

Wärme als Tracer in Karstgebieten

Heat as Tracer in Karst Areas

S. BIRK¹⁾, T. WAGNER²⁾, G. WINKLER³⁾ & W. W. WOESSNER⁴⁾

Inhalt

	Seite
1. Einleitung.....	77
2. Transportprozesse.....	78
2.1. Konvektion und Wärmeleitung.....	78
2.2. Wasseraustausch zwischen Karst- und Kluft-/Porenhohlraumssystem.....	79
2.3. Zusätzliche Prozesse in teilgefüllten Karsthohlräumen (Höhlenbächen).....	80
3. Anwendung.....	82
3.1. Identifikation von Abflusskomponenten mit kurzer Verweilzeit.....	82
3.2. Charakterisierung des Karsthohlraumssystems.....	85
3.3. Charakterisierung des Wasseraustausches zwischen Karst- und Kluft-/ Porenhohlraumssystem.....	87
4. Schlussfolgerungen und Ausblick.....	90
Zusammenfassung.....	91
Literatur.....	91
Summary.....	93
Dank.....	94

1. Einleitung

Tracer sind „Stoffe und Parameter, die [...] Auskunft über die Herkunft des Wassers, über seine Fließwege oder auch über seine Bewegungsformen geben können“ (ÖWAV REGELBLATT 214, 2007). Nach dieser Definition können auch physikalische Kenngrößen wie die Wassertemperatur als natürliche Tracer in hydrogeologischen Untersuchungen dienen. Standardwerke zu geohydrologischen Tracern und Markierungstechniken (z. B.

¹⁾ Univ.-Prof. Dr. Steffen BIRK, Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich. E-Mail: steffen.birk@uni-graz.at

²⁾ Dipl.-Ing. Dr. Thomas WAGNER, Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich. E-Mail: thomas.wagner@uni-graz.at

³⁾ Mag. Dr. Gerfried WINKLER, Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich. E-Mail: gerfried.winkler@uni-graz.at

⁴⁾ Prof. Dr. William WOESSNER, Department of Geosciences, The University of Montana 32 Campus Drive, Missoula, MT 59812. E-Mail: william.woessner@umontana.edu

W. KÄSS, 2004, ÖWAV REGELBLATT 214, 2007, Ch. LEIBUNDGUT et al., 2009) be-fassen sich jedoch überwiegend oder ausschließlich mit gelösten Markierungsstoffen wie Fluoreszenztracern, Salzen, stabilen Isotopen oder radioaktiven Substanzen und mit Partikeltracern wie Sporen oder Bakterien. Obwohl bereits vor über hundert Jah-ren erkannt wurde, dass anhand von Grundwassertemperaturen Rückschlüsse auf die Infiltration von Oberflächenwässern, also die Herkunft des Wassers, gezogen werden können (C. S. SLICHTER, 1905), ist der Umfang der wissenschaftlichen Literatur zur Verwendung von Wärme als Tracer in hydrogeologischen Untersuchungen immer noch vergleichsweise gering (M. P. ANDERSON, 2005). Die zusammenfassende Darstellung von M. P. ANDERSON (2005) stellt methodische Ansätze und Fallbeispiele vor, die vor allem Grundwasserneubildungsprozesse und Oberflächen-Grundwasser-Wechselwirkungen in Poren- und Kluftgrundwasserleitern betreffen, jedoch nicht in Karstgrundwasserleitern. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es daher, die Bedeutung der verschiedenen Wärmetrans- portprozesse in Karstgrundwasserleitern zu diskutieren sowie die sich daraus ergebenden Anwendungsmöglichkeiten aufzuzeigen.

2. Transportprozesse

Konzeptionell können Karstgrundwasserleiter als duale Fließsysteme aufgefasst wer- den, die aus einer geklüftet-porösen Matrix und einem Karsthohlraumssystem aufgebaut sind (z. B. M. SAUTER et al., 2006). Die Matrix ist zwar weit weniger hydraulisch leitfähig als das Karsthohlraumssystem, stellt jedoch oft einen Großteil des Karstwasserspeichers. Aufgrund der langen Verweilzeiten der Matrixwässer kann davon ausgegangen werden, dass die Temperatur dieser Wässer an jene des Gesteins angeglichen ist. Niederschlags- wässer, die über Dolinen oder Schlucklöcher rasch in Karsthohlräume einsickern, treten dagegen oft nach wenigen Tagen oder sogar nur Stunden an Quellen wieder aus. Der Austritt solcher Wässer äußert sich oft in Änderungen der physikochemischen Parameter des Quellwassers wie der elektrischen Leitfähigkeit, der Trübung oder eben der Wasser- temperatur. Offenbar gestatten die thermischen Wechselwirkungen zwischen Wasser und Gestein innerhalb solch kurzer Zeiträume keine vollständige thermische Angleichung der schnellen Abflusskomponente an die Gesteins- bzw. Vorereignistemperatur des Karst- grundwasserleiters. Im Folgenden sollen die hierbei maßgeblichen Wärmetransport- prozesse besprochen und damit Faktoren identifiziert werden, welche das thermische Verhalten des Quellwassers nach Niederschlagsereignissen bestimmen.

2.1. Konvektion und Wärmeleitung

Der Transport von Wärme mit der mittleren Geschwindigkeit des Wassers wird als Konvektion bezeichnet (z. B. F. HÄFNER et al., 1992). Die hohen Fließgeschwindigkeiten in Karsthohlräumen, typischerweise in Größenordnungen von 0,01 m/s bis 1 m/s (S. J. GALE, 1984), ermöglichen einen konvektiven Wärmetransport über Entfernungen von einigen Kilometern in wenigen Tagen. Entlang seines Weges von der Infiltration bis zum Austritt an Quellen ist das Wasser jedoch in Kontakt mit der Gesteinsmatrix. Ein Temperatur- unterschied zwischen Gestein und Wasser verursacht einen Wärmefluss durch Wärmelei- tung (Konduktion) vom Ort der höheren zum Ort der niedrigeren Temperatur (Fig. 1). Der konduktive Wärmefluss in der thermischen Grenzschicht, die das mobile Karsthohl- raumwasser von der Gesteinsmatrix trennt, ist proportional zum Temperaturgradienten

und somit einerseits durch die Temperaturdifferenz zwischen Wasser und Gestein und andererseits durch die von den Strömungsbedingungen beeinflussten Dicke der thermischen Grenzschicht bestimmt. Im Falle von Karsthohlräumen mit Fließgeschwindigkeiten in den genannten Größenordnungen ist die Strömung meist turbulent und die Grenzschichtdicke kann anhand empirischer Gleichungen für turbulente Rohrströmungen abgeschätzt werden (z. B. F. P. INCROPERA & D. P. DEWITT, 1996). Da die Grenzschichtdicke mit zunehmender Fließgeschwindigkeit des Wassers abnimmt, ermöglichen höhere Strömungsgeschwindigkeiten eine stärkere thermische Wechselwirkung zwischen Wasser und Gestein. Ein weiterer wesentlicher Faktor ist der hydraulische Durchmesser der Karsthohlräume: Je kleiner der Durchmesser, desto größer ist die Wasser-Gestein-Grenzfläche im Verhältnis zum Wasservolumen im Karsthohlraum und desto stärker ist die Wassertemperatur durch die thermische Wechselwirkung mit dem Gestein beeinflusst.

Die genannten Transportprozesse treten analog auch beim Stofftransport in Karsthohlräumen auf: Entlang des Karsthohlraums werden Stoffe durch Konvektion (im Zusammenhang mit Stoffen oft als Advektion bezeichnet) transportiert, während Konzentrationsunterschiede zwischen Wasser und Gestein analog zur Wärmeleitung einen diffusiven Transport über eine Diffusionsgrenzschicht bewirken. Ein wesentlicher Unterschied zwischen Wärme- und Stofftransport ist jedoch, dass die Diffusionskoeffizienten gelöster Stoffe im Wasser um Größenordnungen kleiner sind als die für die Wärmeleitung maßgebliche thermische Diffusivität. Daraus lässt sich schließen, dass sich die Wasser- und Gesteinstemperaturen rascher aneinander angleichen, als sich die elektrische Leitfähigkeit gering mineralisierter Wässer infolge der Lösung des Karstgesteins erhöht.

