

Karsthydrogeologie des Kitzsteinhorn-Massivs (Hohe Tauern, Salzburg)

ZUSAMMENFASSUNG

Unterhalb des 3203 m hohen Kitzsteinhorns (Salzburg) hat sich im Gletschervorfeld des Schmiedinger Kees in den dortigen Kalkglimmerschiefern eine hochalpine Karstlandschaft entwickelt. Während Oberflächenkarstformen nur außerhalb der späteisenzeitlichen Moränenwälle auftreten, finden sich hunderte Meter tiefe Schachthöhlen, wenngleich in geringerer Anzahl, auch innerhalb davon. Im östlich angrenzenden Kapruner Tal treten mit den Kesselfallquellen stark schüttende Quellen zu Tage. Der konstant hohe Basisabfluss der Kesselfallquellen von knapp über 100 l/s im Winter wird im Sommer von einem stark schwankenden Direktabfluss überlagert und erreicht Höchstwerte von über 1000 l/s. Die Durchlaufzeit beträgt dabei nur mehrere Stunden bis wenige Tage. Das Einzugsgebiet dieser Quellen umfasst etwa 11 km² und seine mittlere Höhe liegt zwischen ca. 2500 und 2600 m. Sie korreliert mit jener der Karstlandschaft am Fuße des Gletschers.

ABSTRACT

Karst hydrogeology of the Kitzsteinhorn massif (Hohe Tauern, Salzburg)

A high-alpine karst landscape developed in metamorphic carbonates in the glacier forefield of Schmiedinger Kees north of Kitzsteinhorn (3203 m, Salzburg). Surface karst features occur exclusively outside the terminal moraine ridges which formed during the Little Ice Age, while a few vertical caves, some hundreds of metres deep, are also present within the previously glaciated terrain. High-discharge springs emerge some 1000 m deeper in the adjacent Kaprun Valley. Their constant and high winter base flow of close to 100 l/s is superimposed by a highly variable fast flow component during summer with peak values exceeding 1000 l/s. The residence time of the water during summer ranges from several hours to a few days. The mean elevation of the springs' catchment area lies between 2500 and 2600 m (areal extent of about 11 km²) and correlates with the elevation of the karst landscape at the foot of the glacier.

Katharina Lechner

Institut für Geologie, Universität Innsbruck; geo.zt gmbh, Saline 17, 6060 Hall in Tirol katharina.lechner@geo-zt.at

Christoph Spötl

Institut für Geologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck christoph.spoetl@uibk.ac.at

Giorgio Höfer-Öllinger

Geoconsult ZT GmbH, Hölzlstraße 5, 5071 Wals bei Salzburg giorgio.hoefer-oellinger@geoconsult.eu

Eingelangt: 1.4.2016

Angenommen: 8.6.2016

EINLEITUNG

Das Kitzsteinhorn-Massiv liegt am Nordrand der Hohe Tauern im Bundesland Salzburg. Vom Fuße des Gipfelaufbaus öffnet sich in nördliche Richtung das Kar des Schmiedinger Kees. Gegen Osten fallen die Bergflanken steil in das Kapruner Tal ab. An der orographisch linken Seite des Kapruner Tals entspringen die Kesselfallquellen.

Seit Mitte des 20. Jahrhunderts wird im Kapruner Tal die Kraftwerksgruppe Glockner-Kaprun betrieben. Die geologische und hydrologische Situation des Gebiets ist daher sowohl von wissenschaftlicher als auch von wirtschaftlicher Bedeutung.

Seit 1980 wird in diesem Gebiet Höhlenforschung betrieben (Klappacher, 1992; Ciszewski & Klappacher,

2007). Zudem wurden von den Kraftwerksbetreibern Markierungsversuche zur Erfassung unterirdischer Fließwege durchgeführt.

Ziel der gegenständlichen Studie war es, bestehende Untersuchungen mit modernen Methoden (u.a. stabile Isotope) zu untermauern bzw. neue Erkenntnisse über die Ausprägung sowie Entstehung der Karstlandschaft und insbesondere Einblicke in das hydrogeologische System des Kitzsteinhorns zu gewinnen.

Die Fragestellung bezieht sich vor allem auf die Herkunft der sehr ergiebigen Quellen im Kapruner Tal und den Zusammenhang mit dem hochalpinen Karstgebiet.

GEOLOGIE UND HYDROGEOLOGIE

Das Untersuchungsgebiet ist Teil des penninischen Glockner-Deckensystems des Tauernfensters. Die das Kitzsteinhorn-Massiv aufbauenden Gesteinseinheiten setzen sich aus metamorph überprägten Sedimenten sowie Ophiolithen, d.h. Resten der magmatischen ozeanischen Kruste, zusammen. Die am weitesten verbreiteten Gesteine sind unreine Marmore und Kalkglimmerschiefer sowie Amphibolite und Prasinite. Erstgenannte sind aufgrund ihres Karbonatgehaltes wasserlöslich und verkarstungsfähig, wohingegen Amphibolite und Prasinite geringdurchlässig sind.

Folglich sind die Karsterscheinungen und Höhlen am Kitzsteinhorn ausnahmslos in den Marmoren bzw. Kalkglimmerschiefern entwickelt. Insgesamt sind

mehr als zehn Höhlen im Vorfeld des Schmiedinger Kees erfasst. Das tiefste Höhlensystem stellt die Feichtner-Schachthöhle (2573/3) mit einer vertikalen Ausdehnung von –1145 m dar.

