

KARSTMORPHOLOGIE UND KARSTHYDROGEOLOGIE – INTERAKTIONEN IM KARSTHYDROSYSTEM

Hans Jörg LAIMER, Salzburg*

mit 1 Abb. im Text

INHALT

<i>Abstract</i>	227
<i>Zusammenfassung</i>	228
1 Einleitung	228
2 Zusammenhang Karstmorphologie – Karsthydrogeologie	229
3 Karsthydrogeologisch bedingte Hohlformbildung	231
4 Karstmorphologische Bedeutung von Trennflächen	233
5 Literaturverzeichnis	235

Abstract

Karst geomorphology and Karst hydrogeology – interactions in the karstic hydro-system

Though Karst research has always been regarded as an interdisciplinary field of research, pertinent German literature, for a long time, referred occasionally only to the fundamental relationship between karst geomorphology and karst hydrogeology. In contrast to studies published in English-speaking countries this mutual dependence received little attention.

The author attempts to link karst geomorphology and karst hydrogeology based on results of Anglo-American pure research into Karst problems. The main emphasis is put on the hydrological development of solution dolines. Only if mass transport of limestone in solution through fissure controlled karst conduits is ensured, dolines can develop. Vice versa: surface karst landforms and epikarstic conditions inform the pattern of infiltration determining subterranean karst geomorphology.

* Mag. Dr. rer.nat. Hans Jörg LAIMER, ALP-infra Engineering + Consulting GmbH, A-5020 Salzburg, Sterneckstraße 55/5/A8; e-mail: joerg.laimer@alpinfra.com, <http://www.alpinfra.com/>

Zusammenfassung

Die Karstforschung gilt seit jeher als Forschungsobjekt verschiedener geowissenschaftlicher Disziplinen. Trotz dieser Interdisziplinarität wurde in der deutschsprachigen Literatur lange Zeit nur am Rand auf die grundlegenden Zusammenhänge zwischen Karstmorphologie und Karsthydrogeologie hingewiesen. Im Gegensatz zur englischsprachigen Literatur fanden die gegenseitigen (systeminternen) Abhängigkeiten wenig Beachtung.

Der Verfasser versucht die Ergebnisse der Karsthydrogeologie mit jenen der Karstmorphologie zu verknüpfen und orientiert sich dabei an der anglo-amerikanischen Grundlagenforschung. Den Schwerpunkt nimmt die karsthydrologisch bedingte Bildung von Oberflächen-Hohlformen ein, die nur dann möglich ist, wenn die Feststoff- und Lösungsfracht durch ein entlang von Trennflächen angelegtes unterirdisches Karströhrensystem abtransportiert werden kann. Vice versa bestimmt der Oberflächenkarst zusammen mit dem Epikarst das Muster der Infiltration, welches die Morphologie des unterirdischen Karstes maßgeblich prägt.

1 Einleitung

Karstlandschaften sind das klassische Beispiel für die Interaktionen zwischen Hydrologie, Geomorphologie und Geologie. Die Karstkunde gilt in Europa aber allgemein als Teilgebiet der Geomorphologie und wird somit der physischen Geographie zugeordnet. Traditionell versuchen europäische Geomorphologen, den Karst nach Gesteinsart, Bedeckung, Klimaregion und dominierender morphologischer Form zu klassifizieren und zu beschreiben. Die Karstforschung kam daher innerhalb der Physiogeographie lange Zeit nicht über die Beschreibung von Karstformen hinaus, da man das Forschungsziel in der Zuordnung verschiedener Formen zu bestimmten Karsttypen sah (vgl. RATHJENS 1951 oder HASERODT 1965). Auf die spezifischen Charakteristika der Karsthydrologie wurde immer wieder hingewiesen, doch detaillierte Untersuchungen blieben aus. Aufgrund der Komplexität des Karstsystems ist aber die Betrachtung isolierter Teilbereiche wenig sinnvoll. In Österreich führten erst die Arbeiten von an der wasserwirtschaftlichen Praxis orientierten Wissenschaftlern wie BAUER, MAURIN und vor allem ZÖTL zu einer integrativen Karstforschung.