Die oben genannten Prozesse alleine reichen jedoch nicht aus, um den Wärmetransport in Karsthohlräumen unter realistischen Bedingungen quantitativ zu beschreiben. Die thermische Wechselwirkung zwischen Wasser und Gestein führt zu einer Änderung der Temperatur an der Wasser-Gestein-Grenzfläche und damit zu einem Temperaturgradienten, welcher eine Wärmeleitung innerhalb der Gesteinsmatrix bewirkt. Bei turbulenten Strömungsbedingungen im Karsthohlraum ist die Wärmeleitung im Gestein bereits nach Zeiträumen von Sekunden wesentlich langsamer als der Wärmetransfer zwischen Wasser und Gestein und limitiert dann den Wärmetransport (M. D. COVINGTON et al., 2011). Die Temperatur der Wasser-Gestein-Grenzfläche nähert sich daher mit zunehmender Ereignisdauer der Wassertemperatur im Karsthohlraum an. Analytische Modelle, die die Konvektion im Karsthohlraum an die Wärmeleitung im Gestein koppeln und dabei annehmen, dass die Temperatur an der Wasser-Gestein-Grenzfläche gleich der Wassertemperatur ist (z. B. S. RENNER, 1996, D. HÜCKINGHAUS, 1998, M. D. COVINGTON et al., 2011), stellen unter diesen Bedingungen eine gute Näherung dar, während Modelle, die von einer konstanten Temperatur der Grenzfläche ausgehen (z. B. A. J. LONG & P. C. GILCREASE, 2009), zur Beschreibung des Wärmetransports in Karsthohlräumen mit turbulenter Strömung nicht geeignet sind.

2.2. Wasseraustausch zwischen Karst- und Kluft-/Porenhohlraumssystem

Neben den im vorigen Kapitel angesprochenen thermischen Wechselwirkungen zwischen Wasser und Gestein bedingt die oben erwähnte Dualität von Karstgrundwasserleitern auch eine hydraulische Wechselwirkung zwischen dem Karsthohlraumssystem und dem Kluft- oder Porenhohlraumssystem der Gesteinsmatrix (Fig. 2). In Zeiträumen mit geringer oder keiner Grundwasserneubildung ist der Wasserfluss im Allgemeinen von der geringdurchlässigen Matrix hin zum hochdurchlässigen Karsthohlraumssystem gerichtet

(W. B. WHITE, 1988, 2003). Nach starken Neubildungsereignissen mit rascher Infiltration in das Karsthohlraumssystem kann sich der hydraulische Gradient zwischen Matrix und Karsthohlraum jedoch zeitweise umkehren, sodass Karsthohlraumwasser vorübergehend in die Matrix infiltriert (C. J. TAYLOR & E. A. GREEN, 2008, W. B. WHITE, 2003). Lokal sind solche Verhältnisse auch unabhängig von der hydrologischen Situation beispielsweise an Engstellen im Karsthohlraumssystem denkbar. Anhand von Zeitreihen physikochemischer Parameter von Karstquellwässern können schnelle und langsame Abflusskomponenten getrennt werden (z. B. M. SAUTER, 1992, S. J. DREISS, 1989, S. BIRK et al., 2004). Dabei ergeben sich gebiets- und ereignisabhängig sehr variable Anteile der schnellen Abflusskomponente, die oft zwischen 5 % und 50 % liegen (T. GEYER et al., 2008).

Es liegt auf der Hand, dass die Austauschprozesse zwischen Matrix und Karsthohlraum und die dadurch bedingte Mischung verschiedener Abflusskomponenten einen erheblichen Einfluss auf den Wärmetransport und die Wassertemperatur im Karsthohlraumssystem haben. Die Beimischung von Matrixwässern, die sich aufgrund ihrer langen Verweilzeiten thermisch an das Gestein angeglichen haben, führt im Karsthohlraum zu einem stärker gedämpften Temperaturverlauf. Aber auch eine nur vorübergehende Infiltration von Karsthohlraumwässern in die Matrix mit anschließendem Rückfluss in den Karsthohlraum ermöglicht eine stärkere thermische Wechselwirkung mit dem Gestein und damit eine Dämpfung des Temperaturverlaufs. Eine ähnliche Wirkung dürften Wasseraustauschprozesse mit Sedimenten im Karsthohlraum haben, analog zu Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen (siehe z. B. W. W. WOESSNER, 2000, J. H. FLECKENSTEIN & C. SCHMIDT, 2009), die den Temperaturverlauf im Oberflächenwasser und flussnahen Grundwasser wesentlich beeinflussen (J. CONSTANTZ & D. A. STONESTROM, 2003). Untersuchungen an Höhlenbächen (T. DOGWILER & C. WICKS, 2006, T. WAGNER et al., 2012) zeigen, dass solche Austauschprozesse auch in Karstsystemen ablaufen. Quantitative Abschätzungen der hierbei auftretenden Wasserflüsse und ihres Einflusses auf den Wärmetransport im Karstsystem liegen nach Kenntnis der Autoren bisher jedoch nicht vor.

2.3. Zusätzliche Prozesse in teilgefüllten Karsthohlräumen (Höhlenbächen)

In Karsthohlräumen, die nicht vollständig mit Wasser erfüllt sind, sondern von einem Höhlenbach durchflossen werden, ist zusätzlich zu den oben angesprochenen Transportmechanismen auch ein Wärmetransfer zwischen der Wasseroberfläche und dem Gestein durch Strahlung und Konvektion in der Luft möglich (Fig. 3).

Die Strahlung kann mit Hilfe des STEFAN-BOLTZMANN-Gesetzes (z. B. T. FOKEN, 2006) abgeschätzt werden. Bei den in Karstsystemen auftretenden geringen Temperaturdifferenzen ist der Wärmetransfer durch Strahlung hauptsächlich durch das Größenverhältnis der Gestein-Luft-Grenzfläche zur Wasser-Luft-Grenzfläche und damit durch die Geometrie des Karsthohlraums bestimmt. Unter realistischen Annahmen ergibt sich, dass der Wärmetransfer durch Strahlung bei einer Ereignisdauer von einigen Stunden zwar nicht vernachlässigbar, aber doch gering ist und erst nach Tagen oder Wochen die Größenordnung des konduktiven Wärmestroms an der Wasser-Gestein-Grenzfläche erreicht (M. D. COVINGTON et al., 2011).

Der konvektive Wärmeaustausch über die Luft ist schwieriger abzuschätzen. Die Autoren M. D. COVINGTON et al. (2011) vernachlässigen obertägige Einflüsse auf den konvektiven Luftaustausch in Karsthohlräumen, die zwar nahe von Höhleneingängen, aber nicht tief im Karstsystem als relevant erachtet werden. Auch die freie Konvektion, die nur dann

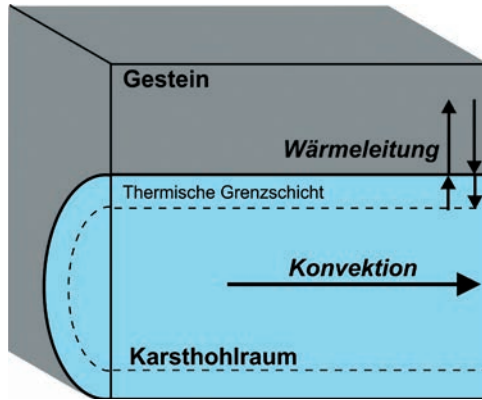


Fig. 1: Wärmetransportprozesse in wassererfüllten Karsthohlräumen.
Heat transport processes in water-filled karst conduits.

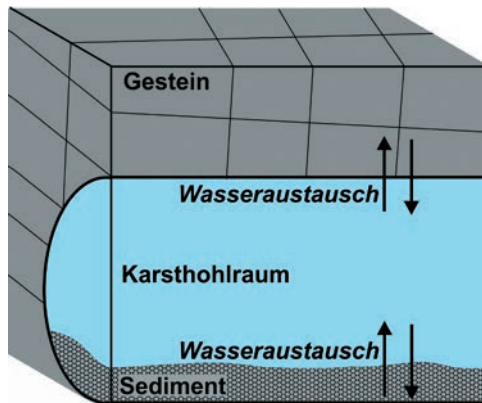


Fig. 2: Wasseraustauschprozesse, die den Wärmetransport in Karsthohlräumen beeinflussen können.
Water exchange processes that may influence heat transport in karst conduits.