Im Tauernfenster bilden metamorphe Karbonatgesteine Karstaquifere, die an geringpermeable Silikatgesteine grenzen und so zur Ausbildung von Kontakt- bis Streifenkarst führen. Aufgrund der lokal stark ausgeprägten Verkarstung stimmen die hydrogeologischen Einzugsgebiete der Abflüsse aus den Tauerntälern nicht immer mit den orographischen überein (Gadermayr, 1994). Das Kar des Schmiedinger Kees wird durch den Zeferetgraben entwässert. Die Abflussmenge ist jedoch im Vergleich zur Einzugsgebietsgröße gering (Liegler, 1984).

METHODIK

Als Grundlage für die geologischen Aufnahmen diente die Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 153 Großglockner (Höck & Pestal, 1994). Das Auftreten von Oberflächenkarst wurde kartiert und Höhlen bzw. Schächte lokalisiert. Zudem wurden Gerinne, Quellen und Schwinden aufgenommen. Zur Erfassung der hydrogeologischen Situation wurde zunächst eine umfassende Bestandsaufnahme durchgeführt. Basierend auf Daten des Wasser-Informationssystems Salzburg sowie Archivdaten der VERBUND Hydro Power GmbH wurden von Oktober 2013 bis Oktober 2014 ausgewählte Quellen und Oberflächengewässer im Kapruner Tal und unterhalb des Schmiedinger Kees beobachtet. Dabei wurden monatlich die elektrische Leitfähigkeit, Wassertemperatur und Schüttung bzw. der Abfluss gemessen. Bei Niedrigwasser im März 2014 wurde entlang der Kapruner Ache eine Quellkartierung durchgeführt. Monatlich wurde die Gesamtschüttung der Kesselfallquellen anhand von Abflussmessungen mittels Salzverdünnungsmethode an der Kapruner Ache ober- und

unterhalb der Quellzuflüsse ermittelt und an drei einzelnen Quellaustritten die physikalischen Parameter gemessen. An einem Quellaustritt zeichnete ein Datensammler (SEBA Dipper-PTEC) über den gesamten Messzeitraum stündlich elektrische Leitfähigkeit, Wassertemperatur und Wasserstand auf.

Von Oktober 2013 bis Oktober 2014 wurden auf unterschiedlichen Höhenlagen in monatlichen Intervallen Niederschlagsproben gesammelt. Auch an Quellen und Oberflächengewässern wurden im Zuge der monatlichen Messrunden Proben gezogen. Von den Wasserproben wurden am Institut für Geologie an der Universität Innsbruck die $\delta^{18}\text{O}$ - sowie $\delta^2\text{H}$ -Werte bestimmt. Aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten des Niederschlags, gewichtet nach der Niederschlagssumme in der jeweiligen Periode und der Höhe der Messstelle gegenübergestellt, wurde der lokale Höheneffekt ermittelt. Aus den durchschnittlichen Isotopenzusammensetzungen der Quellwässer sowie Oberflächengewässer und dem ermittelten Höheneffekt konnte schließlich die mittlere Höhe der Einzugsgebiete abgeschätzt werden.

KARSTGESTEINE UND -FORMEN

Hauptfelsbildner im Untersuchungsgebiet sind die Marmore bzw. Kalkglimmerschiefer, die im frischen Bruch grau bis weiß sind und braun anwittern. Massige, kalkreiche Bänke wechsellagern mit dünnplattigen, geschieferten Abfolgen. Letztere enthalten 57–73 Gew.-% CaCO_3 , während massiger ausgebildete unreine Marmore einen Anteil von 80–90 Gew.-% aufweisen (Lechner, 2015).

Das Karstgebiet liegt primär außerhalb der neuzeitlichen Moränen, d.h. in einem Gelände, das während des letzten Gletscherhöchststands um 1850 (am Ende der sogenannten Kleinen Eiszeit) und vermutlich während des gesamten Holozäns (d.h. während der letzten 11.700 Jahre) eisfrei war. Im Bereich unmittelbar unterhalb der heutigen Gletscherstirn des Schmiedinger Kees, also in einem Gebiet, das erst seit wenigen Jahren

bis Jahrzehnten eisfrei ist, sind Karsterscheinungen nur in sehr geringem Maße zu beobachten. Hier dominieren frische Gletscherschliffe, Rundhöcker-Morphologien sowie – nahe der heutigen Gletscherstirn – subglazial entstandene Kalkkrusten, die rasch verwittern. Aktive Schwinden wurden im Bereich zwischen Gletscherrand und 1850/60er Moräne nicht festgestellt. Die wesentlichen Schmelzwassergerinne fließen oberflächlich in den Schmiedingersee. Im Gletschervorfeld wurden einige wenige enge und derzeit nicht aktive Schächte gefunden, die zu Zeiten größerer Gletscherausdehnung als Schwinden fungiert

haben dürften. Von den bekannten Höhlen liegt nur die Kitzsteinhornhöhle (2573/2), deren Eingang vor wenigen Jahren zugeschüttet wurde, im Gletschervorfeld. Im Zuge der im Auftrag der Tauernkraftwerke AG zwischen 1979 und 1982 durchgeführten Markierungsversuche wurden jedoch auch am Gletscher eingespeiste Farbstoffe in den Kesselfallquellen nachgewiesen (Klappacher, 1992).