Trotzdem existieren bis heute nur wenige Untersuchungen aus dem voralpinen Karst, in denen sowohl Karstmorphologie als auch Karsthydrologie eingehend behandelt werden (BENISCHKE et al. 1983, PAVUZA 1983 oder TRAIIDL 1983). Aus den mittleren Kalkhochalpen liegt hingegen umfangreiche Literatur vor. Zu nennen sind unter anderem ZÖTL (1961), TOUSSAINT (1971), FABIANI, WEISSENSTEINER & WAKONIGG (1980), KOLLMANN (1983), HASEKE-KNAPCZYK (1989), STADLER & STROBL (1997) und PLAN (2002).

Bereits FINK (1976) beklagte den Mangel eines umfassenden Karst-Lehrbuches in deutscher Sprache. Nach den wichtigen Lehrbüchern von ZÖTL (1974) und BÖGLI

(1978) ist nichts Neues mehr erschienen, während mit SWEETING (1972), JENNINGS (1985), WHITE (1988) und FORD & WILLIAMS (1989) vier moderne englische Gesamtdarstellungen vorliegen. Im Folgenden wird der Zusammenhang Karstmorphologie – Karsthydrogeologie, der im Trinkwasserschutz für die Beurteilung der Karstvulnerabilität (Verschmutzungsempfindlichkeit eines Karstaquifers) von entscheidender Bedeutung ist, in Anlehnung an diese Autoren dargestellt.

2 Zusammenhang Karstmorphologie – Karsthydrogeologie

2.1 Allgemeine Bemerkungen

Um von der rein beschreibenden Karstkunde wegzukommen, wurde versucht, das Karstsystem mit geochemischen, physikalischen, morphometrischen und statistischen Methoden zu modellieren. Nach WHITE (1990) kommen die geochemischen und hydrodynamischen Methoden bisher vorwiegend im Bereich der Karsthydrologie und Karsthydrogeologie zum Einsatz, während Morphometrie und statistische Analysen eher für die Bearbeitung des oberirdischen Karstformenschatzes als geeignet erscheinen. Er fordert aber dazu auf, die karsthydraulischen Ergebnisse mit der Karstmorphologie zu verknüpfen. Bei dieser Aufgabenstellung ergeben sich große Probleme durch den direkten Einfluss von Boden- und Vegetationsbedeckung, Landnutzung und die jahreszeitlichen Klimaänderungen. Doch auch die oberirdischen Karstformen können nur durch die geomorphologische Wirkung von Oberflächenwasser und vadosen Wässern erklärt werden. Bei der Betrachtung dieses Zusammenhangs wird nach PALMER (1990) zu wenig beachtet, dass die Bildung von Karsthohlformen an der Oberfläche nur dann möglich ist, wenn Feststoff- und Lösungsfracht durch ein unterirdisches Karströhrensystem abgeführt werden können.

2.2 Input in das Karstsystem

Die Intensität der oberirdischen und oberflächennahen Verkarstung ist in erster Linie vom Wasserangebot abhängig. Die Wassermenge bestimmt die Kalk-Lösungsrate und den Abtransport der gelösten Feststoffe. Für die Wassermenge ist wiederum die Art des Inputs – „*allogenic versus authogenic recharge*“ (WHITE 1990) – entscheidend. Allogene Wässer stammen aus nicht-verkarsteten Gebieten und infiltrieren als Oberflächenwasser in den Karstaquifer. Vor allem in den Karst entwässernde Becken können große Wassermengen sammeln und ganze Flüsse der unterirdischen Entwässerung zuführen („*lateral allogenic recharge*“). Im alpinen Karst tritt häufiger der Fall ein, dass Gewässer aus Nichtkarstgebieten in höherer Reliefposition in ein tiefer liegendes Karstgebiet abfließen („*vertical allogenic recharge*“). In beiden Fällen erfolgt ein konzentrierter Input großer Wassermengen über Schwinden, Höhlen oder Flussversickerungen. Niederschläge, die direkt über der verkarsteten Oberfläche fallen,

