

Karsthydrogeologische Untersuchungen in den Kalkvoralpen  
S Waidhofen/Ybbs (Niederösterreich)

von

Rudolf J. PAVUZA

mit

13 Abb., 1 Tab.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Rudolf J. Pavuza  
Rotenmühlgasse 59/8  
A-1120 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	29	S. 133--160	Wien, Nov. 1983
---------------------------------------	----	-------------	-----------------

### Inhalt

1. Zusammenfassung, Abstract . . . . .	134
2. Einleitung . . . . .	134
3. Stratigraphie und Tektonik . . . . .	135
4. Hydrographie und Hydrologie . . . . .	142
5. Hydrogeochemie . . . . .	144
6. Hydrodynamik . . . . .	149
7. Hydrogeologische Gebietsbeschreibung . . . . .	153
8. Geomorphologie . . . . .	157
9. Vergleich mit dem „Hochgebirgskarst“ . . . . .	157
10. Literatur . . . . .	159

#### 1. Zusammenfassung

Der voralpine Karst des waldbedeckten Gebietes SW von Waidhofen/Ybbs liegt am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen. Als tektonische Hauptelemente treten die Frankenfelsen, sowie die Lunzer Decke auf, wobei letztere eine Stockwerkstektonik zeigt. Hydrogeologisch ist für das Gebiet ein hoher unterirdischer Abfluß von rund 40–60 % bezogen auf den Niederschlag typisch. Dieses Wasser dürfte in erster Linie die Lockersedimentaquifere der Tallagen anspeisen.

Die Abflußverhältnisse der phreatischen Zone des Karstwasserkörpers werden durch das für jedes einzelne Karstgebiet typische Zusammenwirken der geologischen und geomorphologischen Gegebenheiten in erster Linie bestimmt und sind modellmäßig gut darstellbar. Die vadose Zone, die in den Kalkhochalpen stärker in den Vordergrund tritt und dort für wesentlich schwieriger zu interpretierende Verhältnisse verantwortlich ist, ist in den Kalkvoralpen SW Weyer von relativ geringer Bedeutung.

#### Abstract

The pre-alpine karst of the woodlands SW of Waidhofen/Ybbs belongs to the Nördliche Kalkalpen. The geological situation is dominated by two nappes, in one of them one can find a so called Stockwerkstektonik (different tectonic levels). The hydrogeology is characterized by the importance of subsurface runoff (40–60 %). This water seems to feed the pleistocene aquifers of the surrounding valleys. Subsurface runoff seems to be controlled by the relationship of Geology and Geomorphology which is typical for each particular karst area. This relates to the phreatic zone which is more important here in the pre-alpine areas while in the high altitude Karst one can find extensive vadose zones with a very complex hydrology.

#### 2. Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt eine Kurzfassung einer in den Jahren 1979 – 1982 durchgeführten Dissertation am Geologischen Institut der Universität Wien dar (PAVUZA, 1982).

Ausgehend von einer geologischen Neukartierung des auf den ersten Blick eintönigen Gebietes, bei der bereits Rücksicht auf die hydrogeologischen Erfordernisse genommen werden mußte, wurde das Gebiet eingehend hydrogeologisch und hydrogeochemisch bearbeitet.

Da die Arbeit bis auf eine Ferialpraxis bei der ÖMV - A. G., die sich aber nur auf die geologische Kartierung bezog, selbst finanziert wurde, waren aufwendigere Untersuchungen, wie etwa Isotopentests von vornherein auszuschließen.

Hauptaufgabe war daher die Untersuchung der Zusammenhänge von Geologie, Geochemie und Hydrologie sowie ihre Veränderungen in Raum und Zeit und die Erstellung eines hydrogeologischen Modells. Da das Arbeitsgebiet in der Vergangenheit hydrogeologisch noch nicht untersucht wurde, standen als Unterlagen lediglich die alte geologische Karte von GEYER (1912) sowie einige Arbeiten, die das Gebiet randlich, vor allem S Waidhofen, berühren und bei TOLLMANN (1976) im einzelnen angeführt sind, zur Verfügung.

Die Lage des Arbeitsgebietes ist aus Abb. 1 ersichtlich.



Abb. 1, Lage des Arbeitsgebietes

### 3. Stratigraphie und Tektonik

Die stratigraphischen Verhältnisse des Untersuchungsraumes sind gekennzeichnet durch das Vorherrschen obertriadischer Sedimente, namentlich Opponitzer Schichten und Hauptdolomit. In den Randbereichen (südlich Waidhofen sowie SW Weyer) treten allerdings noch eine ganze Reihe weiterer Schichtglieder auf, die in ihrer Gesamtheit in Form von Säulenprofilen in Abb. 2 dargestellt sind.

Die beiden oben erwähnten „Hauptkarstwasserleiter“ zeigen eine teilweise vielfältige Detailstratigraphie. So sind den Opponitzer Schichten bereichsweise „Zementmergel“ zwischengeschaltet, die sich geomorphologisch und hydrologisch lokal in Form von kleinen Quellen und Vernässungen bemerkbar machen.

Ein typisches Hauptdolomitprofil aus dem Bereich des Saurüssels im Süden des Arbeitsgebietes läßt eine große Zahl zwischengeschalteter mergeliger „Keuperlagen“ sowie bituminöse, typmäßig den „Seefelder Ölschiefern“ ähnlichen Lagen und kalkigere Einschaltungen erkennen (Abb. 3). Die feinkörnigen Zwischenlagen wirken als relative Karstwasserstauer und führen zu kleinen, lokalen Karstwasserkörpern. Ähnliches konnte von TRAINDL (1982, S. 136) im Bereich des Sonnberges NE Weyer beobachtet werden.

Als gute Karstwasserleiter fungieren ferner Muschelkalk, Plattenkalke und Kössener Schichten (nur in der Lunzer Decke kalkig ausgebildet) sowie teilweise die jurassischen Sedimente.

Als relative Karstwasserstauer sind anzusprechen: Lunzer Schichten, Kössener Schichten und Allgäuschichten der Frankenfelder Decke sowie die kretazischen Sedimente.

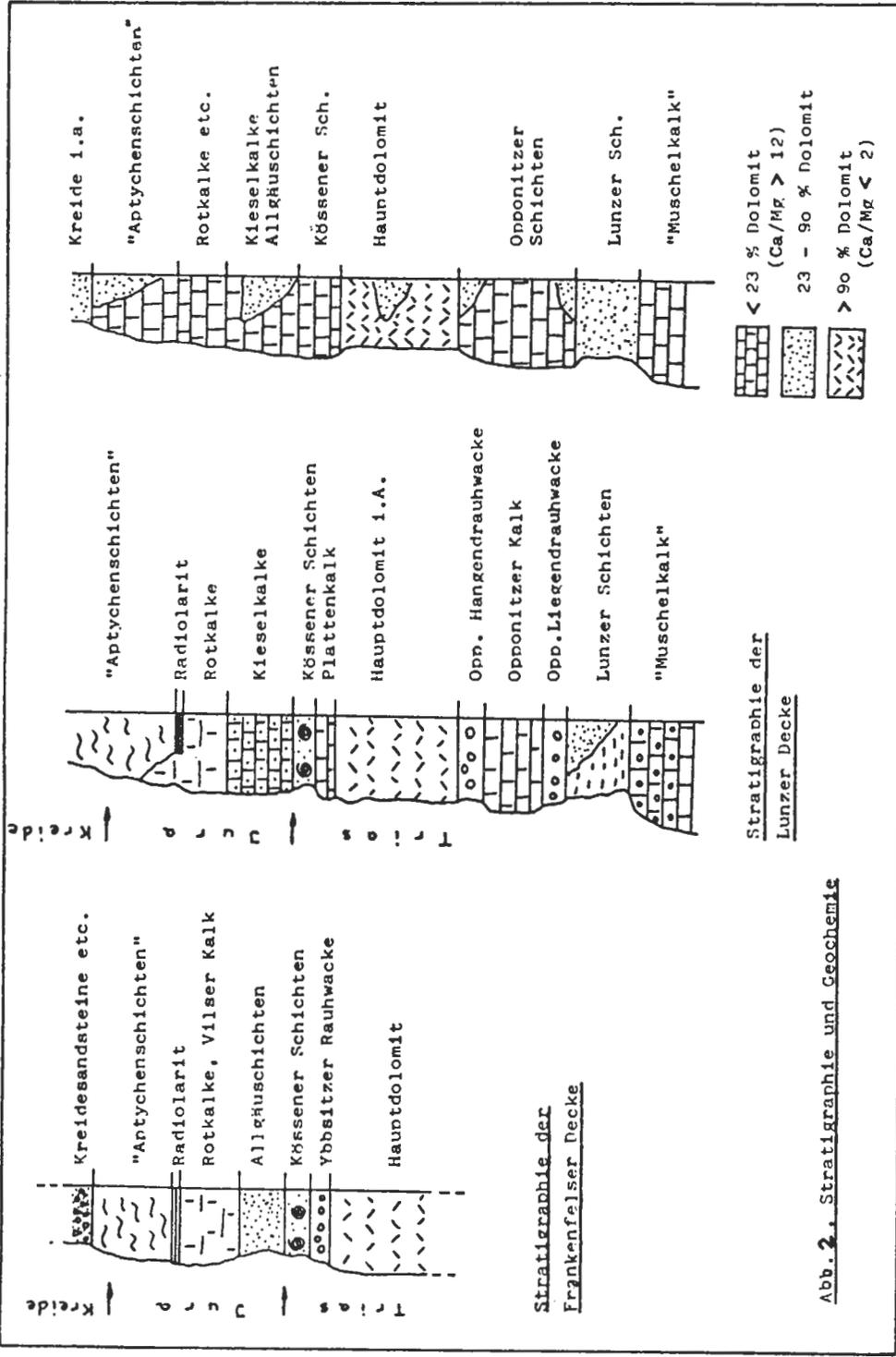


Abb. 2. Stratigraphie und Geochemie

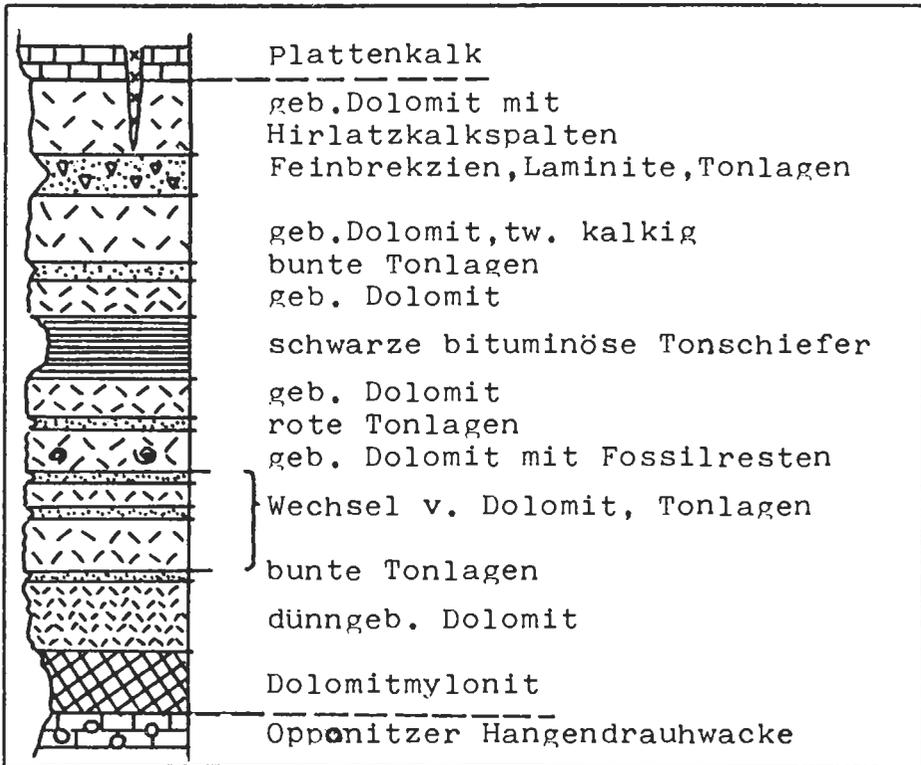


Abb. 3, Detailstratigraphie des Hauptdolomites E Weyer (Mächtigkeit der Zwischenlagen übertrieben!).