Außerhalb der neuzeitlichen Ufer- und Endmoränen hat sich auf den Marmoren bzw. Kalkglimmerschiefern eine hochalpine Karstlandschaft entwickelt. Die Gesteine zeigen gerundete Formen, Strukturkarren und



Abb. 1: Strukturkarren in steil stehenden metamorphen Karbonatgesteinen nördlich des Alpincenters.

Fig. 1: Structural karren in steeply dipping metamorphic carbonates north of the Alpincenter.

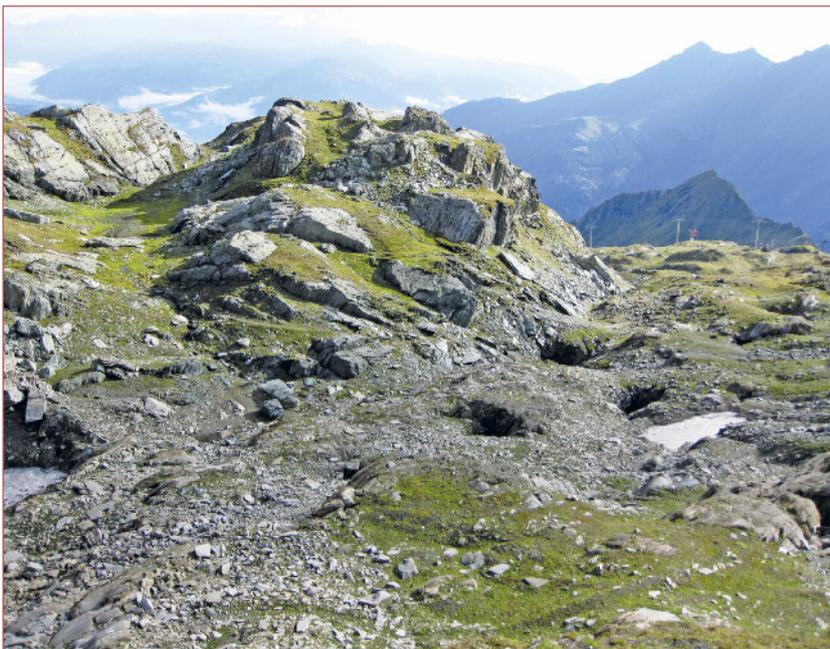


Abb. 2: Schachtzone nordwestlich des Alpincenters (Blickrichtung NE).

Fig. 2: Abundant pits northwest of the Alpincenter (view towards NE).

lokal Fließfacetten. Entlang der Schichtflächen sind Schwinden und Schächte ausgebildet (Abb. 1 & 2). Abgesehen von der Kammerhöhle (2573/8) südöstlich der Hohen Kammer (2573/8) konzentriert sich die Höhlenverbreitung vor allem auf das Gebiet nordwestlich des Alpincenters (Abb. 3). Diese Karstzone ist dadurch gekennzeichnet, dass die verkarstungsfähigen Kalkglimmerschiefer mit den geringdurchlässigen Am-

phiboliten bzw. Prasiniten wechsellagern. Einige der Höhlen liegen direkt am Gesteinskontakt, andere Höhleneingänge befinden sich über 100 m von der Lithologiegrenze entfernt und sind vielfach an Trennflächen gebunden. Oberflächengewässer fehlen im Bereich der Karstzone, wohingegen das Gelände, das von Amphiboliten bzw. Prasiniten aufgebaut wird, von mehreren Gerinnen entwässert wird.