werden als autogener Input bezeichnet. Dieser ist im Vergleich zum allogenen Input, über den oft Wassermengen eines großen Einzugsgebiets dem Karstaquifer zugeführt werden, gering. Die Infiltration erfolgt entweder diffus über Kleinklüfte oder durch Dolinen mit Kleineinzugsgebieten. Auch Tropfwässer in Höhlen weisen auf diffuses Einsickern hin.

2.3 Epikarst

Die Infiltration in der vadosen Zone wird als sehr schnell ablaufender Prozess angesehen. Diese Einschätzung trifft aber nur im unbedeckten Karst – und selbst dort nur mit Einschränkung – zu. WILLIAMS (1983, 1985) hat gezeigt, dass im unreinen Kalk tonige Lösungsrückstände die Abflusswege plombieren und so den Abfluss verzögern. Für die Infiltration im (boden-)bedeckten Karst ist diese Feststellung noch von viel größerer Wichtigkeit. An der Kontaktzone Boden – Gestein sind die bedeutendsten Lösungsbeträge zu verzeichnen. 50 bis 80% der Karbonatlösung finden wahrscheinlich innerhalb der ersten zehn Meter der subkutanen Zone statt. An der Felsoberfläche bildet sich meist ein dichtes Netz von subkutanen Karstkleinformen (Rundkarren, Hohlkarren, Trittkarren, Kamenitza, Laugbecken). Der oberflächennahe Untergrund ist durch exogene Verwitterung bereits aufgelockert und stark zerklüftet. Praktisch alle Klüfte sind hier korrosiv erweitert, die meisten schließen sich aber bereits nach wenigen Metern. Die Infiltration in den Epikarst ist daher leichter als die Exfiltration aus ihm. Nach starken Niederschlägen kann in der subkutanen Zone eine beträchtliche Wassermenge gespeichert werden. Der Epikarst kann somit einen hängenden Aquifer über dem eigentlichen Karstaquifer darstellen. Seine Basis sieht WILLIAMS (1985) als durchlässige Grenze („leaky capillary barrier“).

Er geht davon aus, dass Wasserspeicherung und Hydraulik dieses Epikarst-Aquifers den „normalen Prinzipien der Grundwasserbewegung“ entsprechen. Nach intensiven Niederschlägen kann im Epikarst ein hochliegender Grundwasserspiegel erwartet werden. Mit Tracer-Versuchen haben FRIEDRICH & SMART (1981) in der subkutanen Zone lateralen Abfluss nachgewiesen. Der Epikarst funktioniert also wie ein zusammenhängender Grundwasserkörper. Durch intensive Verkarstung können in ihm relativ hohe Fließgeschwindigkeiten auftreten. Während unverkarstete Kalke eine Porosität $< 0,1\%$ und eine hydraulische Leitfähigkeit zwischen 10^{-4} und 10^{-7} m/d haben, kann die Porosität im Epikarst bis auf 5-10% ansteigen (FREEZE & CHERRY 1979). Die hydraulische Leitfähigkeit wird auf 10^{-1} m/d geschätzt (WILLIAMS 1985). Die Ausbildung des Wasserspiegels im Epikarst wird von der räumlich unterschiedlich starken Durchlässigkeit an seiner Basis bestimmt. An ihr reichen die Fließgeschwindigkeiten vom freien Fall des Wassers in Schächten über 102-103 m/d in vadosen Gerinnen bis zu $< 10^{-1}$ m/d bei Sickerwässern.