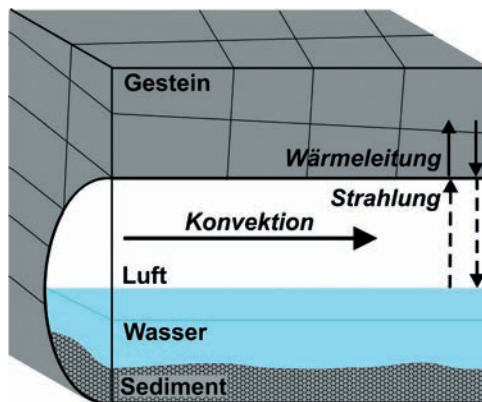


Fig. 3: Zusätzliche Wärmetransportprozesse in teilgefüllten Karsthohlräumen.
Additional heat transport processes in partially filled karst conduits.

auftritt, wenn das Wasser wärmer als die überlagernde Luft ist, wird bei Vorliegen einer erzwungenen Konvektion als vergleichsweise unbedeutend angesehen. Bei typischen Windgeschwindigkeiten in Höhlen zwischen 0,01 m/s und 0,1 m/s ergeben sich unter diesen Annahmen Wärmeflüsse, die maximal wenige Prozent des Wärmetransfers durch Strahlung ausmachen und daher vernachlässigbar sind (M. D. COVINGTON et al., 2011).

3. Anwendung

Aus obiger Diskussion der Wärmetransportprozesse in Karstgrundwasserleitern ist ersichtlich, dass Wärme kein konservativer, sondern ein reaktiver Tracer ist, der in hohem Maße durch die Wechselwirkung des Wassers mit dem Gestein beeinflusst wird. Beispielhaft wird dies durch die von S. BIRK et al. (2006) vorgestellten numerischen Simulationen des Wärme- und Stofftransports in einem hypothetischen Einzugsgebiet illustriert. Die Modellrechnungen wurden mit einem in dem gekoppelten Kontinuum-Röhren-Strömungsmodell CAVE (T. CLEMENS et al., 1996, R. LIEDL et al., 2003) implementierten numerischen Wärme- und Stofftransportmodell (S. BIRK, 2002) durchgeführt, welches einerseits die in Kap. 2.1 beschriebenen thermischen Wechselwirkungen (bzw. Diffusion) zwischen Wasser und Gestein und andererseits auch die hydraulische Wechselwirkung zwischen Matrix und Karsthohlraum (Kap. 2.2) berücksichtigt. Am Beispiel des Wärme- und Stofftransports durch eine 1200 m lange Karströhre mit einem Durchmesser von 0,5 m zeigt sich, dass die Kalzium-Konzentration (und damit die elektrische Leitfähigkeit) an der Karstquelle durch die Gesteinslösung praktisch nicht beeinflusst wird und daher in sehr guter Näherung das Mischungsverhältnis von Matrixwasser (mit langer Verweilzeit) und rasch in den Karsthohlraum infiltriertem Neubildungswasser repräsentiert. Im Unterschied dazu spricht die Temperatur aufgrund der stärkeren Wechselwirkung mit dem Gestein leicht verzögert und deutlich gedämpft an (Fig. 4). Daraus ergeben sich wesentliche Konsequenzen für die Anwendung von Wärme als Tracer in Karstgebieten, die im Folgenden beispielhaft veranschaulicht werden sollen.

3.1. Identifikation von Abflusskomponenten mit kurzer Verweilzeit

Die Identifikation von Abflusskomponenten, die durch konzentrierte, rasche Infiltration in Karsthohlräume gelangen und bereits nach kurzer Verweilzeit an Quellen wieder austreten, ist ein wesentlicher Aspekt in der Beurteilung der Vulnerabilität von Karstquellen gegenüber Verunreinigungen. Der zeitliche Verlauf der Wassertemperatur an Karstquellen ist ein vergleichsweise einfach und kostengünstig zu messender Parameter, der für derartige Fragestellungen wertvolle Informationen liefern kann. Beobachtungen an Karstquellen zeigen häufig deutliche Änderungen der Wassertemperatur nach Niederschlagsereignissen, die oft etwa zeitgleich mit Änderungen der elektrischen Leitfähigkeit einhergehen und die Ankunft einer schnellen Abflusskomponente an der Quelle anzeigen (z. B. W. B. WHITE, 1988, M. SAUTER, 1992, D. C. FORD & P. W. WILLIAMS, 2007, A. J. LUHMANN et al., 2011, J. A. BARBERÁ & B. ANDREO, 2011, N. RAVBAR et al., 2012). Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, dass aus einem ausgeglichenen Temperaturverlauf das Vorhandensein einer solchen Abflusskomponente keineswegs sicher ausgeschlossen werden kann, da das Temperatursignal durch die thermische Wechselwirkung mit dem Gestein so stark gedämpft sein kann, dass es

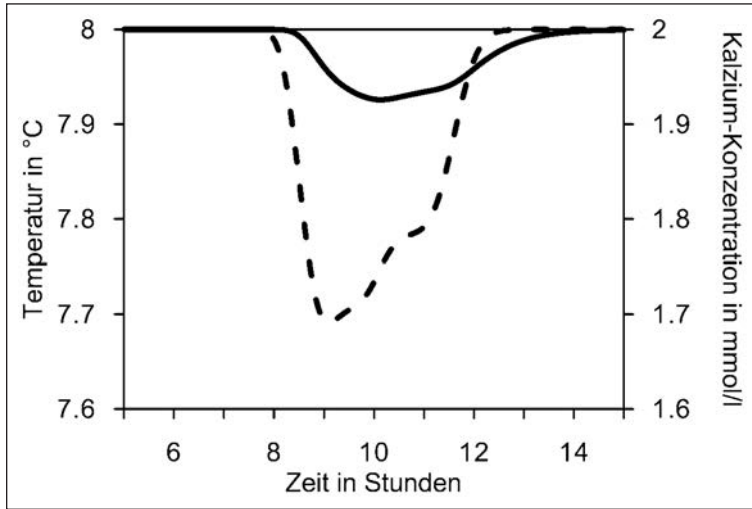


Fig. 4: Vergleich des simulierten Verlaufs der Temperatur (durchgezogene Linie) und der Kalzium-Konzentration (gestrichelte Linie) an einer Karstquelle nach einem Neubildungsereignis. Die Skalierung der Temperatur- und Konzentrationsachsen wurde so gewählt, dass relative Parameteränderungen äquivalent dargestellt werden. Abbildung modifiziert nach S. BIRK et al. (2006).
 Comparison of simulated temperature (solid line) and calcium concentration (dashed line) responses of a karst spring to a recharge event. Temperature and concentration axes have been scaled to represent relative parameter changes equivalently. Figure modified after S. BIRK et al. (2006).

an der Quelle nicht messbar ist. Hier stellt also die Reaktivität des Wärmetracers einen gewissen Nachteil gegenüber konservativen Umweltracern dar.

Eine weitere Schwierigkeit bei der quantitativen Interpretation von Quellwassertemperaturen besteht darin, dass die Temperatur des Neubildungswassers meist nicht bekannt ist. Selbst wenn die thermische Wechselwirkung mit dem Gestein in einem gegebenen Karstsystem vernachlässigbar wäre, eignet sich das Temperatursignal daher kaum zur quantitativen Bestimmung der schnellen Abflusskomponente. Anhand von Stoffkonzentration (z. B. S. J. DREISS, 1989) oder der elektrischen Leitfähigkeit (z. B. S. BIRK et al., 2004) kann dagegen eine Abflusstrennung selbst dann durchgeführt werden, wenn die entsprechenden Parameter im Niederschlag nur abgeschätzt werden. Beispielsweise ist die elektrische Leitfähigkeit des Niederschlagswassers in der Regel um ein Vielfaches geringer als jene des Karstgrundwassers, sodass selbst bei grober Abschätzung der Fehler in der Abflusstrennung gering ist. Die Temperatur des Niederschlagswassers kann dagegen saisonal und ereignisabhängig stark variieren und muss nicht zwangsläufig stark von jener des Grundwassers abweichen.