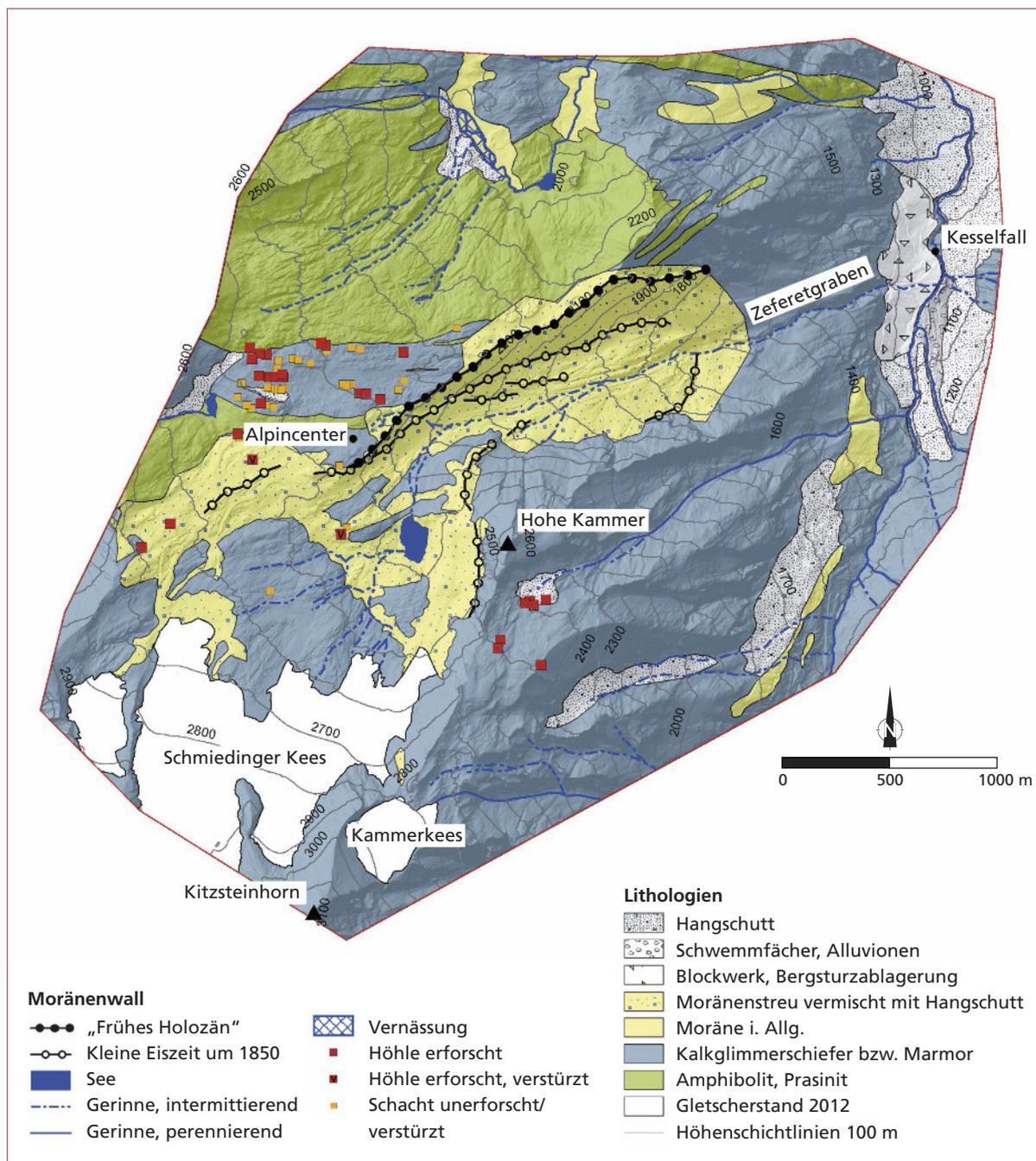


Abb. 3: Geologische und geomorphologische Karte des Gebietes nördlich des Kitzsteinhorns, überarbeitet nach Höck & Pestal (1994). Lage der Kammerhöhle nach Audra et al. (2004), Gletscherstand und Moränenwälle nach Otto & Keuschnig (2014).
 Fig. 3: Geological and geomorphological map of the area north of Kitzsteinhorn, revised after Höck & Pestal (1994). Location of Kammerhöhle after Audra et al. (2004), glacier extent and moraine ridges after Otto & Keuschnig (2014).

HYDROGEOLOGIE

Die ergiebigsten Wasseraustritte stellen die Kesselfallquellen dar. Die Quellgruppe setzt sich aus etwa einem Dutzend Quellaustritten zusammen. Sie entspringen unmittelbar am bzw. wenige Meter oberhalb des Bachbetts an der orographisch linken Seite der Kapruner Ache und konzentrieren sich im Wesentlichen auf den Bereich nahe des Gasthofs Kesselfall entlang der Schluchtstrecke. Bei verstärktem Wasserandrang im Frühjahr und Sommer springen weitere, wenige Meter höher gelegene Quellen an. Nur wenige 100 m bachabwärts stellen die Neunbrünnlquellen eine weitere Quellgruppe dar. Abgesehen von mehreren Wasseraustritten im hinteren Kapruner Tal sind im Untersuchungsraum noch zwei weitere Quellen von Bedeutung: Die Geißsteinstollen- und Schwarzwandquellen befinden sich im Gletschervorfeld und werden für die Wasserversorgung der Gletscherbahnen genützt.

Ganglinien der Kesselfallquellen

Die Gesamtschüttung der Quellgruppe variiert zwischen rund 100 l/s und über 1000 l/s. Die Wassertem-

peratur liegt bei rund 4,5 bis 6,0 °C und die elektrische Leitfähigkeit zeigt, abhängig von der Schüttung der einzelnen Quellaustritte, Werte zwischen 120 und 250 µS/cm. Höhere Schüttung geht mit niedriger Wassertemperatur und Leitfähigkeit einher.

In den Wintermonaten zeigen die Quellen einen konstanten Verlauf aller Parameter (Abb. 4). Die Minimal-schüttung beträgt ca. 110 l/s. Die Wassertemperatur erreicht im Winter mit 6,1°C ihr Maximum. Im Zuge der Schneeschmelze im Hochgebirge, zwischen etwa Mitte April bis ca. Mitte Juni, steigt die Quellschüttung stark an, während die Wassertemperatur und die Leitfähigkeit abfallen. Während der Sommermonate ist eine deutliche Reaktion der Kesselfallquellen auf die Wetterlage zu beobachten. Aufgrund der hohen Lufttemperaturen fällt der Niederschlag bis in hohe Regionen in flüssiger Form und fließt rasch ab. Anhand des starken Niederschlagsereignisses Ende Juli 2014 zeigt sich die Reaktionszeit bei starkem Wasserandrang: Innerhalb mehrerer Stunden bis weniger Tage erfolgte ein markanter Anstieg der Quellschüttung und eine damit einhergehende Abnahme der Wassertempera-

