauanlage Zeuzier - Geologisch-geotechnisch-hydrogeologische Aspekte der Mauerdeformationen. - Wasser, Energie, Luft, 72. Jg., 7/8: 193-200.
- SCHOTTERER U. (1974): Anwendungsbeispiele der Isotopenhydrologie und -glaziologie in der Schweiz. - Oesterr. Wasserwirtsch. 26/3+4: 70-74.
- SCHOTTERER U., FINKEL R., OESCHGER H., SIEGENTHALER U., WAHLEN M., BART G., GÄGGELER H. & VON GUNTEN H.R. (1977): Isotope Measurements on Firn and Ice Cores from Alpine Glaciers. - Int. Assoc. Hydrol. sci. Publ. 118: 232-236.
- SCHOTTERER U., WILDBERGER A., SIEGENTHALER U., NABHOLZ W. & OESCHGER H. (1979): Isotope Study in the Alpine Karst Region of Rawil, Switzerland. - Isotope Hydrol. 1978/I: 351-366. Int. At. Energy Agency, Vienna.
- SCHROEDER J.H. (1969): Experimental Dissolution of Calcium, Magnesium and Strontium from Recent Biogenetic Carbonates: A Model of Diagenesis. - J. Sediment. Petrol. 39: 1057-1073.
- SCHULZ E.F. (1976): Problems in Applied Hydrology. - Water Resour. Publ., Fort Collins, Colorado, USA.
- SCHUNKE E. (1976): Zum Problem des Schichtflächenkarstes im Nord-Pindos, Griechenland. - Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 26: 65-78.
- SEVRUK B. (1978): Einfluss des systematischen Niederschlagsfehlers auf die Genauigkeit der Verdunstungsbestimmung aus der Wasserbilanz. - in: Die Verdunstung in der Schweiz. - Beitr. Geol. Schweiz - Hydrol. 25: 85-95.
- SHUSTER E.T. & WHITE W.B. (1971): Seasonal Fluctuations in the Chemistry of Limestone Springs: A Possible Means for Characterizing Carbonate Aquifers. - J. Hydrol. 14: 93-128.
- SIEGEL F.R. & REAMS M.W. (1966): Temperature Effect on Precipitation of Calcium Carbonate from Calcium Bicarbonate Solutions and its Applications to Cavern Environments. - Sedimentology 7: 241-248.
- SIEGENTHALER U. (1972): Bestimmung der Verweildauer von Grundwasser im Boden mit radioaktiven Umweltisotopen (^{14}C , Tritium). - Gas/Wasser/Abwasser 52/9.
- SIEGENTHALER U. & SCHOTTERER U. (1977): Hydrologische Anwendungen von Isotopenmessungen in der Schweiz. - Gas/Wasser/Abwasser 57/7: 501-506.
- SIGRIST W. (o.J.): Grundlagen und Technologie der Sigrist-Photometer. - Sigrist-Photometer, Zürich, unpubl.
- SIMEONI J.P. & TRIPET J.P. (1971): Influence de l'hétérogénéité de la perméabilité des roches sur la surface piézométrique: Quelques essais réalisés sur papier conducteur. - Actes 4^e Congr. natl. Spéléol. Neuchâtel 1970: 68-77.
- SMITH A.Y., BARETTO P.M.C. & POURNIS S. (1975): Radon Methods in Uranium Exploration. - in: Radon in Uranium Mining, 185-211. - Int. At. Energy Agency, Vienna.