Trotz der genannten Schwierigkeiten lassen sich aus dem zeitlichen Verlauf der Wassertemperaturen unter Umständen zusätzliche Informationen über Abflusskomponenten mit kurzen Verweilzeiten ableiten, die eine wertvolle Ergänzung bei der Interpretation anderer Tracer darstellen können. Dies veranschaulicht das von S. BIRK & T. REICHEL (2005) beschriebene Beispiel des Urenbrunnens, einer in Südwestdeutschland gelegenen Gipskarstquelle. Nach einem Starkregenereignis im Juni 2000 reagiert die Quelle zunächst mit einer Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit und der Temperatur des Wassers (Fig. 5). Die elektrische Leitfähigkeit erreicht jedoch bereits nach etwa einem Tag wieder nahezu den Vorereigniswert, was den Schluss nahelegt, dass die Quelle fast ausschließ-

lich aus Matrixwässern mit langer Verweilzeit gespeist wird. Die aus Fig. 5 ersichtliche tagesperiodische Temperaturschwankung deutet jedoch darauf hin, dass Oberflächenwasser in das Karstsystem infiltrieren und nach kurzer Verweilzeit an der Quelle wieder austreten. Tatsächlich befindet sich in knapp 200 m Entfernung von der Quelle ein Schluckloch, das aus einem zeitweise wasserführenden Gerinne gespeist wird. Bei einer Geländebegehung am 7.6. 2000 wurde ein Zufluss von mehreren Litern pro Sekunde zum Schluckloch festgestellt. Die elektrische Leitfähigkeit des versickernden Wassers stimmte nahezu mit jener des Quellwassers überein, während die Wassertemperatur bereits am Vormittag über der Quellwassertemperatur lag und im Tagesverlauf weiter zunahm. Mittels Spektralanalyse der Quellwassertemperatur zeigten S. BIRK et al. (2004),

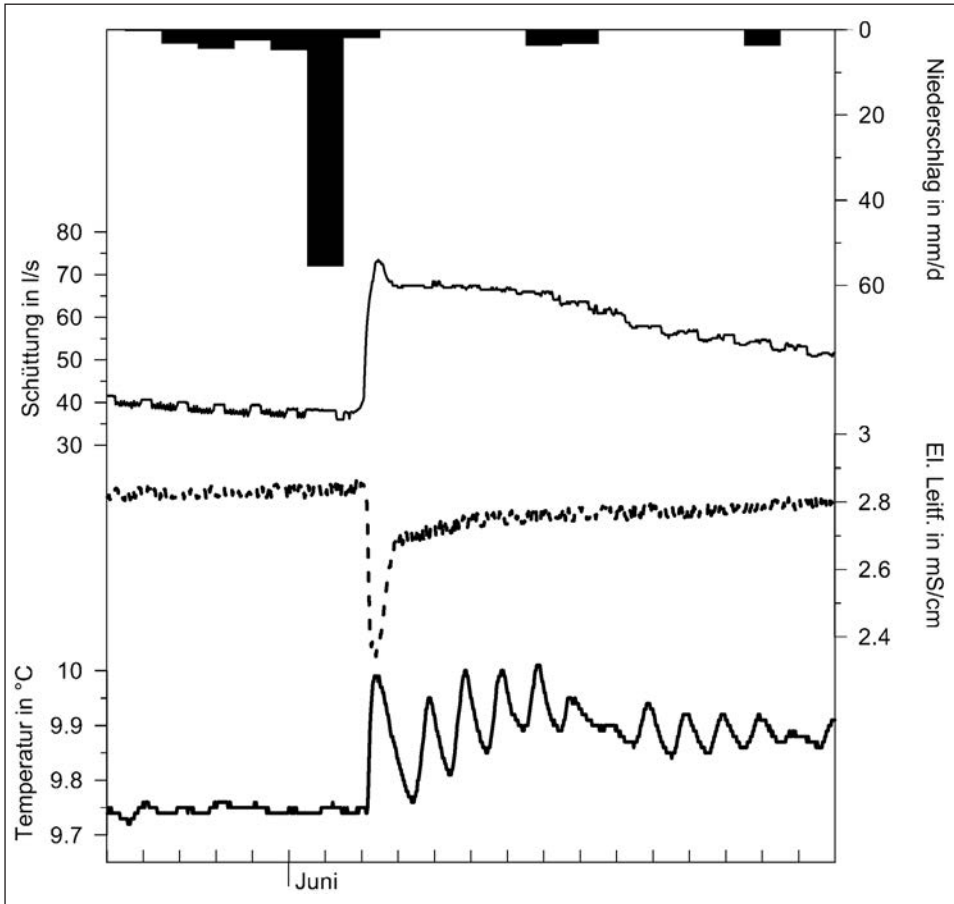


Fig. 5: Schüttung, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur der Urenbrunnenquelle sowie Niederschlagsdaten der rund 10 km entfernten, vom Deutschen Wetterdienst betriebenen Station Haigerloch (Ende Mai und Anfang Juni 2000). Teilstriche der Zeitachse repräsentieren Tagesschritte. Abbildung modifiziert nach S. BIRK & T. REICHEL (2005).

Discharge, electrical conductivity, and temperature of the Urenbrunnen spring as well as precipitation data of the station Haigerloch, operated by the Deutscher Wetterdienst at a distance of 10 km from the spring (end of May and early June 2000). Tick marks of the time axis represent one day. Figure modified after S. BIRK & T. REICHEL (2005).

dass während der Winter- und Frühlingsmonate, nicht jedoch im (Spät-)Sommer und Herbst, Oberflächenwasser in diesem Schluckloch versickert und rasch an der Quelle wieder austritt. Da der Zustrom zum Schluckloch offenbar bei hohen Wasserständen aus Quellen gespeist wird, die gipsführenden Schichten entspringen, kann diese Abflusskomponente nicht anhand der elektrischen Leitfähigkeit, wohl aber anhand der Wassertemperatur im Quellwasser identifiziert werden.

Ein allgemeines Konzept zur Klassifizierung und Interpretation des Temperaturverlaufs von Karstquellwässern in Bezug auf Grundwasserneubildungsprozesse wurde von A. J. LUHMANN et al. (2011) vorgelegt. Dabei werden vier verschiedene Muster des Temperaturverlaufs unterschieden (Tab. 1). Die Muster 1 und 2 sind Grenzfälle, die auftreten, wenn Neubildungswässer örtlich konzentriert in große Karsthohlräume infiltrieren und rasch zur Quelle transportiert werden. Wenn die Grundwasserneubildung an Niederschlagsereignisse gebunden ist, werden ereignisbezogene Temperaturänderungen im Quellwasser beobachtet (Muster 1), während eine andauernde Neubildung durch versickernde Oberflächenwässer zu saisonalen Temperaturschwankungen phasengleich zu den Schwankungen der Lufttemperatur führt (Muster 2). Die Muster 3 und 4 repräsentieren Grenzfälle bei diffuser Neubildung und langsamem Transport mit effektiver thermischer Wasser-Gestein-Wechselwirkung. Saisonale Temperaturschwankungen, die gegenüber der Lufttemperatur phasenverschoben sind, können hierbei auftreten, wenn der Grundwasserflurabstand geringer ist als die Eindringtiefe der jährlichen Schwankung der Oberflächentemperatur (Muster 3). Bei größerem Flurabstand werden dagegen ausgeglichene Quellwassertemperaturen beobachtet (Muster 4).

Tab. 1: Verschiedene Muster des Temperaturverlaufs an Karstquellen und ihre Interpretation nach den Autoren A. J. LUHMANN et al. (2011).
Different patterns of temperature response at karst springs and their interpretation after the authors A. J. LUHMANN et al. (2011).

	Muster 1	Muster 2	Muster 3	Muster 4
Temperaturänderungen	ereignisbezogen	saisonal, phasengleich zu Lufttemperatur	saisonal, phasenverschoben zu Lufttemperatur	nicht vorhanden
Wasser-Gestein-Wechselwirkung	ineffektiv		effektiv	
Interpretation	kurzzeitige, örtlich konzentrierte Neubildung in das Karsthohlräumensystem	andauernde, örtlich konzentrierte Neubildung in das Karsthohlräumensystem	diffuse Neubildung, geringer Flurabstand	diffuse Neubildung, großer Flurabstand

3.2. Charakterisierung des Karsthohlräumensystems

Aus Tab. 1 ist ersichtlich, dass das thermische Verhalten von Karstquellen nicht nur von der Art der Grundwasserneubildung, sondern auch von der Effektivität der thermischen Wechselwirkung zwischen Wasser und Gestein und damit von den Eigenschaften des (Karst-)Hohlräumensystems abhängt. Wie in Kap. 2.1 besprochen, ist ein effektiver Wärmetransfer zwischen Wasser und Gestein in Hohlräumen mit geringer Öffnungsweite und damit im Verhältnis zum Hohlraumvolumen großer Wasser-Gestein-Grenzfläche gegeben.