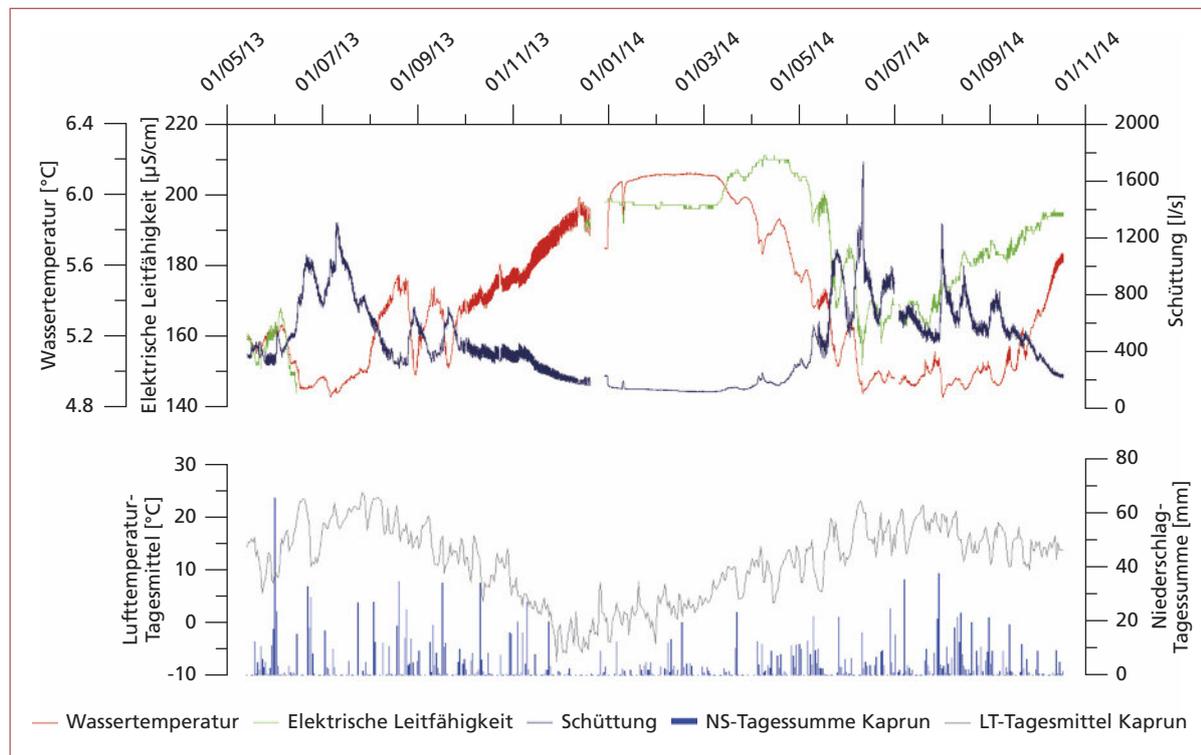


Abb. 4: Aufzeichnungen des Datensammlers an den Kesselfallquellen von Mai 2013 bis Oktober 2014. Die Schüttung wurde über eine Schlüsselkurve aus dem Wasserstand berechnet und stellt die Gesamtschüttung der Kesselfallquellen dar. Im unteren Teil des Diagramms sind die Niederschlags-Tagessummen sowie Lufttemperatur-Tagesmittel an der meteorologischen Station in Kaprun aufgetragen (Quelle: VERBUND Hydro Power GmbH).

Fig. 4: Data recorded by datalogger at Kesselfall springs from May 2013 to October 2014. The discharge was calculated using water pressure data and represents the total discharge of all Kesselfall springs. In the lower part of the figure precipitation and air temperature at the meteorological station Kaprun are shown (both from VERBUND Hydro Power GmbH).

tur. Die Leitfähigkeit blieb währenddessen konstant. Eine temporäre Schüttungsspitze wurde weniger als drei Tage nach Einsetzen des Niederschlags erreicht. Im Herbst kommt es zu einem steten Abfall der Quellschüttung, während die Wassertemperatur und Leitfähigkeit kontinuierlich ansteigen.

Während im Frühjahr der Schmelzwasseranteil die dominierende Abflusskomponente darstellt, ist dieser im restlichen Jahresverlauf von untergeordneter Bedeutung. Selbst die Gletscherschmelzwassermengen waren im Beobachtungsjahr relativ gering, da aufgrund der niedrigen Sommertemperaturen das Schmiedinger Kees einen verhältnismäßig schwachen Rückgang von -14,6 m verzeichnete (Fischer, 2015). Es ist davon auszugehen, dass während länger anhaltender sommerlicher Hitzeperioden der Gletscherschmelzwasseranteil an der Quellschüttung der Kesselfallquellen wesentlich stärker ausgeprägt ist.

Der Vergleich mit den höhergelegenen Geißsteinstollen- und Schwarzwandquellen lässt deutliche

Unterschiede im Verlauf der Quellparameter erkennen. Wenngleich diese Quellen von geringer Schüttung (<10 l/s) sind, ähnelt ihr Schüttungsverlauf dem der Kesselfallquellen. Alle drei Quellen erreichen im Winter ihr Schüttungsminimum. Das Maximum der Schüttung entspricht an den Quellen im Gletschervorfeld dem Drei- bzw. Fünffachen des Basisabflusses, während die Kesselfallquellen auf das 16-fache ansteigen. Die Gegenüberstellung des Temperaturgangs der drei Quellen zeigt einen gegensinnigen saisonalen Verlauf. An den Geißsteinstollen- und Schwarzwandquellen treten die niedrigsten Wassertemperaturen im Winter auf, wohingegen die Kesselfallquellen zu dieser Zeit ihr Temperaturmaximum erreichen.