Eine Besonderheit stellt der basale Mylonithorizont des Hauptdolomites der Lunzer Decke dar, der aufgrund seines hohen Feinkornanteiles ebenfalls als relativer Stauer zu betrachten ist. Großtektonisch sind im gegenständlichen Gebiet fünf tektonische Einheiten zu unterscheiden:

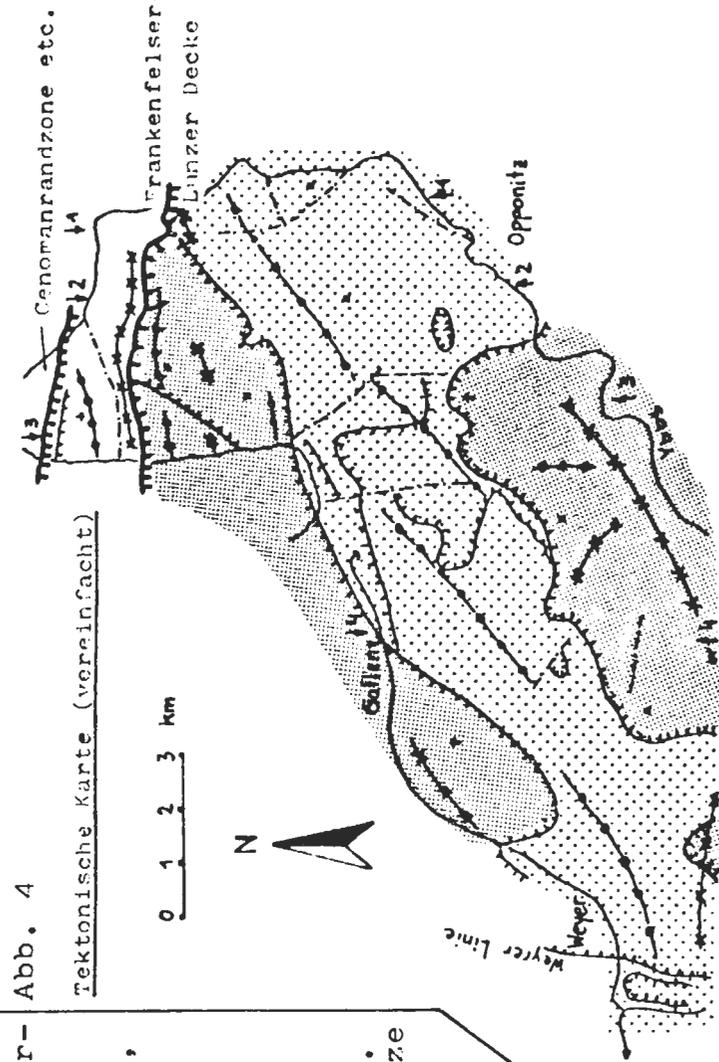
- Flyschzone
- Klippenzone
- Cenoman-Randschuppe
- Frankenfelder Decke
- Lunzer Decke

Während die ersten drei in karsthydrogeologischer Hinsicht nur als relative Stauer von Bedeutung sind, treten in den beiden eigentlichen kalkalpinen Decken Karstwasserstauer- und -leiter auf. Diese können einerseits stratigraphisch bedingt sein, wie vorher erläutert wurde, andererseits treten häufig tektonische Bewegungsflächen aufgrund des dabei entstandenen Feinmaterials als relative Stauer auf. Bereits vorhin wurde der basale Mylonit des Hauptdolomites der Lunzer Decke erwähnt. Dazu kommen noch (abschnittsweise) die Unterkante der Lunzer Decke selbst, sowie einzelne kleinere Störungen. Dabei ist zu vermerken, daß Störungen sowohl als hydrologische Sperren, als auch als bevorzugte Wegigkeiten auftreten können, was aber aufgrund der geologischen Aufnahme allein kaum festzustellen ist. Eine Aussage darüber erlaubt lediglich die Synthese der geologischen, hydrologischen und hydrochemischen Ergebnisse – das hydrogeologische Modell.

Abb. 4

Tektonische Karte (vereinfacht)

0 1 2 3 km



- Frankenfelsler-
- Lunzer Decke, oberes -
- unteres Stockwerk
- Deckengrenze
- Stockwerks- u. Schuppengrenze
- \* Synklinale
- Antiklinale
- - - Störung
- ↓ Profile

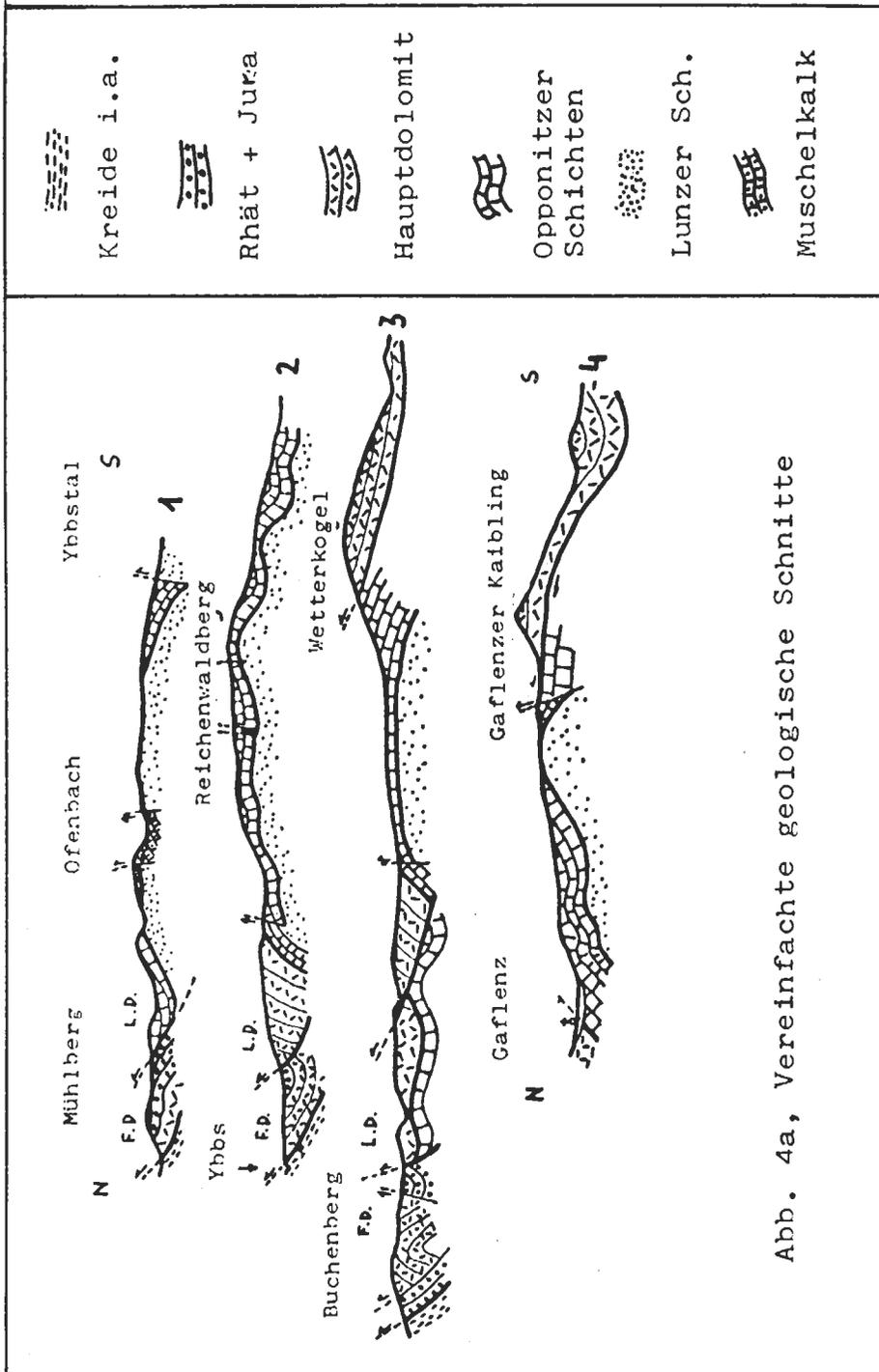


Abb. 4a, Vereinfachte geologische Schnitte

Die tektonische Situation ist in Abb. 4 und 4 a in schematischer Form sowie anhand einiger Profile dargestellt. Im Bereich der im Norden des Untersuchungsgebietes befindlichen Frankenfelder Decke ist die in sich gestörte Antiklinale des Buchenberges zu erwähnen, die von der tektonisch weniger verformten „Grasbergmulde“ südlich davon durch eine steile Störung getrennt ist. Die Frankenfelder Decke in ihrer Gesamtheit überschiebt die Cenoman-Randschuppe bzw. die Klippenzone knapp südlich von Waidhofen/Ybbs.

Südlich des Grasberges wird die Frankenfelder von der Lunzer Decke überschoben, wobei die Überschiebungsfläche teilweise senkrecht bis steil südfallend zu finden ist. Die schönste Stelle dieser Art existiert jedoch leider nur mehr auf Fotografien. An der Deckenstirn der Lunzer Decke bildet der hier vorherrschende Hauptdolomit stellenweise eine (durchgescherte) Stirnfalte, anderorts (s. Profile) kam es zu einer internen Überschiebung mit starken Verbiegungen im Hauptdolomit. Es fällt auch auf, daß gegen Osten zu immer ältere Schichtglieder die Deckenstirn bilden. Im Ostabschnitt des Arbeitsgebietes sind dies Opponitzer Schichten und in der weiteren Folge (östlich der Ybbs) Muschelkalk.

Für den Mittelabschnitt der Lunzer Decke im gegenständlichen Gebiet ist die flache, in sich gegliederte und an Brüchen versetzte „Ofenbergantiklinale“ typisch. Südlich davon folgt ein ausgedehntes Hauptdolomitgebiet in Form einer ausgeprägten Mulde mit einigen Querfalten.

Eine der wesentlichsten Erkenntnisse der Neukartierung in diesem Raum war aber die Auffindung einer Stockwerkstektonik innerhalb der Lunzer Decke. Man findet diese in zwei Bereichen: Während der erste sich offensichtlich nur auf das Gebiet SE Gaflenz beschränkt und in gewissem Sinne eine große Aufschuppung innerhalb der Opponitzer Schichten darstellt, tritt der zweite Fall auch großräumig in Erscheinung. Es scheint sich demnach das gesamte Hauptdolomitpaket über die liegenden Opponitzer Schichten bewegt zu haben unter der Bildung eines Mylonithorizontes, der fast an allen Aufschlußpunkten zu finden ist. Ferner deuten noch Winkeldiskordanzen, starke Verfaltungen der Opponitzer Schichten nahe der Überschiebungsfläche und andere Beobachtungen auf eine Relativbewegung des Hauptdolomites gegenüber den liegenden Opponitzer Schichten hin. Die mechanischen Eigenschaften der „Opponitzer Hangendrauhacke“ dürften den Vorgang begünstigt haben.