Um den Zusammenhang zwischen hydraulischem Durchmesser und Eindringtiefe eines thermischen Signals in durchströmten Karsthohlräumen quantitativ zu beschreiben, entwickelten M. D. COVINGTON et al. (2012) anhand einer analytischen Näherung eine „thermische Längenskala“, mit der abgeschätzt werden kann, ob das Temperatursignal schwach oder stark gedämpft wird. Das Temperatursignal wird praktisch vollständig gedämpft, wenn die Fließstrecke wesentlich größer als die thermische Längenskala ist, während es im umgekehrten Fall nicht oder kaum gedämpft wird. Wie bereits von Y. BENDERITTER et al. (1993) gezeigt, hängt die thermische Wechselwirkung des Wassers mit dem Gestein allerdings auch wesentlich von der Verweilzeit des Wassers und damit von der Fließgeschwindigkeit ab. In der Arbeit von M. D. COVINGTON et al. (2012) wird dieser Faktor anhand des hydraulischen Gradienten berücksichtigt. Dabei zeigt sich, dass bei realistischen hydraulischen Gradienten ein hydraulischer Durchmesser von einigen Dezimetern erforderlich ist, um einen schwach gedämpften Transport des Temperatursignals über Entfernungen in der Größenordnung von Kilometern zu ermöglichen. Da sich die Wasser-Gestein-Grenzfläche mit zunehmender Ereignisdauer zunehmend an die Temperatur des Neubildungswassers angleicht, nimmt die thermische Längenskala jedoch mit der Zeit zu. Bei lange andauernden Ereignissen ist demnach auch ein schwach gedämpfter Transport des Temperatursignals über größere Entfernungen möglich (bzw. genügt ein kleinerer hydraulischer Durchmesser, um einen ungedämpften Transport über eine gegebene Entfernung zu ermöglichen).

Analog zur thermischen Längenskala entwickelten M. D. COVINGTON et al. (2012) eine Längenskala für den Gesteinslösungsprozess, die bestimmt, bis zu welcher Fließstrecke die Erhöhung der Stoffkonzentration (und damit der elektrischen Leitfähigkeit) des gering mineralisierten Neubildungswassers vernachlässigbar ist bzw. ab welcher Entfernung das Signal stark gedämpft wird. Auch diese Längenskala hängt vom hydraulischen Durchmesser der durchströmten Hohlräume ab. Aufgrund der im Vergleich zur Wärmeleitung wesentlich langsameren Diffusion von Stoffen in der Grenzschicht zwischen Gestein und mobilem Wasser ermöglichen jedoch bereits Öffnungsweiten von einigen Zentimetern (gegenüber Dezimetern beim Wärmetransport) einen Transport des Konzentrationssignals über Entfernungen in der Größenordnung von Kilometern. Eine kombinierte Auswertung der relativ einfach und kostengünstig zu messenden elektrischen Leitfähigkeit und Temperatur von Quellwässern erscheint daher im Hinblick auf die Charakterisierung der Öffnungsweite der Karsthohlräume besonders vielversprechend.

Parameterstudien mit numerischen Wärmetransportmodellen (S. RENNER, 1996, D. HÜCKINGHAUS, 1998, S. BIRK, 2002) zeigen zudem, dass sich aus einem zwar gedämpften, am Quellaustritt aber noch messbaren Temperatursignal grundsätzlich noch weitere Rückschlüsse ziehen lassen. Beispielsweise zeigt der Temperaturverlauf an der Quelle eine Abhängigkeit von der räumlichen Anordnung von Karsthohlräumen mit unterschiedlichen Öffnungsweiten. S. RENNER (1996) und R. LIEDL et al. (1998) versuchten diese Abhängigkeit durch inverse Modellierung von Temperaturganglinien der Gallusquelle (Schwäbische Alb, Südwestdeutschland) auszunutzen, um die Eigenschaften des Karsthohlraumsystems im Einzugsgebiet der Quelle zu charakterisieren. Zu diesem Zweck wurde das Gebiet in drei Bereiche unterteilt, die sich jeweils im Hohlraumvolumen und der Wasser-Gestein-Grenzfläche und somit in der mittleren Öffnungsweite der Hohlräume unterscheiden konnten. In der Modellkalibrierung wurden jeweils das Hohlraumvolumen und die Wasser-Gestein-Grenzfläche für jeden der Bereiche angepasst. Darüber hinaus musste für jedes simulierte Ereignis die unbekannt

Temperatur des Neubildungswassers kalibriert werden. Die Kalibrierung ergab mittlere Öffnungsweiten von 4 dm für den quellnahen und rund 1 dm für die beiden quellfernen Bereiche des Einzugsgebiets. Die räumliche Differenzierung in einen stärker verkarsteten quellnahen und einen weniger verkarsteten quellfernen Bereich erscheint plausibel und stimmt qualitativ mit einer von M. SAUTER (1992) festgestellten Zunahme der hydraulischen Leitfähigkeit zur Quelle hin überein. Ebenso stimmt die resultierende Karsthohlraumporosität des Einzugsgebiets mit der von M. SAUTER (1992) anhand von Markierungsversuchen ermittelten gut überein. Aufgrund der Unzugänglichkeit der Karsthohlräume ist eine Verifizierung der ermittelten hydraulischen Durchmesser in diesem Gebiet jedoch nicht möglich.

Anhand von zwei Fallbeispielen wurde von M. D. COVINGTON et al. (2011) untersucht, inwieweit durch inverse Modellierung des Wärmetransports ermittelte mit den tatsächlich beobachteten hydraulischen Durchmessern von Höhlenbächen übereinstimmen. Im einen Fall handelt es sich um einen Höhlenbach in der Tyson Spring Cave (Minnesota, USA), der durch autogene Neubildung über ein Dolinenfeld gespeist wird, im anderen um die Höhlen von Postojna (Adelsberger Grotte, Slowenien) mit überwiegend allogener Neubildung. In beiden Fällen wurden die Wassertemperaturen jeweils an zwei, knapp einen Kilometer entfernten Messpunkten registriert, sodass im Unterschied zum oben erwähnten Beispiel die Temperatur des Zuflusses bekannt war. Daher wurde lediglich der hydraulische Durchmesser angepasst, um die simulierte Temperaturanglinie in Übereinstimmung mit der an der abstromigen Messstelle beobachteten zu bringen. In beiden Fällen war die Modellkalibrierung zwar erfolgreich, die ermittelten hydraulischen Durchmesser jedoch geringer als die mittleren in der Höhle beobachteten Durchmesser. Im Falle der Adelsberger Grotte beträgt der mit dem Modell ermittelte Durchmesser 1,5 m, der beobachtete mittlere hydraulische Durchmesser des Höhlenbaches dagegen 2,0 m. Da der Fließquerschnitt zwischen den beiden Messpunkten erheblich variiert, kann die Abweichung daraus resultieren, dass der thermisch äquivalente Durchmesser möglicherweise vor allem durch die Durchmesser der Engstellen bestimmt wird. Im Falle der Tyson Spring Cave ist dagegen der mit dem Modell ermittelte Durchmesser (0,3 m) am unteren Ende der im Höhlensystem beobachteten Schwankungsbreite und deutlich kleiner als der mittlere beobachtete Durchmesser (1,4 m). Da der Höhlenbach entlang seiner Fließstrecke durch autogene Neubildung gespeist wird, vermuten M. D. COVINGTON et al. (2011) eine Dämpfung des Signals durch Mischung mit Wässern, die sich aufgrund ihrer langen Verweilzeit thermisch an das Gestein angeglichen haben. Da dieser Prozess in der Modellierung nicht berücksichtigt wird, muss die zusätzliche Dämpfung durch einen kleineren hydraulischen Durchmesser im Modell kompensiert werden. Aus diesem Beispiel ist ersichtlich, dass eine erfolgreiche Ermittlung des hydraulischen Durchmessers mittels inverser Wärmetransportmodellierung nur dann gelingen kann, wenn auch der Wasseraustausch zwischen der geklüftet-porösen Matrix und dem Karsthohlraumsystem berücksichtigt wird oder wenn dieser Austausch vernachlässigbar ist.

3.3. Charakterisierung des Wasseraustausches zwischen Karst- und Kluft-/Porenhohlraumsystem

Die Untersuchungen von M. D. COVINGTON et al. (2011) zeigen, dass zumindest in Karstsystemen mit vorwiegend autogener Grundwasserneubildung der Wasseraustausch zwischen geklüftet-poröser Matrix und Karsthohlraumsystem einen erheblichen Einfluss auf den Wärmetransport haben kann. Die Mehrdeutigkeit, die daraus resultiert, dass die

Dämpfung des Temperatursignals sowohl durch thermische Wasser-Gestein-Wechselwirkung als auch durch Mischung von Wässern verursacht sein kann, erschwert einerseits die Interpretation des Temperatursignals. Andererseits sollte es demnach grundsätzlich möglich sein, aus dem Temperaturverlauf Rückschlüsse auf Mischungsprozesse zu ziehen, sofern der Einfluss der thermischen Wechselwirkung auf anderem Wege abgeschätzt werden kann. Dies wäre beispielsweise dann der Fall, wenn die Abschätzung der thermischen Längenskala auf Grundlage beobachteter Öffnungsweiten ergibt, dass keine Dämpfung des Temperatursignals zu erwarten ist.