Der Boden fungiert im bedeckten Karst als Regulator für die Infiltration. Die hydraulische Leitfähigkeit liegt bodenabhängig zwischen 10^{-2} und 10^{-5} m/d. Werden die durch intensive Verkarstung zu kleinen Röhren und Abflusskanälen weiterentwickelten Klüfte durch eingeschwemmtes Bodenmaterial verfüllt, wird ihre Durchlässigkeit stark vermindert. Niederschlagswasser kann über Tage und sogar Wochen zurückge-

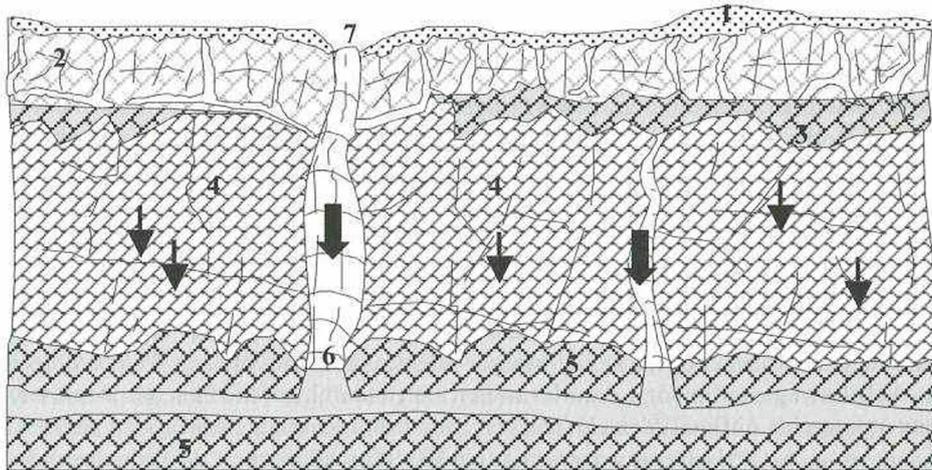


Abb. 1: Schematische Darstellung der Fließverhältnisse im Epikarst [modifiziert nach SMART & FRIEDRICH (1986)]:

Boden (1), Epikarst (2), wassergesättigte Zone im Epikarst (3), gering durchlässiger Block (4), wassergesättigte Zone (5), Karströhre (6), Schachtdoline (7). Die erhöhte Permeabilität im stark geklüfteten Epikarst wird durch die dicken Pfeile verdeutlicht, die langsame Wasserzirkulation im gering durchlässigen Block durch die dünnen.

halten werden, ehe es zum Abfluss gelangt. Der Epikarst spielt als stark verkarstete oberflächennahe Zone eine wichtige Rolle bei der Beurteilung hydrographischer und hydrochemischer Messungen.

3 Karsthydrogeologisch bedingte Hohlformbildung

3.1 Dolinen

Entstehung, Größe und Form einer Doline werden von hydrologischen Prozessen im Epikarst kontrolliert, da diese die räumliche Verteilung der Karbonatlösung bestimmen. Unterschiedliche Lösungsraten sind auf unterschiedliche Abflussmengen zurückzuführen. „Der Schlüssel, um die meisten Lösungshohlformen zu verstehen, liegt in den subkutanen Prozessen des Epikarst-Aquifers oben in der vadosen Zone, aber unterhalb des Bodens. In dieser Zone gibt es große räumliche Variationen in der hydraulischen Leitfähigkeit“ (WILLIAMS 1985).