Für die Hydrogeologie ist die zuletzt erwähnte Stockwerkstektonik – wie bereits erwähnt – von großer Bedeutung, da der Mylonithorizont offensichtlich einen nahezu durchgehenden relativen Stauer darstellt, was durch die hydrogeochemischen und hydrogeologischen Beobachtungen bestätigt wurde.

Aufbauend auf den geologischen Beobachtungen wurde nun ein geologisches Modell erstellt. Grundlage war die Konstruktion einer Reliefkarte der wesentlichsten relativen Karstwasserstauer. Die Konstruktionsmethode dieser Karten wird in der Erdölgeologie seit längerer Zeit mit gutem Erfolg praktiziert. In Kombination mit Klüftigkeitskarten und anderen geologischen Daten erfolgen nun Prognosen über die mutmaßlichen hydrogeologischen Verhältnisse, die aber nun einer eingehenden Prüfung und Revision mittels hydrogeochemischer und hydrologischer Untersuchungen unterzogen werden müssen.

Einen kleinen Ausschnitt der „Staueroberkantenkarte“ der Lunzer Schichten zeigt Abb. 5, wobei Hoch- und Tiefzonen graphisch hervorgehoben wurden.

#### **Kurze Bemerkungen zur Quartärgeologie**

Im Zuge seiner Arbeiten im Ennstal bearbeitete van HUSEN (1968, 1971) auch

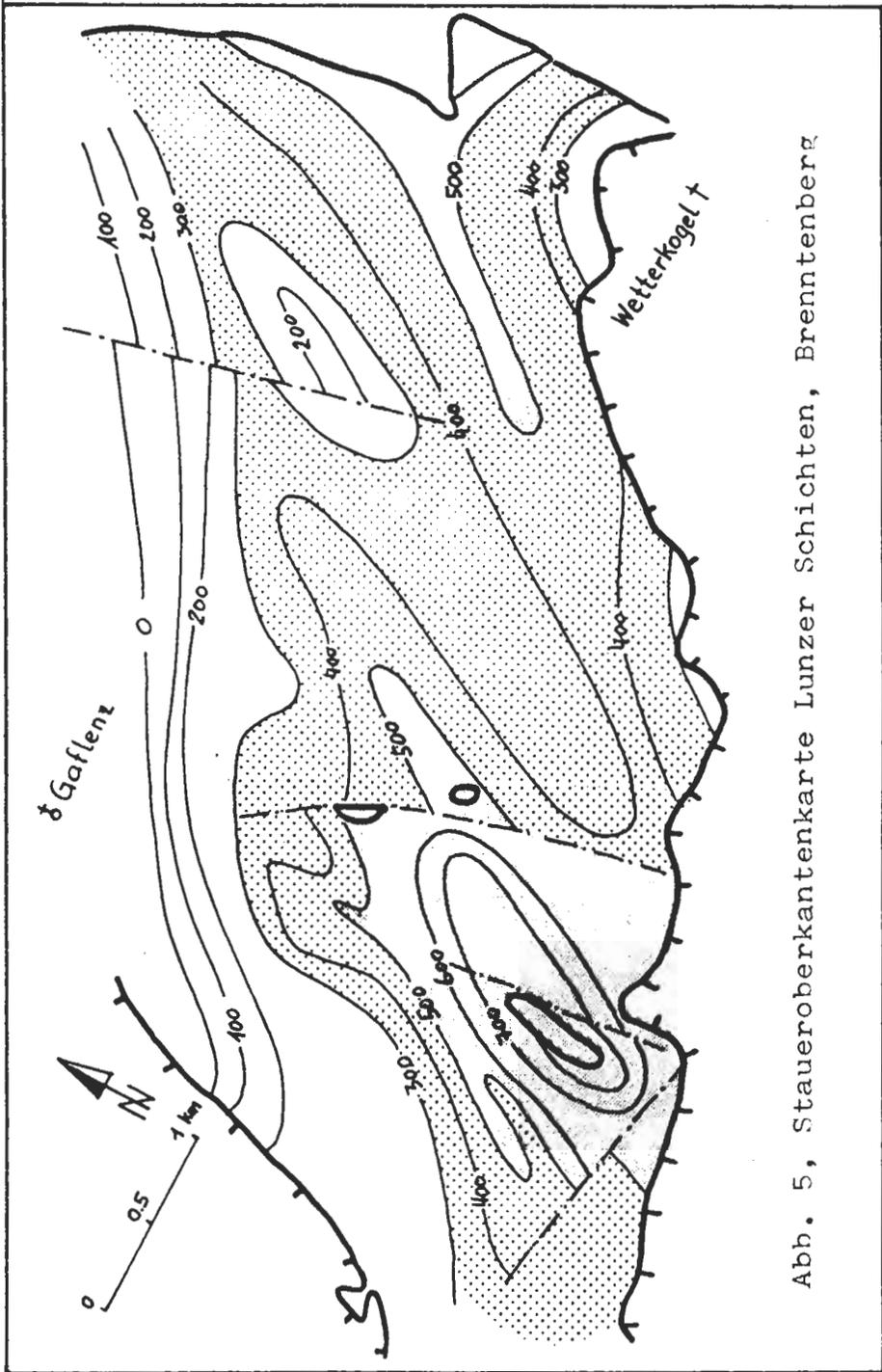


Abb. 5, Staueroberkantenkarte Lunzer Schichten, Brenntenberg

das Gebiet des Saurüssels. Er konnte die alte Ansicht eines ehemaligen Zuflusses der Ybbs über diesen Bereich zur Enns bestätigen. Demnach bestand die Verbindung bis ins frühe Riß. Dies wird auch durch die älteren, flach gegen Süden abfallenden Terrassenreste im Ybbstal südlich von Opponitz bestätigt.

Erst in der Folge wurde der Ybbsdurchbruch nördlich von Opponitz, das Kleine Gesäuse, geschaffen.

Während Terrassensedimente bis in das Becken von Gafrenz reichen, findet sich östlich der Türkenschanze im Schwarzbachtal nur schlecht sortierter Lokalschutt, der von seetonähnlichen Sedimenten überlagert ist.

#### 4. Hydrographie und Hydrologie

Als wesentlichste Vorfluter in unserem Gebiet sind die Enns (im SW) und die Ybbs (im Osten und Nordosten) zu erwähnen. Beide sind wichtige Donauzubringer.

Im Arbeitsgebiet konnten etwa 400 Quellen und Quellbereiche aufgenommen werden, wobei die Schüttung zumeist unter 1 l/s lag. Quellen mit größeren Schüttungen finden sich dort, wo die phreatische Zone des Karstwasserkörpers angeschnitten ist, was in der Regel in den Talbereichen der Fall ist.

Große Abschnitte des Untersuchungsraumes sind als „wasserlos“ zu bezeichnen, es finden sich entweder überhaupt keine oder wenige untergeordnete Quellen (Schüttung kleiner als 0.01 l/s).

Abb. 6 gibt einen Überblick über die geschilderten Verhältnisse. Vergleicht man die Dolomit- und Kalkkarstgebiete, zeigt sich, daß erstere eher zur Bildung kleinerer, „diffuser“ Quellen neigen, während in den Kalken, bedingt durch die im allgemeinen größere Kluftweite eher größere Quellen auftreten. Allerdings ist der Unterschied zumindest in diesem Abschnitt der Kalkvoralpen nicht übermäßig groß. Jedenfalls findet man auch in den Dolomitgebieten durchaus größere Quellen, bzw. Exsurgenzen von mäßiger Ergiebigkeit im Kalkkarst.

Ein ausgeprägtes oberirdisches Entwässerungsnetz ist in den Gebieten mit den wenig durchlässigen Lunzer Schichten entwickelt. Der hinsichtlich der Permeabilität bestehende Unterschied zwischen den Sandsteinen und Schiefeln dieses Schichtgliedens ist für die Karsthydrogeologie von nur untergeordneter Bedeutung, sollte eines Tages aber sicherlich genauer untersucht werden. Nur an einer Stelle – in einem alten Stollen – konnte die Eigenwasserführung der Lunzer Schichten beobachtet werden. Eine Wasserprobe erbrachte interessante hydrochemische Ergebnisse (s. Kap. 5).

Eine teilweise oberirdische Entwässerung findet man auch im Bereich des Grasberges, bedingt vor allem durch das Auftreten der mergeligen Allgäuschichten. Daß hier dennoch ein teilweiser unterirdischer Abfluß erfolgt, ist dem Auftreten gut verkarstungsfähiger Gesteine besonders in den Ostabschnitten der „Grasbergmulde“ zuzuschreiben. Dessen ungeachtet zeigt die Wasserbilanz (s. Kap. 6) für dieses Gebiet hinsichtlich des unterirdischen Abflusses die niedrigsten Werte.

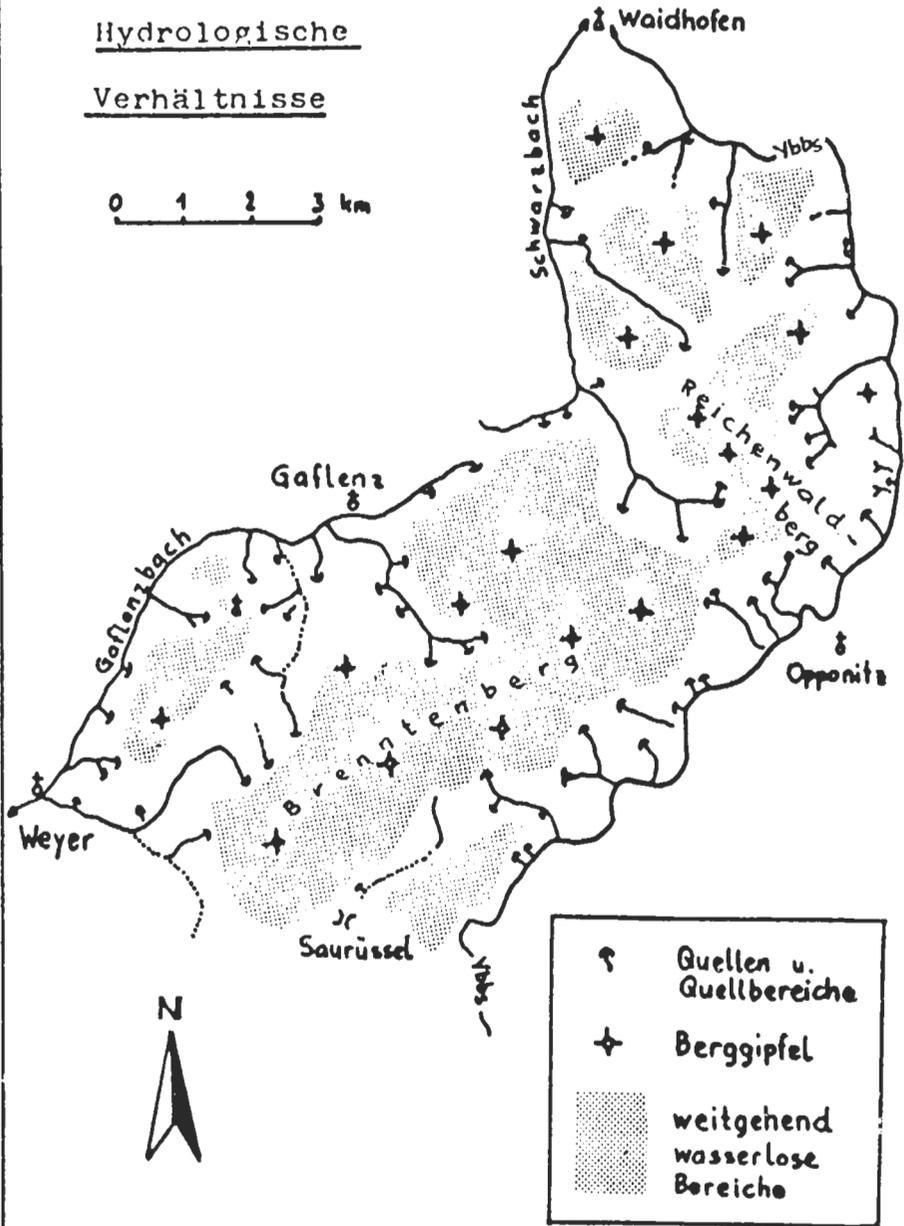
Für den Bereich der quartären Terrassensedimente, die stark zur Verkarstung neigen, ist ebenfalls ein unterirdischer Abfluß typisch. Hingegen neigen feinkornreiche Moränensedimente naturgemäß eher zur Bildung feuchter bzw. anmooriger Stellen. Besonders am Saurüssel ist dieser Gegensatz – soweit noch keine Trockenlegung erfolgte – recht gut zu beobachten.