Wie in Kap. 2.2 besprochen, könnte auch der Wasseraustausch mit Sedimenten im Karsthohlraum einen nicht vernachlässigbaren Einfluss auf den Wärmetransport in Höhlenbächen haben. Zur Charakterisierung von Oberflächenwasser-Grundwasser-Wechselwirkungen wird Wärme bereits häufig als Tracer eingesetzt (z. B. J. CONSTANTZ & D. A. STONESTROM, 2003). Die an Oberflächengewässern entwickelten Ansätze könnten künftig genutzt werden, um in zugänglichen Abschnitten von Höhlenbächen den Einfluss solcher Wasseraustauschprozesse auf den Wärmetransport zu untersuchen und damit wesentliche Erkenntnisse im Hinblick auf die Interpretation des Temperaturverlaufs an Karstquellen zu gewinnen.

Eine mögliche Vorgehensweise soll anhand von Untersuchungen, die im Jahr 2011 in der Lurgrotte Peggau (Steiermark, Österreich) am Schmelzbach durchgeführt wurden, veranschaulicht werden. An den in Fig. 6 dargestellten Messpunkten wurden Stahlrohre mittels Vorschlaghammer im Höhlenbach und dem nahen Uferbereich in das Sediment getrieben. Messungen des Wasserspiegels in den Messstellen zeigten, dass der Grundwasserspiegel im Sediment innerhalb des untersuchten Bachabschnittes generell unter dem Wasserspiegel des Höhlenbaches liegt, sodass mit influenten Bedingungen gerechnet wurde. Vor dem Entfernen der Stahlrohre wurden perforierte PVC-Rohre mit Aktivkohlesäckchen in Tiefen von 10 cm und 30 cm unter Geländeoberkante in die Messstellen eingebracht, um zu prüfen, ob ein etwa 100 m oberstromig in den Höhlenbach eingespeister Fluoreszenztracer (Uranin) im Sediment nachweisbar ist. Wie aus Fig. 6 ersichtlich, war der Tracer an allen im Höhlenbach installierten Messpunkten in beiden Tiefen nachweisbar, jedoch nicht oder in deutlich geringerer Konzentration im Uferbereich. Der Markierungsversuch bestätigt also die anhand von Wasserspiegelmessungen vermuteten influenten Bedingungen. Zur kontinuierlichen Beobachtung der Wasseraustauschprozesse sind Markierungsversuche jedoch nicht geeignet. Ebenso sind Höhlenbäche in Hochwassersituation oft nicht gefahrlos zugänglich.

Für eine kontinuierliche Beobachtung bietet sich als kostengünstige Alternative Wärme als Tracer an. An zwei der Messstellen wurden daher Temperatursensoren (iButtonsTM, Fig. 6) im Sediment installiert. Der vom 15.6. 2011 bis 29.6. 2011 beobachtete Temperaturverlauf ist in Fig. 7 dargestellt. Offenbar als Folge eines Niederschlagsereignisses am 16.6. 2011 sprechen die Temperatursensoren am 17.6. 2011 deutlich an, wobei die Temperatur in 25 cm Sedimenttiefe nahezu zeitgleich aber wesentlich schwächer ansteigt als jene in 5 cm und 15 cm Tiefe. Die Wassertemperaturen im Sediment gehen in den folgenden zwei Tagen fast bis auf den Vorereigniswert zurück und steigen dann in Folge eines weiteren Niederschlagsereignisses erneut an. Beim dritten Ereignis unterscheidet sich der beobachtete Temperaturverlauf jedoch deutlich von dem zuvor beobachteten: An Messstelle 7 sprechen beide Sensoren (installiert in 5 cm und 25 cm Tiefe) sehr stark an, während die Temperatur an dem in 15 cm Tiefe installierten Sensor (Messstelle 1) deutlich gedämpfter verläuft. Wie sich beim Ausbau der Sensoren am Ende der Beobachtungsperiode zeigte, sind Sedimentumlagerungen

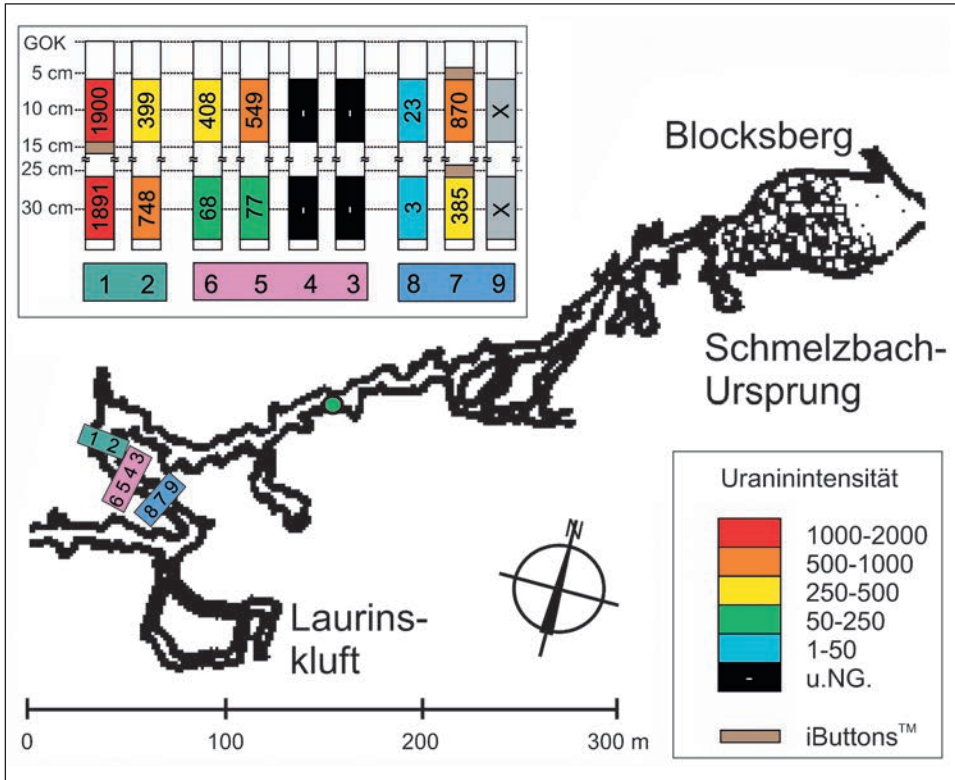


Fig. 6: Plan des untersuchten Bereichs der Lurgrotte und speziell des aktiven Gerinnes Schmelzbach (modifiziert nach R. BENISCHKE et al., 1994). Der grüne Punkt kennzeichnet die Stelle der Tracereingabe (Uranin). An den drei Querschnitten entlang des Höhlenbaches wurden PVC-Rohre platziert; die Nummern entsprechen den jeweiligen PVC-Rohren, die im Inset mit den Uranininintensitäten der jeweiligen Aktivkohlesäckchen schematisch dargestellt sind. Rohr 9 ging verloren (und ist deshalb mit „X“ gekennzeichnet); die Abkürzung „u.NG.“ steht für „unter der Nachweisgrenze“; „GOK“ für Geländeoberkante. Die Rohre 1 und 7 wurden mit Temperatursensoren (sogenannten iButtons™) ausgestattet.

Map of the investigation area of the Lurgrotte cave and in particular the cave stream Schmelzbach (modified after R. BENISCHKE et al., 1994). The green dot marks the point of tracer injection (uranine). Across the three cross-sections along the cave stream PVC pipes were installed; the numbers correspond to the PVC pipes schematically shown with the uranine intensities of the activated charcoal bags in the inset. Pipe 9 got lost (and is marked with „X“); the abbreviation „u.NG.“ stands for „below detection limit“; „GOK“ for ground surface. Pipes 1 and 7 were installed with the temperature sensors (so-called iButtons™).

im Bachbett die Ursache des veränderten thermischen Verhaltens: An Messstelle 1 wurde Sediment akkumuliert, sodass sich der Temperatursensor beim dritten Ereignis in größerer Tiefe befand, während die Sedimentmächtigkeit an Messstelle 7 aufgrund von Erosion geringer wurde. Wenngleich derartige Umlagerungsprozesse eine Schwierigkeit bei der quantitativen Interpretation von Temperaturdaten darstellen, belegen die Ergebnisse dieses Versuches doch die grundsätzliche Eignung von Wärme als Tracer zur Charakterisierung des Wasseraustausches zwischen dem eigentlichen Karstgerinne und den darin befindlichen Sedimenten.