Stabile Isotope

Die Niederschlagsisotope weisen einen Jahresgang auf, wobei im Winter die niedrigsten Werte auftreten. Mit der Zunahme der Lufttemperatur im Frühjahr

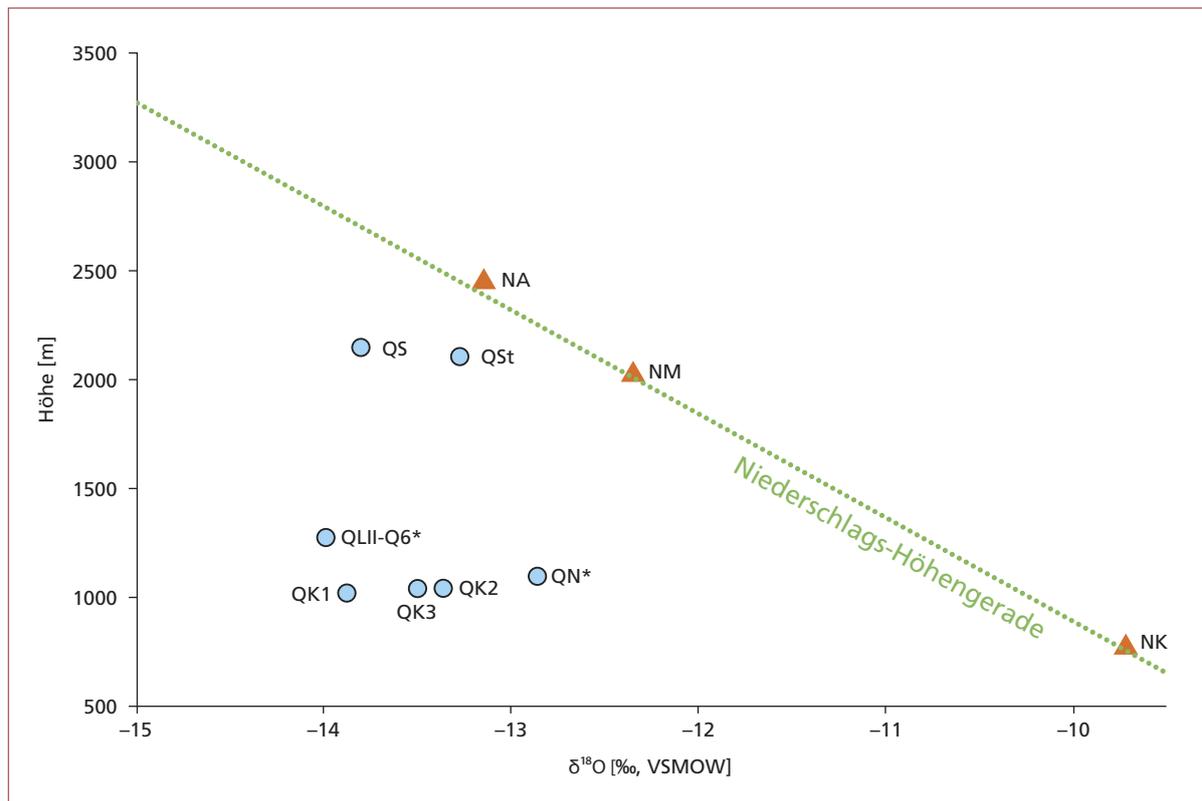


Abb. 5: $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwerte der Quellen (blaue Punkte), aufgetragen gegen die Austrittshöhe. Die Niederschlags-Höhengerade stellt den lokalen isotopischen Höheneffekt dar, ermittelt anhand von Niederschlagsproben unterschiedlicher Höhenlagen (orange Dreiecke). Die mittlere Einzugsgebietshöhe der jeweiligen Quellen kann durch vertikale Projektion der Datenpunkte auf die Niederschlagsgerade und von dort horizontal auf die Ordinate bestimmt werden. Die mit einem Stern (*) markierten Messstellen konnten nur im Sommer beprobt werden, die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind daher keine Jahresdurchschnittswerte.

Fig. 5: Mean $\delta^{18}\text{O}$ values of the springs (blue points) and their elevation. The green line represents the local isotopic altitude effect based on precipitation samples from different altitudes (orange triangles). The mean catchment altitude of each spring can be determined by vertically projecting the data point to the precipitation line and from there horizontally to the ordinate. The points marked by an asterisk (*) could only be sampled in summer. Therefore, their $\delta^{18}\text{O}$ values do not represent annual means.

steigen auch die Isotopenwerte bis zum Erreichen des Maximums im Juni. Der Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwerte an den verschiedenen Messstellen zeigt eine deutliche Änderung der Isotopie des Niederschlags mit der Höhe sowohl im Sommer als auch im Winter. Die Berech-

nung des lokalen Höheneffekts ergab einen durchschnittlichen Gradienten für das Untersuchungsgebiet von $0,21\text{‰}/100\text{ m}$.

An den Quellen und Oberflächengewässern wurden $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen $-15,0$ und $-8,5\text{‰}$ bzw.