Im Bereich des Garnberges SW Opponitz, wo dem Hauptdolomit eine „Haube“ aus stark verkarsteten Terrassensedimenten aufsitzt, erscheint nur etwa 10 bis 15 % des Niederschlagswassers in der einzigen vorhandenen Quelle wieder.

Abb. 6

Hydrologische  
Verhältnisse

0 1 2 3 km



Um eine größenordnungsmäßige Vorstellung über die hydrologischen Verhältnisse dieses voralpinen Gebietes im allgemeinen zu geben, sei die Abflußspende des Gesamtgebietes angeführt:

Sie betrug nach einem Niederschlag von etwa 50 mm im September 1980  
 nach 3 Tagen: 7.7 l/sec. km<sup>2</sup>  
 nach 8 Tagen: 6.0 l/sec. km<sup>2</sup>  
 nach 11 Tagen: 5.1 l/sec. km<sup>2</sup>

Man darf dabei natürlich nicht vergessen, daß der Abfluß innerhalb des Gebietes stark differenziert ist, doch erscheint gerade das Untersuchungsgebiet in seiner Gesamtheit für voralpine Gebiete typisch und der Wert für Vergleichszwecke geeignet.

### 5. Hydrogeochemie

Nachdem im Untersuchungsraum in erster Linie Kalke auf der einen, sowie Dolomite auf der anderen Seite als wesentlichste Karstwasserleiter auftreten, bot sich das Ca/Mg-Verhältnis in erster Linie für eine Differenzierung der Gesteine und Quellwässer an.

Die durchgeführten Gesteinsanalysen sind in Abb. 2 zusammengestellt. Abgesehen von der leicht verständlichen Kalk/Dolomit-Differenzierung zeigte sich, daß mergelige Sedimente (Lunzer Schichten, Allgäuschichten etc.) sowie Rauhacken hinsichtlich des Ca/Mg-Verhältnisses eine Zwischenstellung einnehmen, was geochemisch verständlich erscheint. Es bleibt zu erwähnen, daß die chemische Analyse dermaßen erfolgte, daß die zerkleinerten Proben mit CO<sub>2</sub>-haltigem destilliertem Wasser behandelt und anschließend chemisch analysiert wurden, was den natürlichen Gegebenheiten wohl eher entspricht als die übliche Lösung in konzentrierter HCl.

Bei den hydrochemischen Analysen der Quellwässer zeigte sich zusätzlich zu der erwarteten Differenzierung nach dem Ca/Mg-Verhältnis im Diagramm „Ca/Mg-Gesamtionengehalt“ (Abb. 7), daß die Quellwässer hinsichtlich ihrer Herkunft durch diese beiden Parameter gut unterscheidbar sind.

Es zeigen sich folgende Gruppen:

- a – „Dolomitwässer“: Ca/Mg: <2.5  
 Ges.ionengehalt: 250 – 450 mg/l  
 Sulfat: <50 mg/l
- b – „Kalkwässer“: Ca/Mg: >6  
 Ges.ionengehalt: 150 – 400 mg/l  
 Sulfat: <50 mg/l
- c – „Sulfatwässer“: Ca/Mg: 4–9  
 Ges.ionengehalt: 500 – 1200 mg/l  
 Sulfat: 50 – 530 mg/l
- d – „Mischwässer“: Ca/Mg: 2.5–6  
 Ges.ionengehalt: 200 – 450 mg/l  
 Sulfat: <50 mg/l
- e – „Quartärwässer“: Ca/Mg: 2–4.5  
 Ges.ionengehalt: 450 – 600 mg/l  
 Sulfat: <50 mg/l

Wie bei allen Systemen gibt es auch hier Ausnahmen, die aber selten auftreten und meist erklärbar sind.

Die „Mischwässer“ sind in der Hauptsache Rauhacken ohne Gips zuzuordnen. Demzufolge sind die Ca/Mg-Verhältnisse dieser Gruppe im Schnitt niedriger als die

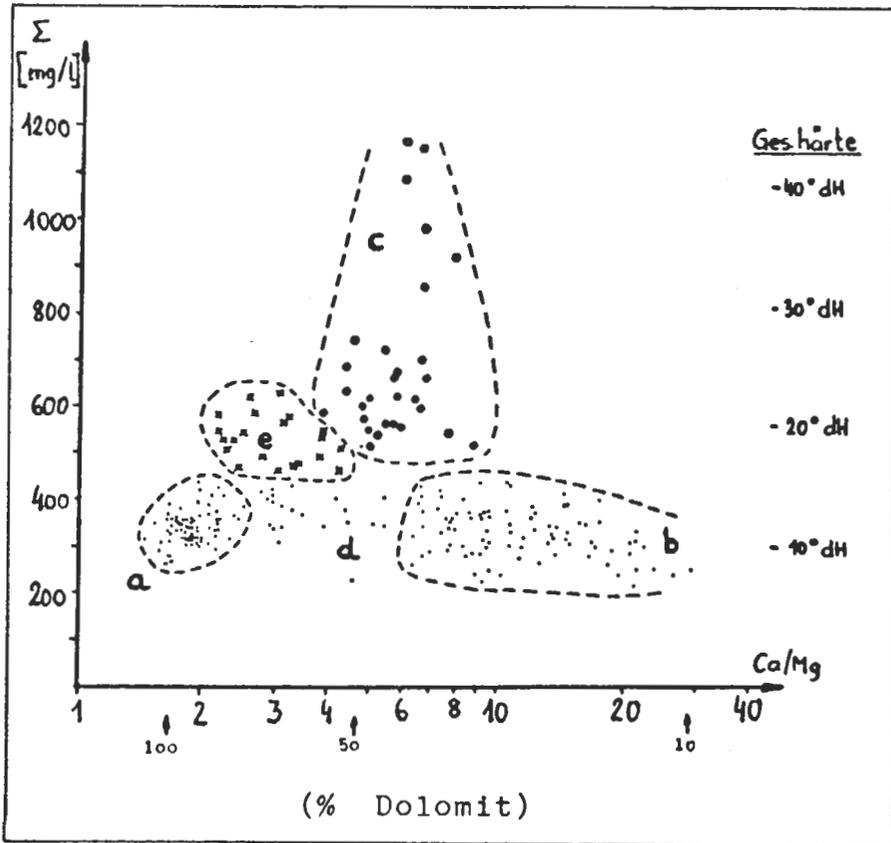


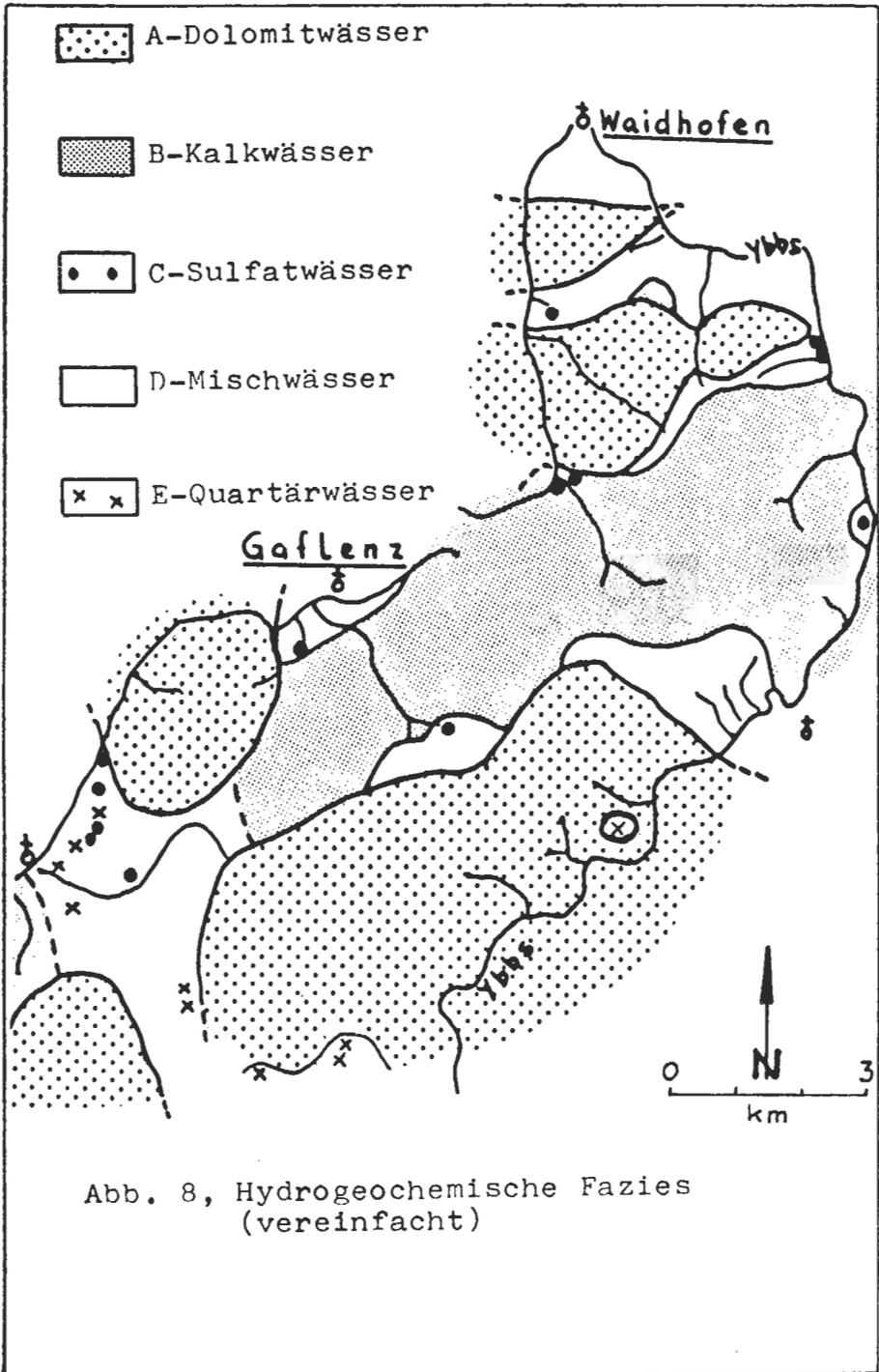
Abb. 7, Hydrogeochemisches Faziesdiagramm

der „Sulfatwässer“. Zieht man die entsprechende Menge  $\text{CaSO}_4$  bei diesen ab, fallen alle Sulfatwässer in die Gruppe D. Vermutlich ist in dieser Gruppe der ehemals vorhandene Gips bereits weitgehend „ausgewaschen“. Unter der Hilfsbezeichnung „Quartärwässer“ werden die Quellen im Quartärbereich verstanden, wobei noch nicht gesagt ist, daß das Wasser primär aus dem Quartär stammt. Dies mußte von Fall zu Fall untersucht werden. Dort wo dies der Fall ist, kann aufgrund der hydrochemischen Zusammensetzung des Quellwassers auf die petrographischen Verhältnisse der Terrassensedimente geschlossen werden. Ein Vergleich mit den tatsächlichen Gegebenheiten am Garnberg SW Opponitz bestätigte dies. Man wird sich aber vor Verallgemeinerungen hüten müssen.