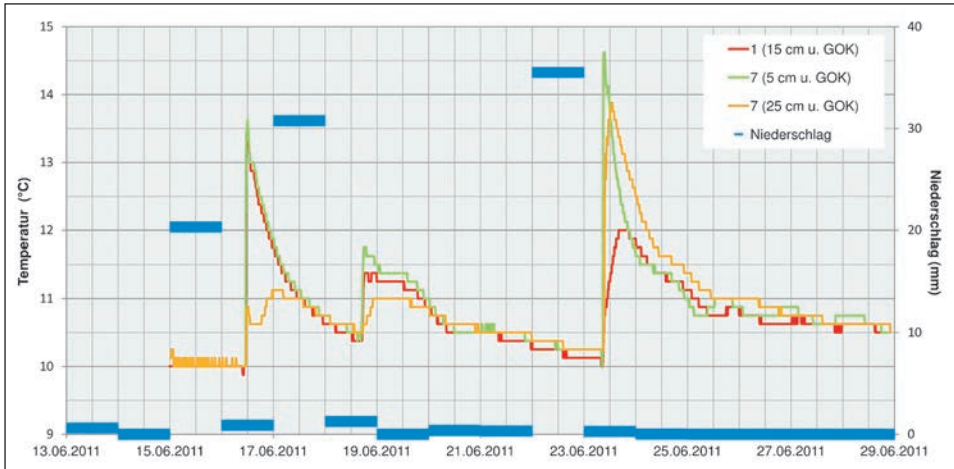


Fig. 7: Gemessener Temperaturverlauf der drei Sensoren (iButtonsTM) in den Röhren 1 (~ 15 cm im Bachsediment) und 7 (~ 5 cm und ~ 25 cm im Bachsediment am Beginn der Messkampagne) sowie der mittlere Niederschlag gemessen an sechs Stationen der Region. Die Temperaturpulse korrelieren deutlich mit den Niederschlagsereignissen.

Measured temperature of the three sensors (iButtonsTM) in the pipes 1 (~ 15 cm below stream bed) and 7 (~ 5 cm and ~ 25 cm below stream bed at the time of installation) and the average precipitation measured at six stations in the region. The occurrence of temperature pulses clearly correlates with the rainfall events.

4. Schlussfolgerungen und Ausblick

Wärme kann als natürlicher Tracer mit vergleichsweise geringem Aufwand an Karstquellen oder in Höhlenbächen kontinuierlich erfasst werden. Die hohen Fließgeschwindigkeiten in Karsthohlräumen ermöglichen einen raschen konvektiven Wärmetransport. Dabei findet jedoch ein Wärmetransfer zwischen Gestein und Wasser statt, der eine Dämpfung des Temperatursignals bewirkt. Da die thermische Wasser-Gestein-Wechselwirkung durch die Wärmeleitung im Gestein limitiert wird, nimmt die Dämpfung mit zunehmender Ereignisdauer ab und damit die Eindringtiefe des Temperatursignals zu. Bei typischen Längenskalen von Karsteinzugsgebieten in der Größenordnung von Kilometern ist ein schwach gedämpftes Temperatursignal am Quellaustritt nur zu erwarten, wenn die Fließwege hydraulische Durchmesser in der Größenordnung von Dezimetern aufweisen. Ein Ansprechen der Quellwassertemperatur nach Niederschlagsereignissen zeigt daher einerseits eine schnelle Neubildungs- und Abflusskomponente im Quellwasser an und andererseits die Existenz von Karsthohlräumen mit Mindestöffnungsweiten von einigen Dezimetern. Eine genauere Quantifizierung der geometrischen Eigenschaften des Karsthohlraumensystem wird jedoch durch Mehrdeutigkeiten in der inversen Modellierung des Wärmetransports erschwert, insbesondere, weil nicht nur die thermische Wasser-Gestein-Wechselwirkung eine Dämpfung des Temperatursignals bewirkt, sondern auch der Wasseraustausch zwischen Karsthohlraum und Festgesteinsmatrix oder Sedimenten. Wie am Beispiel der oben dargestellten Untersuchungen in der Lurgrotte veranschaulicht, könnten solche Austauschvorgänge in zugänglichen Höhlen anhand von kontinuierlichen Temperatureaufzeichnungen in Höhlenbächen und den

darin abgelagerten Sedimenten quantitativ charakterisiert und in ihrer Bedeutung für den Wärmetransport im Karstsystem bewertet werden. Derartige methodische Ansätze haben sich in Bezug auf Oberflächenwasser-Grundwasser-Interaktionen als sehr erfolgreich erwiesen, bisher jedoch kaum Eingang in die Karsthydrogeologie gefunden. Da die thermische Wechselwirkung zwischen Gestein und Wasser vergleichsweise gut verstanden ist, scheinen Fortschritte im Hinblick auf die quantitative Interpretation der Temperaturangablinien von Karstquellen künftig vor allem durch Untersuchungen der Wasseraustauschprozesse in Karsthohlräumen möglich.

Zusammenfassung

Wärme ist mit relativ geringem Aufwand als natürlicher Tracer in Karstsystemen einsetzbar. Die vorliegende Arbeit diskutiert die Bedeutung der verschiedenen Wärmetransportprozesse in Karstgrundwasserleitern und zeigt hydrogeologische Anwendungsmöglichkeiten auf. Nach Niederschlagsereignissen erfolgt ein rascher konvektiver Transport des neugebildeten Wassers in Karsthohlräumen mit großen Öffnungsweiten. Anhand von Änderungen der Wassertemperatur können solche Abflusskomponenten mit kurzer Verweilzeit am Quellaustritt identifiziert werden. Aufgrund der thermischen Wechselwirkung zwischen Wasser und Gestein wird das Temperatursignal jedoch gedämpft, und zwar umso stärker, je kleiner der hydraulische Durchmesser und je länger der Fließweg ist. Wärme ist also ein reaktiver Tracer, der Rückschlüsse auf die geometrischen Eigenschaften des Karsthohlräumensystems ermöglicht. Zusätzlich zur Wärmeleitung führt der Wasseraustausch zwischen dem Karsthohlräumensystem und der Festgesteinsmatrix und/oder Höhlensedimenten zu einem gedämpften Temperatursignal. Dies erschwert die Interpretation des Temperaturverlaufs an der Quelle. Künftige Arbeiten sollten daher zum Ziel haben, solche Austauschprozesse anhand von Temperaturmessungen in zugänglichen Höhlenbächen und den darin abgelagerten Sedimenten quantitativ zu charakterisieren.

Literatur

- ANDERSON, M. P. (2005): Heat as a ground water tracer.– *Ground Water*, **43/6**, 951–968, Westerville, OH (National Ground Water Association).
- BARBERÁ, J. A., & B. ANDREO (2011): Functioning of a karst aquifer from Spain under highly variable climate conditions, deduced from hydrochemical records.– *Environmental Earth Sciences*, 1–13, Berlin (Springer, in press).
- BENDERITTER, Y., B. ROY & A. TABBAGH (1993): Flow characterization through heat transfer evidence in a in press carbonate fractured medium: first approach.– *Water Resources Research*, **29**, 3741–3747, Washington D.C. (Am. Geophys. Union).
- BENISCHKE, R., H. SCHAFFLER & V. WEISSENSTEINER (Eds., 1994): *Festschrift Lurgrotte 1894–1994*.– 332 S., Graz (Landesverein für Höhlenkunde in der Steiermark).
- BIRK, S. (2002): Characterisation of karst systems by simulating aquifer genesis and spring responses: Model development and application to gypsum karst.– *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, **C60**, 122 S., Tübingen (Inst. f. Geowiss.) [online verfügbar: <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:bsz:21-opus-5583>, 28. 3. 2012].
- BIRK, S. & T. REICHEL (2005): Hydrogeologie des Gipskarstes im Raum Vöhringen (Lkr. Rottweil).– *Laichinger Höhlenfreund* **40/2**, 87–96, Laichingen (Höhlen- und Heimatverein Laichingen).