Dolinen stellen Schwerpunkte des Kalkabtransports dar, da in ihnen die Korrosion fokussiert wird. Sowohl für autogenen als auch allogenen Input fungieren sie als zentripetale Entwässerungspunkte und werden daher in der englischsprachigen Literatur als „point recharge depressions“ bezeichnet. Je größer das Einzugsgebiet einer

Doline ist, desto größer wird die Hohlform. Mit steigender Dolinendichte nimmt die Größe des Einzugsgebietes und damit die für die Kalklösung zur Verfügung stehende Wassermenge ab. Initiale Dolinenformen werden nur dann weiterentwickelt, wenn sich der Abfluss in der subkutanen Zone konzentriert und über Karströhren in den Aquifer gelangt. Reife Formen im bedeckten Karst gliedert WHITE (1990) in drei Abschnitte: einen im Boden und Lockersediment eingesenkten Trichter, eine Hohlform im Fels und eine darunter ansetzende Verbindung zum unterirdischen Entwässerungssystem.

Da durch lithologische und tektonische Einflüsse eine räumliche Variabilität der Kluftdurchlässigkeit besteht, entwickeln sich vertikale Abflusswege an der Basis des Epikarsts nur an bevorzugten Klüften. Deren Dominanz wächst mit steigender Abflussmenge. Ist die Wasserabgabe in den Karstaquifer stark genug, entsteht um die bevorzugte Abflussstelle eine kegelförmige Absenkung des subkutanen Wasserspiegels. Die Abflusswege im Epikarst-Aquifer stellen sich dadurch auf die über der Depression konvergierenden Abflusslinien ein. Die vergrößerte Wassermenge ermöglicht verstärkte Lösung und eine Verbesserung der vertikalen Kluftdurchlässigkeit. Mit zunehmendem vertikalen Abfluss entwickeln sich unter der entstehenden Dolinenform Karströhren. In diesen fördert das turbulente Fließen mechanische Erosion und den Transport von Boden- und Gesteinsmaterial. Der ungehinderte Abfluss in der Karströhre führt zu einer weiteren Absenkung des subkutanen Wasserspiegels unter der Doline. Das zentripetale Einzugsgebiet des Entwässerungspunktes wächst mit dem Radius der kegelförmigen Depression. Die Größe des Kegels hängt von der hydraulischen Leitfähigkeit des Epikarst-Aquifers und der vertikalen Abflussmenge ab.

In flachen Hanglagen entwickeln sich die Absenkungen des Wasserspiegels asymmetrisch. Die Dolinenform ist daher ebenfalls asymmetrisch, wobei die steilere Seite hangaufwärts liegt. An steilen Hängen (über 20°), wo der subkutane hydraulische Gradient eher hangparallel als vertikal zur Hangneigung verläuft, findet keine Dolinenbildung mehr statt.

3.2 Karströhren und Schächte

Der oberirdische Karst bestimmt zusammen mit dem Epikarst das Muster der Infiltration, welches entscheidend für die Morphologie des unterirdischen Karsts ist. Nur dort wo konzentrierter Input stattfindet, bilden sich Karströhren aus, in denen das Wasser zu den tiefer liegenden Quellen abfließt. Die unterirdische Hohlraumbildung ermöglicht den Eintrag von Feststoffen in den Karstaquifer. Erst wenn die korrosive Erweiterung der Karströhren so weit fortgeschritten ist, dass Boden und oberflächennahe Lockersedimente durch das Karstsystem abtransportiert werden können, bilden sich Karsthohlformen an der Oberfläche aus. Höhlen- und Dolinenentwicklung sind daher eng miteinander verbunden und meist voneinander abhängig. Schachtdolinen und Schächte nehmen als oberflächennahe Formen eine Stellung zwischen ober- und unterirdischem Karst ein.