- STACHER P. (1977): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation (Helvetische Oberkreide der Schweizer Alpen). - Diss. Eidg. Techn. Hochsch. Zürich, unpubl.
- STICHLER W. & HERRMANN A. (1978): Räumlich-zeitliche Variationen der Isotopengehalte randalpiner Niederschläge. - Veröff. schweiz. meteorol. Zent.anst. 40: 271-275.
- STRAYLE G. (1970): Karsthydrologische Untersuchungen auf der Ebinger Alb (Schwäbischer Jura). - Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 12: 109-206.
- TANNER A.B. (1964): Radon Migration in the Ground: A Review. - in: Adams A.S. & Lowder W.M. (Ed.): The Natural Radiation Environment, 161-190, Univ. Chicago Press.
- TESTAZ G. (1974): Note sur la dynamique des bassins fermés des Hautes-Alpes calcaires de Suisse occidentale. - Mém. Doc. (n.s.) 15: 139-149.
- TRIMMEL H. (1965): Speläologisches Fachwörterbuch. - Landesver. Höhlenkd. Wien u. Niederösterreich, Wien.
- (1968): Höhlenkunde. - Vieweg, Braunschweig.
 - (1971): Das Phänomen der "Karsttische" (Karrentische) - ein Beitrag zu den Problemen einer einheitlichen Karstterminologie. - Die Höhle 22/4: 105-111.
 - (1972): Ein Nachtrag zur Literatur über Karsttische (Karrentische). - Die Höhle 23/3: 111-112.
 - (1975): Die natürlichen Höhlenräume im Silberbergwerk Oberzeiring (Steiermark). - Die Höhle 26/2-3: 56-61.
- TRIMMEL H., BARDOLF G., FINK M.H. & STUMMER G. (1978): Die Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarten Oesterreichs im Massstab 1:50'000. - Wiss. Beih. Z. "Die Höhle" 27.
- TRIPET J.P. (1973): Etude hydrogéologique du bassin de l'Areuse (Jura neuchâtelois). - Matér. Géol. Suisse, Hydrol. 21.
- TRÖGER W.E. (1973): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale - Teil 2: Textband. - Schweizerbart., Stuttgart.
- TRUDGILL S.T. (1976): The Subaerial and Subsoil Erosion of Limestone on Aldabra Atoll, Indian Ocean. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 26: 201-210.
- VILLINGER E. (1978): Zur Karsthydrologie des Blautopfs und seines Einzugsgebietes (Schwäbische Alb). - Abh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 8: 59-127.
- WALLING D.E. (1974): Suspended Sediment and Solute Yields from a Small Catchment Prior to Urbanization. - Inst. brit. Geogr., sec. Publ. 6: 169-192.
- WEDEPOHL K.H. (1970): Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen und petrogenetischen Aussagewert. - Verh. geol. Bundesanst. (Wien) 1970/4: 692-705.
- WEYER K.U. (1972): Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetterabflusses. - Diss. Univ. Bonn.
- WHITE W.B. (1977): Role of Solution Kinetics in the Development of Karst Aquifers. - Mem. 12th Congr. int. Assoc. Hydrogeol., 503-517, Huntsville, Alabama, USA.
- WILDBERGER A. (1975): Zur Geologie des Iffigtales und des Fensters von Schwand (Obersimmental). - Diplomarb. Univ. Bern, unpubl.
- (1978): Anwendungsversuch natürlicher Tracer: Mg/Ca-Verhältnis und Suspension in Karstquellen des Rawilgebietes (Berner Oberland und Wallis). - Actes 6^e Congr. natl. Spéléol., Suppl. 10 Stalactite: 157-166.
 - (1979): Beiträge zur Karsthydrogeologie des Rawil-Gebietes (Helvetische Kalkhochalpen zwischen Wildhorn und Wildstrubel). - Diss. Univ. Bern, ungek. Ausg., unpubl.

- WILDBERGER A., BADOUX H. & NABHOLZ W. (1978): Zur Karst-Hydrogeologie im Gebiet des Rawilpasses (Berner Oberland und Wallis). - *Eclogae geol. Helv.* 71/2: 277-292.
- WINLAND H.D. (1969): Stability of Calcium Carbonate Polymorphs in Warm, Shallow Seawater. - *J. sediment. Petrol.* 39/4: 1579-1587.
- WIRTH K.H. (1974): Spurenelementgehalte in Quellwässern und ihre Beziehung zum durchflossenen Gestein. - *Geol. Mitt. (Aachen)* 12: 367-383.
- WITTWEN R., WASER H. & MATHEY B. (1971): Essai de fixation de la sulforhodamin B et de la sulforhodamin G extra sur charbon actif. - *Actes 4^e Congr. natl. Spéléol. Neuchâtel* 1970: 78-83.
- ZOJER H. (1978): Vergleiche von Ergebnissen der Anwendung von Isotopenmethoden in alpinen Karstgebieten. - *Steir. Beitr. Hydrogeol.* 30: 127-138.
- ZOJER H. & ZÖTL J. (1974): Die Bedeutung von Isotopenmessungen im Rahmen kombinierter Karstwasseruntersuchungen. - *Oesterr. Wasserwirtsch.* 26/3+4: 62-70.
- ZÖTL J. (1961): Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. - *Steir. Beitr. Hydrogeol.* 1960/61: 53-183.
- (1974): *Karsthydrogeologie*. - Springer, Wien/New York.
- ZWITTKOVITS F. (1969): Alters- und Höhengliederung der Karren in den Nördlichen Kalkalpen. - *Geol. Rdsch.* 58: 378-395.

Geologische Karten

- BADOUX H., BONNARD E.G., BURRI M. & VISCHER A. (1959): Feuille 35 - St-Léonard, Atlas géol. Suisse 1:25'000. - *Comm. géol. Suisse*.
- BADOUX H., GAGNEBIN E., LOMBARD A., McCONNELL R.B., DE RAAF M., SCHAUB H.P. & VISCHER A. (1962): Feuille 41 - Lenk, Atlas géol. Suisse 1:25'000. - *Comm. géol. Suisse*.
- FURRER H., BADOUX H., HUBER K. & VON TAVEL H. (1956): Blatt 32 - Gemmi, Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. - *Schweiz. geol. Komm.*
- KIRALY L. (1973a): Carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel 1:50'000. - *Impr. Attinger, Neuchâtel*.
- LAUBER TH. (1975): Geologische Karte der Gebirgsregion zwischen Rawilpass und Iffigenalp (Wildhorn-Decke) 1:10'000. - *Geol. Inst. Univ. Bern, unpubl.*
- LUGEON M. (1910): Carte géologique des Hautes-Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander 1:50'000. - *Carte spéc. no. 60, Comm. géol. Suisse*.
- WILDBERGER A. (1975): Geologische Karte des Iffigtales und des Fensters von Schwand 1:10'000. - *Geol. Inst. Univ. Bern, unpubl.*