- BIRK, S., R. LIEDL & M. SAUTER (2004): Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany).– *Journal of Hydrology*, **286**, 179–193, Amsterdam (Elsevier).
- BIRK, S., R. LIEDL & M. SAUTER (2006): Karst spring responses examined by process-based modeling.– *Ground Water*, **44/6**, 832–836, Westerville, OH (National Ground Water Association).
- CLEMENS, T., D. HÜCKINGHAUS, M. SAUTER, R. LIEDL & G. TEUTSCH (1996): A combined continuum and discrete network reactive transport model for simulation of karst development.– In: KOVAR, K. & P. VAN DER HEIJDE (Eds., 1996), *Calibration and reliability in groundwater modelling*.– IAHS Publ., **237**, 309–318, Wallingford (IAHS).
- COVINGTON, M. D., A. J. LUHMANN, F. GABROVŠEK & C. M. WICKS (2011): Mechanisms of heat exchange between water and rock in karst conduits.– *Water Resources Research*, **47**, W10514, doi:10.1029/2011WR010683, Washington D.C. (Am. Geophys. Union).
- COVINGTON, M. D., A. J. LUHMANN, C. M. WICKS & M. O. SAAR (2012): Process length scales and longitudinal damping in karst conduits.– *Journal of Geophysical Research*, **117**, F01025, doi:10.1029/2011JF002212, Washington D.C. (Am. Geophys. Union).
- CONSTANTZ, J. & D. A. STONESTORM (2003): Heat as a tracer of water movement near streams.– In: STONESTROM, D. A. & J. CONSTANTZ (Eds., 2003): *Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams*.– U.S. Geological Survey Circular, **1260**, 1–6, Reston, Virginia (U.S. Geological Survey).
- DOGWILER, T. & C. WICKS (2006): Thermal variations in the hyporheic zone of a karst stream.– *International Journal of Speleology* **35/2**, 59–66, Bologna.
- DREISS, S. J. (1989): Regional scale transport in a Karst Aquifer: 1. Component separation of spring flow hydrographs.– *Water Resources Research*, **25/1**, 117–125, Washington D.C. (Am. Geophys. Union).
- FLECKENSTEIN, J. H. & C. SCHMIDT (2009): Themenheft: Grundwasser-Oberflächenwasser-Interaktionen.– *Grundwasser*, **14/3**, 161–162, Berlin (Springer).
- FOKEN, T. (2006): *Angewandte Meteorologie: Mikrometeorologische Methoden*.– 2. Aufl., 325 S., Berlin (Springer).
- FORD, D. & P. WILLIAMS (2007): *Karst Hydrogeology and Geomorphology*.– 562 S., Chichester (Wiley).
- GALE, S. J. (1984): The hydraulics of conduit flow in carbonate aquifers.– *Journal of Hydrology*, **70**, 309–327, Amsterdam (Elsevier).
- GEYER, T., S. BIRK, R. LIEDL & M. SAUTER (2008): Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs.– *Journal of Hydrology*, **348/3**, 452–463, Amsterdam (Elsevier).
- HÄFNER, F., D. SAMES & H.-D. VOIGT (1992): *Wärme- und Stofftransport – Mathematische Methoden*.– 626 S., Berlin (Springer).
- HÜCKINGHAUS, D. (1998): *Simulation der Aquifergenese und des Wärmetransports in Karstaquiferen*.– *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, **C42**, 145 S., Tübingen (Inst. f. Geowiss.) [online verfügbar: <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:bsz:21-opus-20305>, 28. 3. 2012].
- INCROPERA, F. P. & D. P. DEWITT (1996): *Fundamentals of heat and mass transfer*.– 4. Aufl., 886 S., New York (Wiley).
- KÄSS, W. (2004): *Geohydrologische Markierungstechnik*.– *Lehrbuch der Hydrogeologie*, **9**, 2. Aufl., 557 S., Berlin (Borntraeger).
- LEIBUNDGUT, Ch., P. MALOSZEWSKI & C. KÜLLS (2009): *Tracers in hydrology*.– 415 S., Chichester (Wiley-Blackwell).
- LIEDL, R., S. RENNER, & M. SAUTER (1998): Obtaining information about fracture geometry from heat flow data in karst systems.– *Bulletin d'Hydrogéologie*, **16**, 143–153, Neuchâtel (P. Lang).
- LIEDL, R., M. SAUTER, D. HÜCKINGHAUS, T. CLEMENS & G. TEUTSCH (2003): Simulation of the development of karst aquifers using a coupled continuum pipe flow model.– *Water Resources Research*, **39/3**, 1057, Washington D.C. (Am. Geophys. Union).
- LONG, A. J. & P. C. GILCREASE (2009): A one-dimensional heat-transport model for conduit flow in karst aquifers.– *Journal of Hydrology*, **378**, 230–239, Amsterdam (Elsevier).

- LUHMANN, A. J., M. D. COVINGTON, A. J. PETERS, S. C. ALEXANDER, C. T. ANGER, J. A. GREEN, A. C. RUNKEL & E. C. ALEXANDER (2011): Classification of Thermal Patterns at Karst Springs and Cave Streams.– *Ground Water*, **49/3**, 324–335, Westerville, OH (National Ground Water Association).
- ÖWAV REGELBLATT 214 (2007): Markierungsversuche in der Hydrologie und Hydrogeologie.– *ÖWAV-Regelblatt*, **214**, 62 S., Wien.
- RAVBAR, N., J. A. BARBERÁ, M. PETRIČ, J. KOGOVŠEK & B. ANDREO (2012): The study of hydrodynamic behaviour of a complex karst system under low-flow conditions using natural and artificial tracers (the catchment of the Unica river, SW Slovenia).– *Environmental Earth Sciences*, 1–14, Berlin (Springer, in press).
- RENNER, S. (1996): Wärmetransport in Einzelklüften und Kluftaquiferen: Untersuchungen und Modellrechnungen am Beispiel eines Karstaquifers.– *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, **C30**, 89 S., Tübingen (Inst. f. Geowiss.) [online verfügbar: <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:bsz:21-opus-20371>, 28.3. 2012].
- SAUTER, M. (1992): Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW Germany).– *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, **C13**, 150 S. Tübingen (Inst. f. Geowiss.) [online verfügbar: <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:bsz:21-opus-20398>, 28.3. 2012].
- SAUTER, M., T. GEYER, A. KOVÁCS & G. TEUTSCH (2006): Modellierung der Hydraulik von Karstgrundwasserleitern – Eine Übersicht.– *Grundwasser*, **11/3**, 143–156, Berlin (Springer).
- SLICHTER, C. S. (1905): Field measurements of the rate of movement of underground waters.– *Water-Supply and Irrigation Paper*, **140**, 122 S., Washington, D.C. (U.S. Geological Survey).
- TAYLOR, C. J. & E. A. GREEN (2008): Hydrogeologic characterization and methods used in the investigation of karst hydrology.– In: ROSENBERRY, D. O & J. W. LABAUGH, (Eds., 2008): *Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water*.– U.S. Geological Survey Techniques and Methods, **4–D2**, 71–112, Reston, Virginia (U.S. Geological Survey).
- WAGNER, T., G. WINKLER, W. WOESSNER & S. BIRK (2012): The influence of cave stream sediments on the discharge behavior of karst springs.– *Geophysical Research Abstracts*, Vol. **14**, EGU2012-7120.
- WHITE, W. B. (1988): *Geomorphology and hydrology of karst terrains*.– **464 S.**, New York, NY (Oxford Univ. Press).
- WHITE, W. B. (2003): Conceptual models for karstic aquifers.– *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, **1/1**, 6 S., URL: http://www.speleogenesis.info/directory/karstbase/pdf/seka_pdf4491.pdf [28.3. 2012].
- WOESSNER, W. W. (2000): Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought.– *Ground Water*, **38/3**, 423–229, Westerville, OH (National Ground Water Association).

Summary

Heat can be employed with relatively little effort as natural tracer in karst systems. This work discusses the relevance of the different heat transport processes in karst aquifers and illustrates potential hydrogeological applications. After precipitation events the recharged water is rapidly transported by convection in large-diameter karst conduits. Using the response of the water temperature such flow components with low residence time can be identified at the spring. However, the temperature signal is damped by the thermal interaction between water and rock. It is recognized that the smaller the conduit hydraulic diameter and the longer the flow distance the stronger the signal damping. Heat thus is a reactive tracer that can be used to make inferences about the geometrical properties of a conduit system. In addition to the conductive interaction of water and rock, when water enters the rock matrix and/or the unconsolidated cave sediments the outflow temperature signal can also be dampened. This complicates the interpretation of the temperature response at the spring outlet. Future work therefore should be aimed at characterizing such exchange processes using temperature measurements in accessible cave streams and sediments deposited therein.

Dank

Diese Arbeit wurde von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (Programm Hydrologie Österreichs) im Rahmen des Projekts „Globale Modelle von Quell-einzugsgebieten“ gefördert. W. W. WOESSNER lehrte und forschte als „Fulbright-NAWI Graz Visiting Professor in the Natural Sciences“ im Sommersemester 2011 an der Karl-Franzens-Universität Graz und der Technischen Universität Graz. Die Autoren danken Herrn Gerhard BRANDSTÄTTER und den Mitarbeitern der Lurgrottengesellschaft für die Unterstützung der Arbeiten in der Lurgrotte Peggau. Die Niederschlagsdaten wurden freundlicherweise vom Hydrographischen Dienst Steiermark bereitgestellt.

Schlüsselwörter: Tracer, Wärmeleitung, Konvektion, Karst, Grundwasserneubildung
Keywords: Tracer, heat conduction, convection, karst, recharge