Schächte entstehen durch beständigen langsamen Zufluss, der nach FORD & WILLIAMS (1989) beim Wasseraustritt an der Basis des Epikarsts und unterhalb von Dolinen mit konzentriertem Abfluss und kleinem Einzugsgebiet gegeben ist. Manchmal

stehen Schächte direkt mit vadosen Höhlengängen in Verbindung. Im Idealfall ist die durchfließende Wassermenge so groß, dass kein freier Fall eintritt und das Wasser durch Oberflächenspannung am Fels gehalten wird. Von der Inputstelle wird das Wasser radial verteilt und es findet Flächenkorrosion statt, sodass sich idealer Weise ein runder Querschnitt ergibt. Söhlige Lagerung und geringe Kluftdichte bieten die besten Bildungsbedingungen. Am Schachtgrund wird die Verkarstung oft durch das Schmelzwasser eingelagerter Schneepfropfen gefördert. HASEKE-KNAPCZYK (1989) spricht perennierend firnerfüllte Schachtdolinen als „nivale Enklaven“ im Karstrelief an. Bei ihrer Entwicklung spielt auch die mechanische Erosion eine wichtige Rolle.

WILLIAMS (1985) sieht die Schachtbildung an drei Schwellen gebunden. Die kinetische Schwelle wird vom Kalksättigungsgrad des Wassers bestimmt. Tropfwasser in Höhlen ist meist gesättigt bis übersättigt, während in Schächten abfließendes Wasser oft untersättigt ist. Hier ergibt sich ein großer Kontrast, obwohl beide Wasser aus dem Epikarst-Aquifer stammen. Das diffus infiltrierende Wasser ist aber in den nicht erweiterten, engen Klüften bereits wenige Meter unter der Oberfläche gesättigt. An einer korrosiv erweiterten Kluft hingegen kann ungesättigtes Wasser weiter eindringen. Es ist dadurch bis in größere Tiefen korrosiv wirksam und formt die Kluft zu einer Karströhre. Wenn die Karströhre so weit verbreitert ist, dass sie der überlagernde Boden nicht mehr überdecken kann und abtransportiert wird, ist die hydrodynamische Schwelle überschritten. Die dritte Schwelle markiert den Übergang von der unregelmäßigen Karströhre zum vertikalen Schacht.

Verkarstung gilt als relativ schnell ablaufender Prozess. Die Geschwindigkeit von Karbonatlösung und Stofftransport ermöglicht die Bildung von Dolinen, Schächten und auch Höhlen in geologisch extrem kurzen Zeiträumen. Für Schächte mit zehn Meter Durchmesser hat WHITE (1990) aus Kalkabtragsmessungen ein ungefähres Alter von 4000 Jahren abgeleitet!

4 Karstmorphologische Bedeutung von Trennflächen

Die Oberfläche eines Karbonatgesteinskörpers ist als Input-Grenze für den sich entwickelnden Karst zu betrachten. Die Lage des Vorfluters stellt die Output-Grenze auf niedrigerer Höhe dar. Im Gesteinskörper werden primäre und sekundäre Hohlräume („*primary and secondary porosity*“ nach GILLIESON 1996) wie Schichtfugen, Klüfte oder Störungen durch Verkarstung erweitert und zu initialen Abflussbahnen modifiziert. Die daraus entstehenden Karströhren formen ein vernetztes Entwässerungssystem und verbinden das Einzugsgebiet mit den Quellen. Im Aquifer bilden sich die Karströhren also nicht zufällig oder gleichmäßig, sondern entlang von bevorzugten Abflusswegen aus. In den größeren Röhren fließt das Wasser turbulent, während in den zur Hauptröhre entwässernden kleinen Gerinnen noch laminares Fließen stattfindet. Die Weiterentwicklung der Karströhren erfordert einen ständigen Durchfluss, um den Transport von Lösungsfracht und nicht-gelösten Rückständen zu gewährleisten. Vor dem Einsetzen der Verkarstung muss daher bereits ein zusammenhängendes Netzwerk

aus nicht-verkarsteten Abflusswegen („*presolutional flow routes*“) bestehen. So lange keine Verbindung zwischen Input- und Output-Grenze entsteht, ist der Fließwiderstand im Gebirge zu hoch, um die bei der Dolinenbildung anfallende Kalkmenge abzutransportieren.