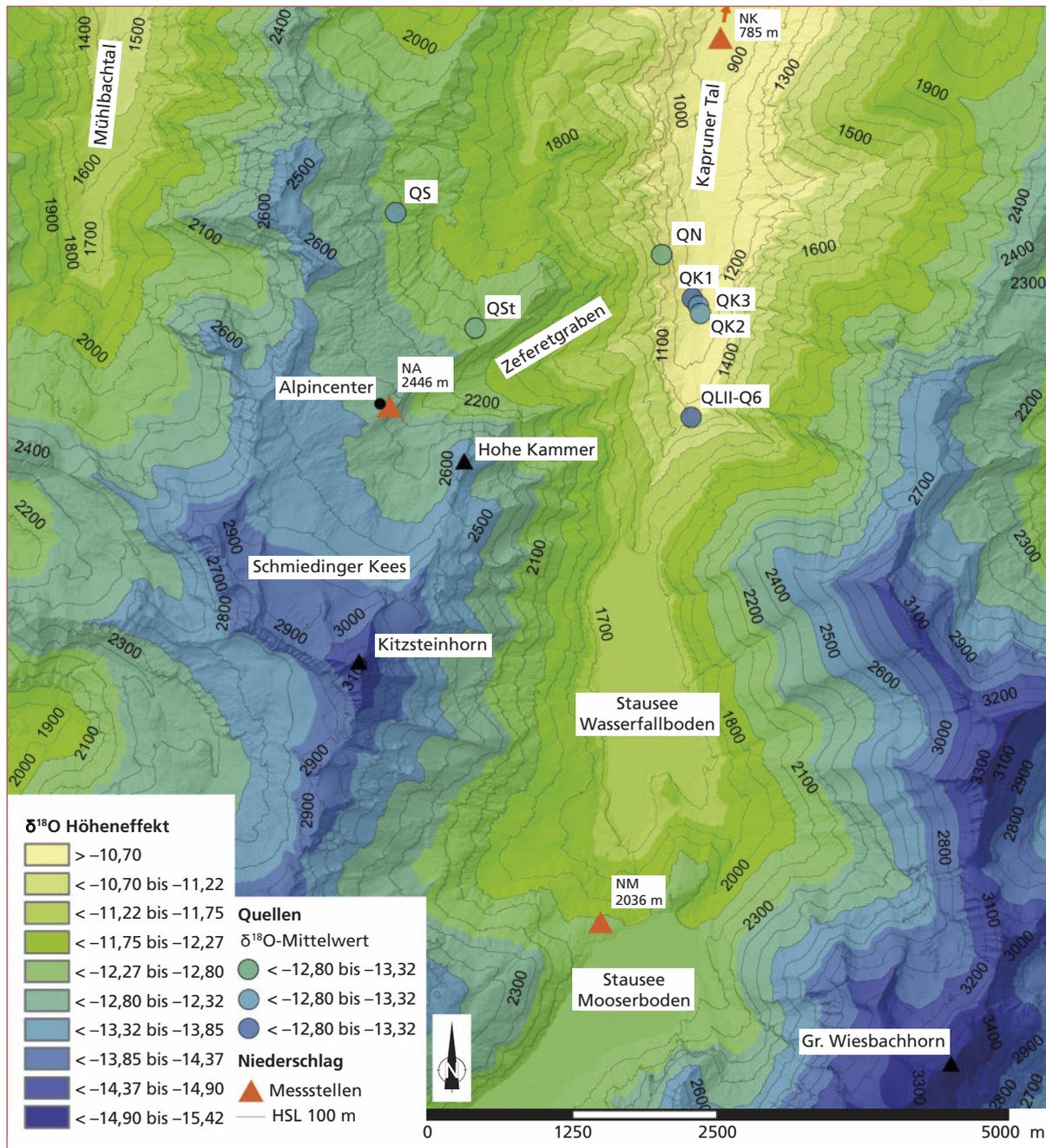


Abb. 6: Graphische Darstellung des isotopischen Höheneffekts im Untersuchungsgebiet, ermittelt aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten des Niederschlags (Gradient: $0,21\text{‰}/100\text{ m}$). Die Quellen sind nach ihren $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwerten eingefärbt, wodurch sich die mittlere Lage ihres Einzugsgebiets erkennen lässt. Zu beachten ist, dass die Quellen QN und QLII-Q6 nur im Sommer beprobt werden konnten und ihre $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwerte daher nicht den zu erwartenden Jahresdurchschnitten entsprechen. Die Niederschlagsmessstelle NK liegt in Kaprun nördlich des Kartenausschnitts.

Fig. 6: Illustration of the local isotopic altitude effect, calculated by using $\delta^{18}\text{O}$ values of precipitation (gradient: $0.21\text{‰}/100\text{ m}$). The springs are colour-coded according to their mean $\delta^{18}\text{O}$ values, so that the mean altitude of their recharge area can be identified. Note that the springs QN and QLII-Q6 could only be sampled in summer and therefore, their mean $\delta^{18}\text{O}$ values do not represent annual means. The weather station NK is located in Kaprun north of the map extract.

–15,0 und –11,5 ‰ gemessen. Im Vergleich zu den Isotopendaten des Niederschlags zeigen jene der Quell- und Oberflächenwässer nur geringe saisonale Schwankungen. Der Isotopengang der Quellen zeigt keine Parallele zum Verlauf der Lufttemperatur. Sämtliche beobachteten Quellen erreichen ihr $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum im Juni und mit Ausnahme der Geißsteinstollenquelle das Maximum im Herbst.

Aus dem berechneten isotopischen Höheneffekt des Niederschlags und den $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwerten der Quellen wurden die mittleren Einzugsgebietshöhen kalkuliert. Diese können aus dem Diagramm, in dem die $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwerte gegen die Austrittshöhen der Quellen sowie die Niederschlags-Höhengerade eingezeichnet sind (Abb. 5), abgelesen werden. Für die

Kesselfallquellen ergibt sich eine mittlere Einzugsgebietshöhe zwischen ca. 2500 und 2600 m. Der Abstand des Datenpunkts von der Niederschlagsgeraden spiegelt die Größe des Einzugsgebiets sowie die Zirkulationstiefe des Wassers wider: Je größer der Abstand, desto ausgedehnter das Einzugsgebiet.