Die räumliche Verteilung der verschiedenen Faziestypen der Quellwässer bringt Abb. 8 in vereinfachter Form. Es zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit den geochemischen Untersuchungen, abgesehen von den hohen Sulfatgehalten einiger Wässer. Dies ist aber leicht dadurch erklärbar, daß es keinerlei Aufschlüsse gibt, wo gipsführende Rauhwaacke zu finden ist. Hier wird eindrucksvoll vor Augen geführt, wie hydrogeochemische Untersuchungen die rein geologische Aufnahme ergänzen können.

**Bemerkungen zur „Gesamthärte“**

Die Gesamthärte kann im vorliegenden Fall mit dem Gesamtionengehalt (wobei



$\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{--}$ , sowie  $\text{Cl}^-$  erfaßt wurden) in einen funktionalen Zusammenhang gebracht werden, da der Gehalt an Alkalichloriden und -sulfaten zumeist sehr gering ist (s. dazu PAVUZA & TRAINDL, 1982 b).

Es gilt

$$^{\circ}\text{dH} = 0.0384 \times \text{Ges.ionengehalt} - 1.7 \quad (r = 0.99)$$

Der Störwert von 1.7 ist zumindest teilweise sicherlich den durch die Gesamthärte nicht erfaßten Ionen zuzuordnen. Er entspricht, wie sich leicht nachrechnen läßt, einem Wert von rund 40 mg/l als Durchschnitt für alle Proben.

#### Untersuchungen der „Sulfatwässer“

Durch statistische Untersuchungen des  $\text{SO}_4^{--}/\text{HCO}_3^-$ -Verhältnisses konnten jene Quellen ermittelt werden, bei denen Sulfat gegenüber Hydrogencarbonat signifikant erhöht ist. Es handelt sich dabei fast ausschließlich um Wässer aus der Opponitzer Hangendrauhwacke. Am auffallendsten ist eine Quelle an der Deckengrenze von Lunzer und Frankenfesler Decke SE Waidhofen. Hier bedingen die erhöhten Sulfatgehalte so hohe Gesamtionengehalte, daß definitionsgemäß von einem Mineralwasser ( $>1000$  mg/l Gesamtgehalt) gesprochen werden kann.

Variationen des Gesamtgehaltes werden bei diesen Quellen zum größten Teil durch die Schwankungen der Sulfatgehalte (und des zugehörigen Kations, in erster Linie  $\text{Ca}^{2+}$ ) bedingt. Diese Tatsache wurde bereits beschrieben (PAVUZA, 1982). Abb. 9 erläutert den Zusammenhang deutlich. Es sind hier für jede Quelle die Relationen von Gesamtionengehalt/kleinstem beobachteten Wert auf der Abszisse, sowie die entsprechenden Verhältnisse für  $\text{SO}_4^{--}/\text{HCO}_3^-$ , ebenfalls durch Bezug auf den Minimalwert normiert, auf der Ordinate eingetragen. Man sieht den positiven Zusammenhang mit einem hohen Korrelationskoeffizienten.

Begründet kann dieses Phänomen durch die durch das  $\text{CO}_2$ -Angebot begrenzte Löslichkeit der Karbonate werden. Wie die Untersuchungen der pH-Werte ergaben, ist die Kohlensäure, die noch zur Kalklösung zur Verfügung steht, bei den meisten Quellwässern fast verbraucht. Für die weitere Aufmineralisation kommt nun in der Hauptsache die Mischungskorrosion in Frage.

Die Begrenzung der Gipslöslichkeit ist jedoch durch das Löslichkeitsprodukt gegeben, wobei die Maximalwerte noch lange nicht erreicht sind. Wieweit die Reaktionsgeschwindigkeit auf die beschriebenen Reaktionen Einfluß hat, muß erst durch Modellversuche geklärt werden.

#### pH-Werte

Abgesehen von den Rückschlüssen auf die freie Kohlensäure im Quellwasser ließ sich der pH-Wert in Kombination mit den anderen Parametern auch als Hinweis auf diffuse Zuflüsse zu den verschiedenen Bächen verwenden, da die Bäche aufgrund des  $\text{CO}_2$ -Verlustes unter atmosphärischen Bedingungen generell höhere pH-Werte aufweisen als die Quellen. Auch fiel auf, daß Quellen mit größerer Schüttung im Schnitt niedrigere pH-Werte und damit auch höhere Gehalte an freier Kohlensäure zeigen als kleine Quellen. Dies könnte unter anderem auf raschere Durchsätze, bzw. auf die durch die größere Kluftweite geringere Oberfläche hinweisen.

#### Quelltuffbildungen

Die an einigen Stellen vorgefundenen Quelltuffbildungen wurden ebenfalls einer genaueren Untersuchung unterzogen und bereits beschrieben (PAVUZA & TRAINDL, 1982 a).

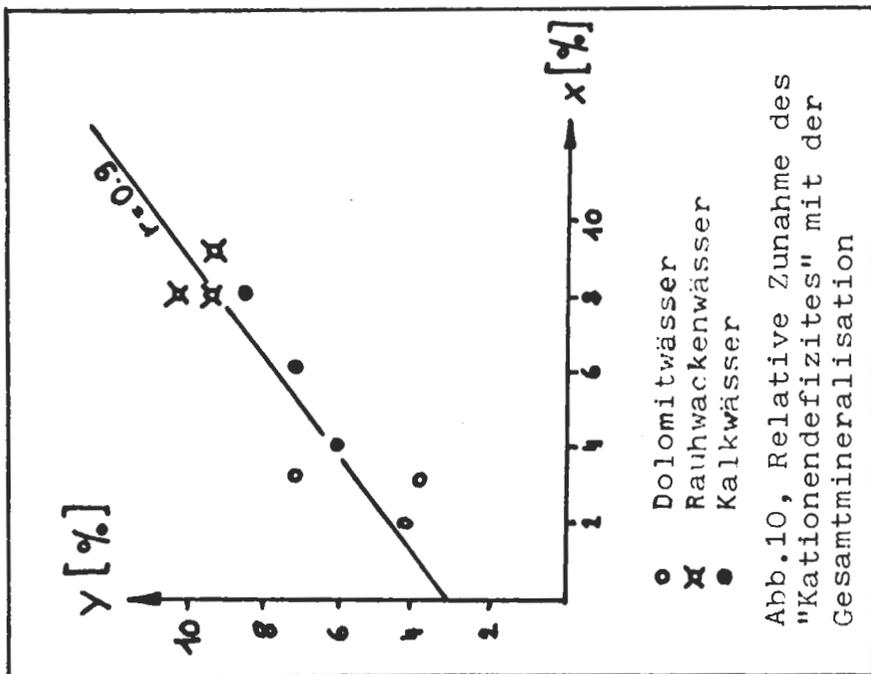


Abb.10, Relative Zunahme des "Kationendefizites" mit der Gesamtmineralisation

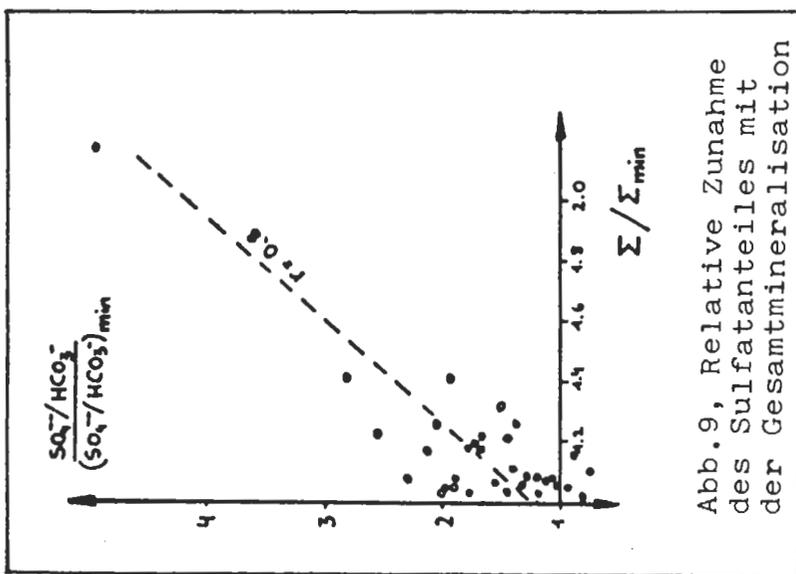


Abb.9, Relative Zunahme des Sulfatanteiles mit der Gesamtmineralisation

### Hinweise auf Ionenaustauschvorgänge

Das sich bei den chemischen Wasseranalysen ergebende „Kationendefizit“ gibt Hinweise auf im Wasser vorhandene Alkalien, wobei natürlich Analysenfehler sowie unter Umständen gewisse andere Ionen ebenfalls mit in den Wert eingehen. Dennoch lassen sich aus den Werten Trends ablesen. Im Hinblick auf den Absolutwert unterschied sich lediglich eine einzige Quelle von den anderen, was durch statistische Tests nachgewiesen werden konnte. Es handelt sich dabei um das bereits erwähnte Wasser aus dem Stollen in den Lunzer Schichten. Hier sind sowohl primär erhöhte Alkaligehalte (durch Verwitterung von Alkalisilikaten) als auch Ionenaustauschvorgänge denkbar. Dabei würde es sich in erster Linie um den Austausch der Alkalien von Tonmineralen gegen im Wasser gelöste Erdalkaliionen handeln.

Modellversuche zeigten, daß die durchschnittlichen Werte für das Kationendefizit der Wässer keine signifikanten Unterschiede zum Kationendefizit von Gesteinslösproben aufwiesen.

Auf der anderen Seite führte eine Untersuchung der wesentlichsten Quellen zu der Erkenntnis, daß bei längeren Trockenperioden mit steigender Gesamtmineralisation, die ganz allgemein einer erhöhten Verweilzeit des Wassers der jeweiligen Quelle entspricht, der prozentuelle Anteil des Kationendefizites zunimmt.

In Abb. 10 ist der Zusammenhang graphisch dargestellt, wobei auf der x-Achse die prozentuelle Zunahme der Gesamtmineralisation, und auf der y-Achse die prozentuelle Zunahme des Kationendefizites (bezogen auf die Summe aller Kationen) aufgetragen wurde.

Hier ergibt sich noch eine Differenzierung nach den verschiedenen Gesteinen, die allerdings erst untersucht wird.

Eine der Deutungsmöglichkeit für die beschriebenen Beobachtungen ist die zunehmende Bedeutung von Ionenaustauschvorgängen bei älteren Wässern.