Die Bedeutung der Poren Hohlräume erachtet PALMER (1990) dabei mit wenigen Ausnahmen – ihre Erweiterung ist nur in sehr jungen, unverfestigten Karbonatgesteinen relevant – als gering. Auch Falten können die Karstentwässerung nur lokal beeinflussen. Klüfte und Schichtfugen haben als den Abfluss kontrollierende Strukturen etwa die gleiche Bedeutung. Sie sind die für den Gangverlauf der Höhlen wichtigsten geologischen Parameter. So findet man in Höhlensystemen meist eine Kombination aus kluft- und schichtfugengebundenen Gängen vor. Diese Entwicklung entlang von vorgegebenen Abflusswegen ermöglicht in Höhlen einen guten Einblick auf die struktureologische Beeinflussung des Karstaquifers.

In den meisten Karstaquiferen ist die Kalklösung sehr selektiv wirksam. Trotz einer großen Zahl vorhandener Primär- und Sekundärhohlräume werden nur einige wenige signifikant erweitert. Daraus resultiert die für den Karst typische Diskontinuität zwischen großen Höhlengängen und den sie umgebenden Klein- und Kleinströhen, die kaum durch Korrosion verbreitert werden. Nahe der Geländeoberfläche ist der Gegensatz viel schwächer ausgebildet, denn er nimmt mit der Verkarstungstiefe zu. In den großlumigen Röhren gelangt kalkaggressives Wasser zum Abfluss. Dem durch enge Klüfte einsickernden Wasser bietet sich eine viel größere Angriffsfläche und dementsprechend bald ist es bereits gesättigt. Viele Klüfte werden nahe der Oberfläche beträchtlich erweitert. Doch nur wenige erhalten genug Wasser, um sich zu Karströhren zu entwickeln, die mit dem Karstaquifer direkt in Verbindung stehen. Die funktionalen Beziehungen innerhalb einer Kluft können nach PALMER (1990) mit folgender Gleichung beschrieben werden:

$$Q = \frac{w^3 \cdot b \cdot \gamma \cdot dh}{12 \cdot \mu \cdot dL}$$

wobei Q der Durchfluss, w die Kluftweite, b die Länge des Kluftquerschnitts, γ das spezifische Gewicht des Wassers, μ die dynamische Viskosität des Wassers und dh/dL der hydraulische Gradient ist. Der Term $w^2/12\mu$ entspricht der hydraulischen Leitfähigkeit im DARCY'schen Gesetz. Die Gleichung macht den großen Einfluss der Kluftweite auf die Bestimmung der Beziehung Durchfluss – hydraulischer Gradient deutlich. Aus der Tatsache, dass Kluftscharen den Aquifer meist in bevorzugten Richtungen durchziehen, resultiert die starke Anisotropie der Wasserwegigkeit im Karst. Der hydraulische Gradient allein ist nicht immer ein verlässlicher Indikator zur Bestimmung der Abflussrichtung.