### Quelltemperaturmessungen

Aus einigen tausend Quelltemperaturmessungen wurde in Kombination mit geologischen Daten ein Zusammenhang von Quelltemperatur und der mittleren Seehöhe des Einzugsgebietes ermittelt:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 11,23 - 0,0051 \cdot \bar{S}_h$$

( $\bar{S}_h$ : mittlere Seehöhe des Einzugsgebietes in m)

Der Korrelationskoeffizient von 0.72 läßt erkennen, daß rund 50 % der Variabilität durch die Regressionsgerade erklärt wurden. Bei Berücksichtigung weiterer Einflußgrößen ist eine Verbesserung zu erwarten.

Positive Abweichungen deuten auf ältere bzw. tiefere Wässer hin, die vier markantesten Quellen dieser Art zeigen daneben auch sehr geringe jahreszeitliche Schwankungen der Temperatur und des Chemismus, was die obigen Überlegungen zu bestätigen scheint.

## 6. Hydrodynamik

Im Gebiet von Gaflenz wurde ein kleinräumiger Tracerversuch über eine Strecke von 450 m mittels NaCl durchgeführt, um eine Vorstellung über die Abstandsgeschwindigkeit im Aquifer zu erhalten. Größere Tests waren aus finanziellen und geländebedingten Gründen nicht möglich. Die hier erhaltene  $v_a$  betrug am 25. 8. 1981 82 m/h. Für die Ermittlung weiterer Näherungswerte für  $v_a$  wurden die hydrochemischen Ansprechzeiten der einzelnen Quellen auf Niederschläge herangezogen. Als Pa-

parameter fungierten hier die elektrische Leitfähigkeit, der pH-Wert und in manchen Fällen auch die Wassertemperatur. Nicht geeignet ist die Quellschüttung.

Das Konzept geht davon aus, daß versickerndes Niederschlagswasser die in diesem Zusammenhang nicht berücksichtigte vadose Zone durchdringt und den Karstwasserspiegel erreicht. Durch die Erhöhung des Potentialgradienten beginnt zu diesem Zeitpunkt die Quellschüttung zu steigen, um nach Erreichung eines bestimmten Maximalwertes wieder in typischer Art und Weise zurückzugehen.

Für den hier diskutierten Fall der Quellen des phreatischen Bereiches zeigt sich, daß das dem Niederschlagswasser entsprechende Minimum der elektrischen Leitfähigkeit (ähnliches gilt für den pH-Wert) gegenüber dem Schüttungsmaximum mit einer ganz bestimmten Zeitverzögerung auftritt. Diese wird bestimmt durch die mittlere Entfernung des Einzugsgebietes und die Abstandsgeschwindigkeit. Nachdem nun die Phasenverschiebung bekannt ist und die mittlere Entfernung des Einzugsgebietes aus geologischen, hydrochemischen und hydrologischen Daten abgeschätzt werden kann, lassen sich Richtwerte für  $v_a$  ermitteln.

Diese Werte sind wohl für die betreffende hydrologische Situation und den betrachteten Aquifer typisch, für weitergehende Vergleiche jedoch wenig geeignet, da  $v_a$  ganz wesentlich vom Potentialgradienten abhängt. Leider ist es nun nicht so, daß eine lineare Proportionalität ähnlich wie in den Lockersedimenten vorliegt. Dennoch bietet sich eine Normierung durch den mittleren Potentialgradienten, der mit Hilfe der Positionierung der Quellen in Kombination mit den geologischen Unterlagen einigermaßen abgeschätzt werden kann, vorläufig als einzige Möglichkeit für die Ermittlung vergleichbarer Daten an. Wir wollen den erhaltenen Wert als „k“ mit der Einheit m/s bezeichnen, wobei zu beachten ist, daß dieser Wert – im Gegensatz zu Lockersedimentgebieten, wo in der DARCY'schen Formel  $v_f$ , die Filtergeschwindigkeit zu finden ist – von  $v_a$  abgeleitet wurde. Will man unsere „k“-Werte mit den  $k_f$ -Werten vergleichen, muß der Porositäts- bzw. Klüftigkeitsfaktor berücksichtigt werden. Aufgrund der nichtlinearen Verhältnisse, die ihre Ursache in dem in den oberen Abschnitten des Karstwasserkörpers auftretenden turbulenten Fließen haben, ist in jedem Falle Vorsicht bei der Verwendung der Werte angebracht.

Die durchschnittlichen „k“-Werte für die einzelnen einigermaßen abgrenzbaren Abschnitte des Untersuchungsgebietes sind in Tab. 1 zu finden.

Als weitere Charakterisierung bietet sich das größte beobachtete Schüttungsverhältnis  $Q_{max}/Q_{min}$  an. Allerdings hängt sein Wert stark von den klimatischen Verhältnissen im Beobachtungszeitraum ab. Sicherlich stellen die in Tab. 1 zu findenden Zahlen Minimalwerte dar.

Der Abfall der Schüttungskurve einer Quelle nach Niederschlägen läßt sich im einfachsten Fall mit Hilfe der MAILLET'schen Formel beschreiben:

$$Q(t) = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (1)$$

$Q(t)$ : Schüttung zum Zeitpunkt  $t$ , in  $m^3/Tag$

$Q_0$ : Schüttung zum Zeitpunkt  $t = 0$ , in  $m^3/Tag$

$e$ : Basis des natürlichen Logarithmus (2.71 . . .)

$t$ : Zeit, in Tagen

$\alpha$ : „Austrocknungskoeffizient“, in  $Tagen^{-1}$

Es läßt sich (ohne Beweis) zeigen, daß gilt:

$$\alpha = \frac{1 \ln Q_0 - 1 \ln Q(t)}{t} \quad (2) \text{ (ln: natürlicher Logarithmus)}$$

( $Q$  kann hier ohne Probleme in  $l/s$  eingesetzt werden !)

Weiters gilt als Faustregel mit zunehmender Genauigkeit ab Werten für  $\alpha < 0.2$ , daß  $100 \cdot \alpha$  die prozentuelle Schüttungsabnahme pro Zeiteinheit (Tag) angibt.

Entsprechend dem heterogenen Aufbau des Kluftkörpers und den während des Abklingens der Schüttung sich ändernden Strömungsverhältnissen im Aquifer, treten bei ein und derselben Quelle eine Vielzahl von  $\alpha$ -Werten auf, deren Größe mit zunehmender Entfernung vom Niederschlagsereignis abnimmt.

So ist die obige Formel (1) zu modifizieren:

$$Q(t) = \sum_{i=1}^n Q_0^i \cdot e^{-\alpha_i t}$$

In Tabelle 1 sind allerdings nur die kleinsten beobachteten Werte für  $\alpha$  angeführt. BRANDT & HÜTSCHLER (1980, S. 171) fanden im Karst der Petzen in Südkärnten  $\alpha$ -Werte von 0.13–0.25, nehmen aber an, daß es sich dabei nicht um die kleinsten Werte handelt.

Schließlich finden sich in Tabelle 1 noch Angaben über den „effektiven unterirdischen Abfluß“,  $A_u$  (eff).

Dabei handelt es sich um das nicht wieder zutage tretende Wasser, das zum größten Teil den Lockersedimentaquiferen der Tallagen zufließt, was teilweise nachgewiesen werden konnte.

Man muß sich der Tatsache bewußt werden, daß im Gegensatz zu den Niederschlagsdaten, die auf den Werten von 8 amtlichen und 5 eigenen Meßstellen beruhen und den Quell- und Gerinneabflußdaten, die ebenfalls mit ausreichender Genauigkeit gemessen wurden, die reelle Evapotranspiration nur einen Schätzwert darstellt und die angegebenen Daten für den effektiven unterirdischen Abfluß Größenordnungen darstellen.

Die Lage der einzelnen Gebiete ist Abb. 13 zu entnehmen.

	$A_u$ (eff)	„k“ (m/s)	$Q_{max}/Q_{min}$	$\alpha_{min}$
A – Buchenberg Hauptdolomit	55	–	–	–
B – Grasberg	35	0.001	10	0.04
C – Hütterkogel Hauptdolomit	45	0.05	2.5	0.04
D – Reichenwaldberg Opponitzer Sch.	45	0.07	6	0.11
E – Brenntenberg Opponitzer Sch.	60	0.07	3.3	0.02
F – Brenntenberg Hauptdolomit	50	0.06	2.2	0.04
G – Heiliger Stein Hauptdolomit	65	0.02	5	0.19
H – Heiliger Stein Opponitzer Sch.	60	0.015	22	0.15

Tabelle 1: Hydrogeologische Kennziffern

### Zusammenfassende Betrachtung der hydrogeologischen Kennziffern

Während  $A_u$  (eff.),  $Q_{\max}/Q_{\min}$  und  $\alpha$  hinsichtlich ihrer Größe von den hydrologischen und geologischen Verhältnissen gleichermaßen abhängen, dürfte die behelfsmäßig normierte Größe „ $k$ “ in erster Linie als eine aquifer- bzw. gesteinspezifische Größe, die in irgendeiner Form von der Durchlässigkeit abhängt, zu betrachten sein.

Es erscheint bezeichnend, daß am Heiligen Stein, wo sowohl in den Opponitzer Schichten als auch im Hauptdolomit ein sehr hoher unterirdischer Abfluß bei eher höherem Schüttungsverhältnis und relativ hohen  $\alpha$ -Werten auftritt, diesem sehr niedrige „ $k$ “-Werte gegenüberstehen. Dies zeigt deutlich auf, daß die ersten drei Werte, die den Abfluß charakterisieren, von den Gegebenheiten im „Vorflutbereich“ – in unserem Fall im Lockersedimentaquifer des Gaflenzbachtals – ganz wesentlich beeinflusst werden. Dieser Grundwasserspeicher scheint eine dermaßen große Aufnahmekapazität aufzuweisen, sodaß der Karstspeicher sehr rasch entleert wird bzw. die „Überlaufquellen“ rasch zurückgehen. Dies kann aber auf die Größe „ $k$ “ definitionsgemäß keinen Einfluß haben, was sich hier auch zeigt.

Aufgrund der hohen Lage des relativen Stauers (Lunzer Schichten) ist am Reichenwaldberg der unterirdische Abfluß geringer, die Speicherfähigkeit in Relation zu den anderen Komplexen geringer. Am Brenntenberg zeigen Hauptdolomit und Opponitzer Schichten größenordnungsmäßig ähnliche Werte, der unterirdische Abfluß ist in beiden Fällen hoch.

Ähnlich verhält sich der Hauptdolomitbereich Hütterkogel–Eibenberg am Nordrand der Lunzer Decke. Der unterirdische Abfluß ist nur deshalb geringer, da aufgrund der schlechteren Durchlässigkeitsverhältnisse im Lockersedimentbereich Karstwasser diffus dem Schwarzbach zufließt und somit erfaßt werden konnte.

Recht bezeichnend für die geologischen Verhältnisse sind auch die Werte am Grasberg (Frankenfelder Decke). Einem im Verhältnis niedrigen  $A_u$ (eff.) stehen große Schüttungsschwankungen und niedrige Werte für „ $k$ “ und  $\alpha$  gegenüber. Dies kann durch den erhöhten oberirdischen Abfluß bei gleichzeitigem geringen unterirdischen Abfluß in den schlecht leitenden feinkörnigen Sedimenten erklärt werden. Im übrigen gibt es auch hier gut verkarstungsfähige Gesteine, die den unterirdischen Abfluß erhöhen.

### Menge des abflußfähigen Karstwassers aus Quellen

Die aus Quellen abflußfähige Menge an Karstwasser zu einem bestimmten Zeitpunkt läßt sich abschätzen durch:

$$V(\phi) = \sum_{i=1}^n \int_{t=\phi}^{\infty} Q_0^i \cdot e^{-\alpha_i t} dt$$

$Q_0^i$  in  $m^3/\text{Tag}$   
 $\alpha_i$  in  $\text{Tagen}^{-1}$   
 $t$  in  $\text{Tagen}$   
 $V(\phi)$  in  $m^3$

Des weiteren läßt sich zeigen (ohne Beweis):

$$V(\phi) = \sum_{i=1}^n \frac{Q_0^i}{\alpha_i}$$

Durch Änderung der Integrationsgrenzen und der entsprechenden Anpassung der Ausgangsschüttungen  $Q_0^i$  läßt sich die abflußfähige Menge für jeden beliebigen Zeit-

punkt berechnen.

Mit Hilfe dieser Methode ergab sich im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum August 1980 bis August 1981 ein Maximalwert von  $1,5 \times 10^6 \text{ m}^3$  und ein Minimalwert von  $10^6 \text{ m}^3$  für das aus Quellen abflußfähige (jedoch keinesfalls das gesamte vorhandene) Karstwasser.

Eine andere Möglichkeit der Abschätzung, die rascher vonstatten geht und keine längeren Beobachtungszeiträume benötigt, demzufolge aber natürlich ungenauer ist, stellt die rechnerische Auswertung der Abflußspende des Gesamtgebietes dar.

Für eine Nach-Niederschlagsperiode im September 1980 ergab sich:

Tage nach NS	1/sec. km <sup>2</sup>
3	7.7
8	6.0
11	5.1

Daraus läßt sich errechnen:

$$Q = 9,0 \cdot e^{-0.051 \cdot t} \text{ (in 1/sec. km}^2\text{)}$$

für den Zeitpunkt  $t = \phi$  (Ende des Niederschlages). Dies bedeutet, um vom Rückgang der Abflußspende eine Vorstellung zu geben, daß sie jeden Tag um 5 % (bezogen auf die Vortagsschüttung) zurückgeht. Durch numerische Integration der obigen Gleichung erhält man für den Zeitpunkt  $t = \phi$  einen Maximalwert von  $1,2 \times 10^6 \text{ m}^3$ , für  $t(11)$  würden sich etwa  $0,7 \times 10^6 \text{ m}^3$  ergeben. Vermutlich würden zusätzliche Messungen der Abflußspende eine bessere Angleichung an die nach der ersten Methode ermittelten Werte ergeben, für erste größenordnungsmäßige Abschätzungen erscheint das Verfahren jedoch geeignet.

## 7. Hydrogeologische Gebietsbeschreibung (s. Abb. 13)

### Buchenberg (A)

Das im wesentlichen aus Hauptdolomit aufgebaute Gebiet zeigt nur unbedeutende Quellen. Es konnte jedoch ein diffuser Zufluß von etwa 30 l/s zum Schwarzbach, bedingt durch eine Störungszone nachgewiesen werden.

### Grasberg (B)

Wie an anderer Stelle bereits erwähnt, zeigt das Gebiet des Grasberges vor allem in seinem Westabschnitt eine überwiegend oberirdische Entwässerung, die durch das Auftreten wenig durchlässiger Allgäuschichten sowie verschiedener Kreidesandsteine und -mergel bedingt ist. Im Osten der Grasbergmulde überwiegt wieder die unterirdische Entwässerung.

### Hütterkogel–Eibenberg (C)

In diesem Gebiet existieren nur zwei größere Quellen. Während die eine im Teschengraben für die Wasserversorgung genutzt wird, handelt es sich bei der zweiten „Quelle“ um den bereits beschriebenen diffusen Wasserzutritt zum Schwarzbach von rund 70 l/s. Wie am Buchenberg ist auch in diesem Fall eine größere Störungszone (s. Abb. 4) für diese Erscheinung verantwortlich.

### Reichenwaldberg (D)

Eine relativ hohe Lage des relativen Karstwasserstauers (Lunzer Schichten) ist für

diesen Abschnitt typisch. Zumeist liegt er über dem Talboden, wodurch hier auf jeden Fall von einem „seichten Karst“ gesprochen werden kann. Demnach ist in diesem Bereich der unterirdische Abfluß geringer als etwa am Brenntenberg.

Interessant ist in diesem Gebiet vor allem das Auftreten einer Quelle beim „Amtmann“ im Ybbstal, die sich durch ihr Mineralwasser und die konstant hohen Temperaturen auszeichnet (Jahresgang (1980/1981): 10.3. bis 10.5°C). Hier handelt es sich mit ziemlicher Sicherheit um ein an der nahen Deckengrenze zur Frankenfesler Decke aufsteigendes Karstwasser.

#### Brenntenberg (Opponitzer Schichten) (E)

Dieser Kalk/Rauhackenaquifer ist vom hangenden Hauptdolomitspeicher durch die Mylonitzone weitgehend hydrologisch getrennt, wie die hydrogeochemischen Untersuchungen zeigten.

Signifikant für die aufgrund des heterogenen Aufbaues dieses Aquifers (Kalk + Rauhacke) wechselnden Bedingungen im Karstwasserleiter ist ein hydrochemischer Vergleich der beiden größten Quellen (Oberland sowie Pettendorf/SW Gaflenz). Die hydrochemischen Parameter wurden hinsichtlich ihrer Zeitabhängigkeit auf lineare und exponentielle Zusammenhänge untersucht. Abgesehen von einleuchtenden Abhängigkeiten (etwa Leitfähigkeit/Gesamtionengehalt) zeigte sich bei der Quelle in Oberland, daß hier die Kombination  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{HCO}_3^-$  dominiert,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{SO}_4^-$  treten nur untergeordnet in Erscheinung. Typisch ist der inverse Zusammenhang von  $\text{SO}_4^-/\text{HCO}_3^-$  und  $\text{Ca}/\text{Mg}$ ; dies bedeutet, daß dann, wenn aus hydrologischen Gründen Rauhacken im Einzugsgebiet an Bedeutung gewinnen (steigender Sulfatanteil), das  $\text{Ca}/\text{Mg}$ -Verhältnis sinkt, was verständlich ist, da die Rauhacken in der Tat einen erhöhten Dolomitanteil aufweisen. Quelltemperatur und Schüttung sind – jahreszeitlich bedingt – verkehrt proportional. Betrachtet man nun die Verhältnisse bei der 3 km entfernten Quelle in Pettendorf, die im selben Aquifer liegt, zeigt sich, daß hier die Gipslösung der entscheidende Faktor ist. Die Gründe dafür wurden im Abschnitt 5 (Hydrogeochemie) bereits beschrieben.

Änderungen im  $\text{Ca}/\text{Mg}$ -Verhältnis spielen in diesem Fall keine entscheidende Rolle. Vom hydrologischen Verhalten her sind die beiden Quellen allerdings ähnlich.

#### Brenntenberg (Hauptdolomit) (F)

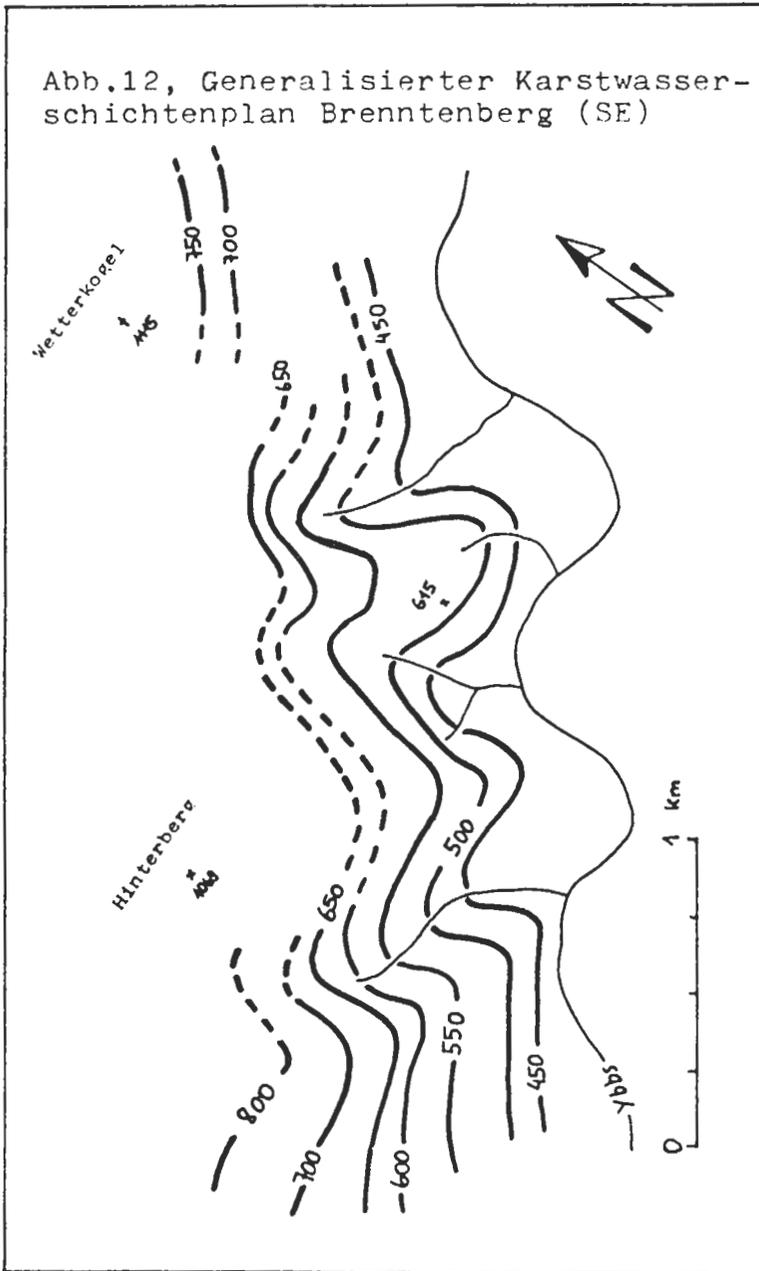
Der Karstwasserkörper dieses Komplexes zeigt einen sehr einheitlichen Chemismus. In der Momentaufnahme vom 6. 3. 81, die aufgrund der Schneeschmelze einen eher ungünstigen Fall darstellt, ergeben sich Gesamtionengehalte von 300–365 mg/l, wobei in Fließrichtung die Mineralisation zunimmt.

$\text{Ca}/\text{Mg}$  lag immer unter 2, die Sulfatgehalte waren stets kleiner als 15 mg/l.

Wieweit nun einzelne Quellen – vor allem in größeren Höhenlagen – dem einheitlichen Karstwasserkörper angehören, läßt sich aufgrund einer einzelnen chemischen Analyse nur selten beantworten. Hier ist die hydrochemische Reaktion der Quellen auf Niederschläge von Bedeutung. Im allgemeinen wird man sich aber bei derartigen, mengenmäßig untergeordneten und oft nur schwer erreichbaren Quellen selten die Mühe einer Dauerbeobachtung leisten können. Gerade im Hauptdolomit mit seinen zahllosen kleinen Quellen erscheint dies auch nicht zielführend.

Im vorliegenden Fall mag die Beziehung Schüttung/Seehöhe hilfreich sein. Man sieht ab einer gewissen Seehöhe einen abrupten Übergang zu sehr geringen Schüttungen. Wenngleich man dadurch noch nicht sagen kann, daß eine Quelle über dem Be-





Lokalschutt bestehende Talverfüllung mit teilweise gespanntem Grundwasser. Pumpversuche ergaben einen Beharrungszustand bei 10 l/s.