5 Literaturverzeichnis

- BENISCHKE R. et al. (1983), Hydrogeologie der nördlichen Kalkvoralpen: Schafberg – Höllengebirge, Teil 2. Graz, unveröff. Endbericht Joanneum Research.
- BÖGLI A. (1978), Karsthydrographie und physische Speläologie. Berlin, Heidelberg, New York.
- FABIANI E., WEISSENSTEINER V., WAKONIGG H. (1980), Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet. Teil I. Naturräumliche Grundlagen. Geologie – Morphologie – Klimatologie (= Berichte d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 44). Graz.
- FINK M.H. (1976), Zum Stand der phänomenologischen und typologischen Karstforschung. In: Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., 118, S. 211-236.
- FORD D.C., WILLIAMS P.W. (1989), Karst Geomorphology and Hydrology. London.
- FREEZE R.A., CHERRY J.A. (1979), Groundwater. New Jersey.
- FRIEDRICH H., SMART P.L. (1981), Dye tracer studies of the unsaturated zone recharge of the Carboniferous Limestone aquifer of the Mendip Hills, England. In: BECK B.F. (Hrsg.), Proc. 8th Intern. Congr. of Speleology, Bowling Green, Kentucky, USA, July 18 to 24 (= Congrès intern. de spéléologie, 8), S. 283-286.
- GILLIESON D. (1996), Caves: Processes, Development and Management. Oxford, Cambridge.
- HASEKE-KNAPCZYK H. (1989), Der Untersberg bei Salzburg: die ober- und unterirdische Karstentwicklung und ihre Zusammenhänge; ein Beitrag zur Trinkwasserforschung (= Veröff. d. Österr. MaB-Programms, 15). Innsbruck.
- HASERODT K. (1965), Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen. In: Münchner Geograph. Hefte, 27, S. 1-114.
- JENNINGS J.N. (1985), Karst Geomorphology. Oxford.
- KOLLMANN W. (1983), Hydrogeologische Untersuchungen in den nördlichen Gesäusebergen (= Berichte d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 66). Graz.
- PALMER A.N. (1990), Groundwater processes in karst terranes. In: HIGGINS C.G., COATES D.R. (Hrsg.), Groundwater Geomorphology; The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms (= Geological Society of America, Special Paper, 252), S. 177-209. Boulder.
- PAVUZA R. (1983), Karsthydrogeologische Untersuchungen in den Kalkvoralpen südlich Waidhofen/Ybbs (Niederösterreich). In: Mitt. d. Ges. d. Geol. Bergbaustud. Österr., 29, S. 133-160.
- PLAN L. (2002), Speläologisch-tektonische Charakterisierung der Karstwasserdynamik im Einzugsgebiet der bedeutendsten Quelle der Ostalpen (Kläfferquelle, Hochschwab) (= SPELDOK, 11). Wien.
- RATHJENS C. (1951), Der Hochkarst im System der klimatischen Morphologie. In: Erdkunde, 5, S. 310-315.
- SMART P.L., FRIEDRICH H. (1986), Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonate aquifer. Mendip Hills, England. In: Proc. Conf. Env. Problems of karst terranes and their solutions, 1986, NWWA, Dublin, Ohio, S. 59-87.
- STADLER H., STROBL E. (1997), Karstwasserdynamik Zeller Staritzen. Graz, unveröff. Endbericht. Joanneum Research. 171 S.
- SWEETING M.M. (1972), Karst landforms. London.
- TOUSSAINT B. (1971), Hydrogeologie und Karstgenese des Tennengebirges (Salzburger Kalkalpen). In: Steir. Beiträge z. Hydrogeologie, 23, S. 5-115.

- TRAINDL H. (1983), Hydrogeologie der Kalkvoralpen im Raum Waidhofen/Ybbs – Weyer (NÖ, OÖ) In: Mitt. d. Ges. d. Geol. Bergbaustud. Österr., 29, S. 161-190.
- WHITE W.B. (1988), Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains. Oxford, New York.
- WHITE W.B. (1990), Surface and near-surface karst landforms. In: HIGGINS C.G., COATES D.R. (Hrsg.), Groundwater Geomorphology; The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms (= Geological Society of America, Special Paper, 252), S. 157-175. Boulder.
- WILLIAMS P.W. (1983), The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. In: Journal of Hydrology, 61, S. 45-67.
- WILLIAMS P.W. (1985), Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. In: Zeitschrift. f. Geomorph., 29, S. 463-482.
- ZÖTL J. (1961), Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. In: Steir. Beiträge z. Hydrogeologie, 1960/61, 2, S. 53-183.
- ZÖTL J. (1974), Karsthydrogeologie. Wien.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 2005

Band/Volume: [147](#)

Autor(en)/Author(s): Laimer Hans Jörg

Artikel/Article: [Karstmorphologie und Karsthydrogeologie - Interaktion im Karsthydrossystem 227-236](#)