Im Ybbstal oberhalb Waidhofen dominieren Terrassensedimente, die bereichsweise ebenfalls stark verkarstet sind.

Isolierte Reste höherer Terrassen an den Hängen sind zumeist überwiegend unterirdisch entwässert.

#### Zusammenfassende Karte der Abflußverhältnisse

In Abb. 13 sind die sich aus dem hydrogeologischen Modell ergebenden Hauptabflußrichtungen in schematischer Form eingetragen. Daß hier der Abfluß über weite Strecken scheinbar der oberirdischen Wasserscheide folgt, ist rein zufällig und auf die speziellen geologischen Verhältnisse zurückzuführen. Der bei den einzelnen Gebieten angeführte unterirdische Abfluß soll den Gesamteindruck vervollständigen.

### 8. Geomorphologie

Abgesehen von der glazialen Überarbeitung ist im Untersuchungsgebiet einerseits die Verkarstung – bei den karbonatischen Sedimenten – andererseits die fluviatile Erosion in den Gebieten mit wenig durchlässigen Gesteinen für die Landschaftsentwicklung von Bedeutung.

Während für die Gebiete mit Hauptdolomit Trockentäler typisch sind, wogegen Dolinen und Höhlen – gesteinsbedingt – fehlen, findet man letztere in den Opponitzer Schichten, wenn auch nicht in großer Zahl. Die größte, teilweise in der Opponitzer Rauhwacke liegende Höhle des Gebietes ist die rund 500 m lange „Reichenwaldhöhle“ NNW Opponitz, die als Canyonhöhle anzusprechen ist, wobei der Canyon in seiner Gesamtheit einer der Hauptklufrichtungen folgt. Die Höhle liegt nur wenige Meter über der Basis des Karstwasserleiters, das ehemalige Höhlengerinne könnte heute in Form einer etwa 80 m entfernten Quelle vorliegen.

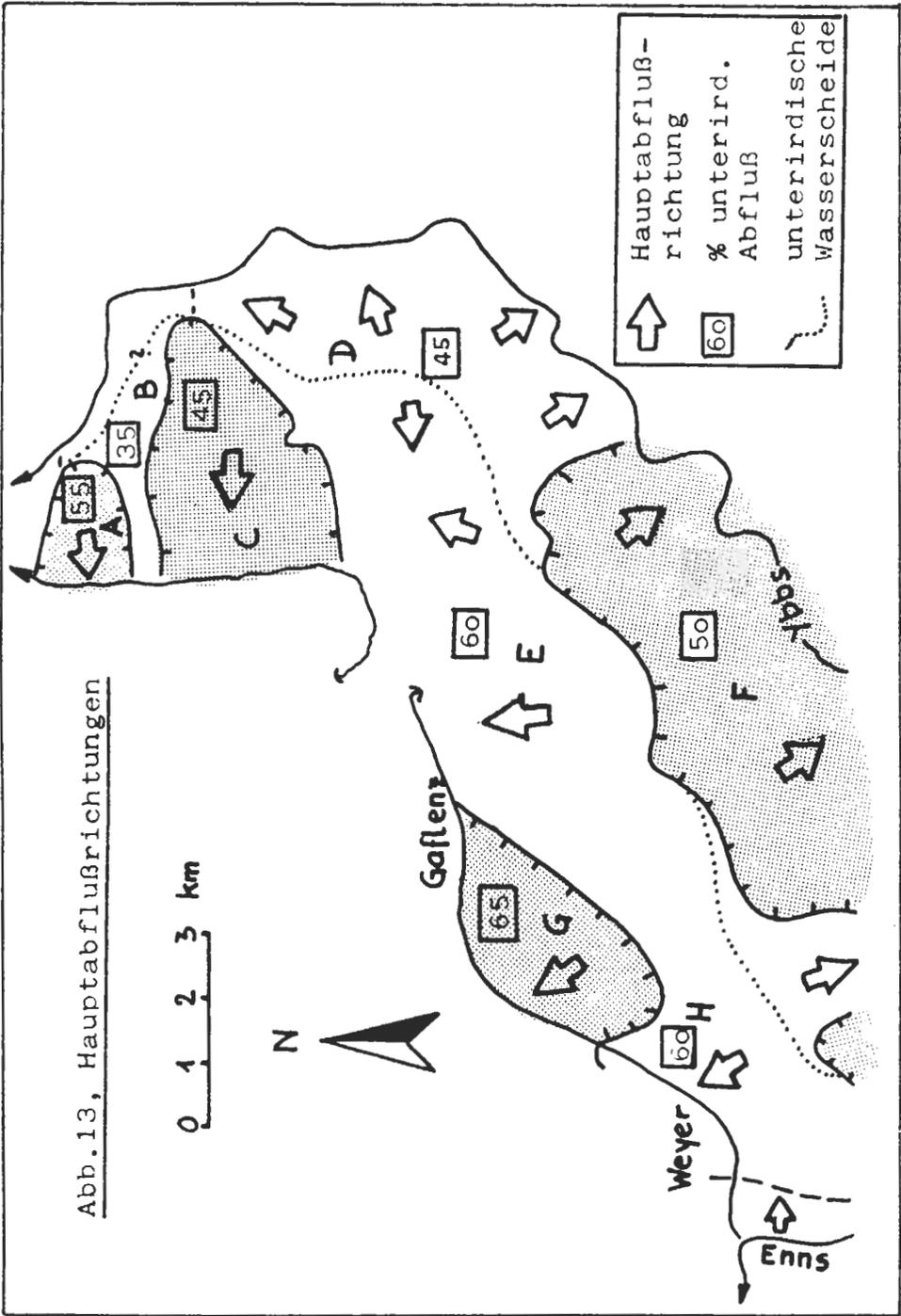
Morphologisch interessant ist die Opponitzer Rauhwacke, die oft Felswände bildet, die zahlreiche Nischen und auch Höhlen, was angesichts der Eigenschaften dieses Gesteins aber nicht verwunderlich erscheint, aufweisen.

Zwei Objekte dieser Art, die „Rauhwackenlöcher“ südlich von Gaflenz wurden bearbeitet und beschrieben (PAVUZA, 1982). Im Gebiet der Allgäuschichten und der Kreidesandsteine und -mergel am Grasberg sowie den Lunzer Schichten N Opponitz überwiegt die oberirdische Entwässerung. Weitverzweigte Netze von meist kleinen Gerinnen sind typisch.

In den Tallagen wird das Landschaftsbild durch die Terrassen geprägt, nur am Sausrüssel ändern sich die Verhältnisse aufgrund der mannigfaltigen quartären Sedimente und das Relief wird unruhiger.

### 9. Vergleich mit dem „Hochgebirgskarst“

Nachdem die vorliegende Arbeit eine der wenigen in den Kalkvoralpen durchgeführten karsthydrogeologischen Arbeiten darstellt, erscheint es angebracht, diesen Typus mit dem in zahlreichen Arbeiten behandelten „Hochgebirgskarst“ zu vergleichen. Dazu muß man allerdings erst den letztgenannten Terminus näher definieren. Es empfiehlt sich nämlich (TRIMMEL, 1982), den Begriff durch die Bezeichnung „alpiner Hochkarst“ hinsichtlich seiner Reichweite einzuengen, da ja Formen, wie sie in den Alpen eben nur im „Hochgebirgskarst“ auftreten, anderorts (England, Skandi-



navien) in wesentlich geringeren Seehöhen mit völlig anderer Vegetation, Morphologie etc. zu finden sind.

Im alpinen Hochkarst wurden bei den hydrologischen Untersuchungen, die vor allem auf Tracerversuchen aufbauen, teilweise überraschende Wasserwegigkeiten, zum Teil sich überkreuzend, festgestellt. Dies deutet auf eine mächtige vadose Zone mit – im Vergleich etwa zu den vom Hauptdolomit dominierten voralpinen Gebieten – eher wenigen, jedoch größeren Klüften hin. Die Tracer erreichten offensichtlich nicht immer die eigentliche phreatische Zone. In vielen Fällen, wie beispielsweise am Nordrand des Toten Gebirges, liegt diese unter normalen Bedingungen unter dem mit mächtigen Sedimenten erfüllten Talboden. Nachdem aber die Fließrichtung in Klüften – abgesehen von der Vertikalkomponente – kaum durchschaubaren Gesetzmäßigkeiten folgt, ist die Erstellung eines Modells schwierig.

In den Kalkvoralpen ist nicht nur die vadose Zone geringmächtiger, wodurch ein seitliches „Ausweichen“ der Wässer über vadose Wasserbahnen (was die Verhältnisse verkomplizieren würde) weniger wahrscheinlich wird, sondern durch die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse (zumeist intensive Kleinklüftung) ein eher vertikaler Durchsatz der vadosen Zone anzunehmen.

Es ist allerdings ein Zufall und eben typisch für die Nördlichen Kalkalpen, daß gerade die feinklüftige Dolomitfazies in den tektonisch stärker beanspruchten und bedingt durch die Landschaftsentwicklung niedrigeren nördlichen Abschnitten liegt. Gerade dadurch ist der Gegensatz dermaßen groß. Hätten wir die Dolomite in den Kalkhochalpen und die Kalke (v. a. Dachsteinkalk) in den Voralpen, wären die Verhältnisse wohl ausgeglichener und Traceruntersuchungen in den Kalkhochalpen einfacher.

Diese letzte, natürlich rein hypothetische Feststellung, soll nur die eingangs angeschnittene Problematik des Begriffes „Hochgebirgskarst“ unterstreichen.

#### 10. Literatur

- BRANDT, A. & HÜTSCHLER, C. v., 1980: Karsthydrogeologische Kartierung der Petzen, Kärnten, Österreich. – *Carinthia II*, 170/90, 161–180, 3 Abb., 4 Taf., Klagenfurt.
- HUSEN, D. van, 1968: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, 18, 249–286, 2 Abb., 1 Taf., 1 Karte, Wien.
- , 1971: Zum Quartär des unteren Ennstales von Großraming bis zur Donau. – *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1971, H. 3, 511–521, 2 Taf., Wien.
- PAVUZA, R., 1982: Die Rauhwackenlöcher bei Gafelnz, OÖ. – *Höhlenkundl. Mitt. Wien*, 38, S. 21, Wien.
- , 1982: Karsthydrogeologie der Kalkvoralpen im Gebiet Waidhofen/Ybbs – Opponitz – Weyer, NÖ/OÖ. – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 196 S., 112 Abb., 33 Tab., 14 Beil. Taf., Wien.
- , 1982: Karsthydrogeology of a pre-alpine area in Eastern Austria. – *Abstracts Conv. Int. sul carso di alta montagna*, S. 18, Imperia (Italia).
- & TRAINDL, H., 1982 a: Quellsinterbildungen. – *Karst-Bull.* 3, 2, 6–8, 3 Abb., Wien.
- & TRAINDL, H., 1982 b: Gesamthärte, Leitfähigkeit und Gesamtionengehalt. – *Karst-Bull.* 4, 2, 11–12, 3 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A., 1976: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – Bd. III, IX + 449 S., 7 Taf., 130 Abb., Wien (Deuticke).
- TRAINDL, H., 1982: Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raume Waidhofen/Ybbs –

Weyer. — Unveröff. Diss. Form- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 224 S., 66 Abb., 15 Taf., Wien.

TRIMMEL, H., 1982: Der Hochgebirgskarst in den österreichischen Alpen. — Abstracts Conv. Int. sul carso di alta montagna, S. 25, Imperia (Italia).