In Abbildung 6 ist die räumliche Verteilung der durchschnittlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Niederschlags anhand des Höheneffekts dargestellt. Betrachtet man die nach ihren $\delta^{18}\text{O}$ -Jahresmittelwerten symbolisierten Quellen, so zeigt sich, dass die anhand der Isotopenanalyse ermittelte mittlere Einzugsgebietshöhe der Kesselfallquellen mit der Höhenlage der hochalpinen Karstlandschaft in Umgebung des Alpincenters korreliert (vgl. Abb. 3).

DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Ausprägung des Karsts

Die metamorphen Karbonatgesteine sind mit ihrem hohen Karbonatgehalt von durchwegs über 55 bis nahezu 90 Gew.-% gut verkarstungsfähig. Die Verbreitung der Karstformen mit einer markanten Konzentration in der Umgebung des Alpincenters ist von mannigfachen Kriterien beeinflusst: Höhlen treten vielfach am Kontakt der Karbonatgesteine zu den wasserundurchlässigen Amphiboliten und Prasiniten auf. Kontakt- bzw. Streifenkarst ist jedoch im Gegensatz zur Darstellung von Audra (2004) nicht die alleinige Kontrolle der Höhlenbildung: Die meisten Höhlen sind an Störungen gebunden bzw. folgen der nordwärts einfallenden Schieferung.

Markant ist der Unterschied in der Verbreitung der oberflächlichen Karsterscheinungen zwischen den Gebieten inner- und außerhalb der neuzeitlichen Moränenwälder. Dies belegt eindrucksvoll, dass die glaziale Erosion im Hochgebirge die Verbreitung von Karstlandschaften maßgeblich kontrolliert. Dort, wo vermutlich seit dem Beginn des Holozäns vor 11.700 Jahren kein Gletscher mehr lag, bildete sich eine Karstlandschaft heraus, während im angrenzenden neuzeitlich vergletscherten Gebiet Spuren früherer Verkarstung größtenteils erodiert wurden. Gletschergeschichtliche Untersuchungen haben gezeigt, dass die Gletscher der Alpen während der ersten Hälfte des Holozäns und zeitweise auch in dessen zweiten Hälfte meist kleiner als heute waren und die Waldgrenze in den Zentralalpen höher lag (Auer et al., 2014). Im heutigen Gletschervorfeld des Schmiedinger Kees dürfte somit über Jahrtausende Verkarstung eine wichtige Rolle gespielt haben. Die nachfolgenden Gletschervorstöße mit ihrer Kulmination in

der Kleinen Eiszeit haben die Karstformen jedoch zum allergrößten Teil wieder eliminiert.

Einfluss des Karsts auf die Hydrogeologie

Die Abflusssituation des Gebiets ist wesentlich von den Karsterscheinungen geprägt. Die Quellen im Kapruner Tal, allen voran die Kesselfallquellen, weisen Charakteristika von Karstquellen auf. Allerdings ist ihr Basisabfluss mit 100 l/s auffallend hoch. Anteil daran hat möglicherweise der subglaziale Abfluss des temperierten Gletschers, der jedoch im Winter minimal sein dürfte. Der hohe Basisabfluss der Quellen wird zwischen Mai und Oktober von einem stark schwankenden Direktabfluss überlagert, der durch Schneeschmelze sowie Niederschlag entsteht und mit geringer Verzögerung die Quellen erreicht. Diese Beobachtungen sowie die Jahresgänge der Wassertemperatur und Leitfähigkeit zeigen, dass die Kesselfallquellen von einem dualen Karstkluftwasserleiter gespeist werden. Bei Niedrigwasser im Winter fließt das Wasser langsam aus einem Kluftgrundwasserkörper ab, was den hohen und annähernd konstanten Basisabfluss erzeugt. Die längere Verweildauer in diesem Teil des Aquifers bedingt die maximalen Wassertemperaturen und elektrischen Leitfähigkeiten. In den Frühjahrs- und Sommermonaten strömen große Mengen an Schmelzwasser bzw. Regenwasser zusätzlich über Karstkanäle innerhalb von mehreren Stunden bis wenigen Tagen durch das Karstsystem und treten mit niedrigen Temperaturen an den Quellen aus. Die Neunbrünnlquellen können aufgrund ihrer Nähe zu den Kesselfallquellen sowie des ähnlichen Verhaltens der Parameter zum gleichen Karstsystem gezählt werden.

Der Zusammenhang zwischen den Quellen im Kapruner Tal und den Karsterscheinungen unterhalb des Schmiedinger Kees zeigt sich anhand mehrerer Beobachtungen: Die Ganglinien von Schüttung, Wassertemperatur und Leitfähigkeit der Kesselfallquelle QK3 weisen auf ein hochgelegenes Quelleinzugsgebiet hin. Der Schüttungsanstieg zwischen Mitte April bis Mitte Juni in Verbindung mit der raschen Reaktionszeit zeigt, dass das Einzugsgebiet der Quellen auf großer Höhe liegt, wo die Schneeschmelze vergleichsweise spät einsetzt. Dies bestätigt sich auch darin, dass die Quellen, wenngleich bei einem schwach ausgeprägten Jahresgang in der Isotopenzusammensetzung, ihr $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum erst im Juni erreichen, d.h. zu Zeiten maximaler Schneeschmelze im hochgelegenen Einzugsgebiet. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Jahresmittelwerte der Kesselfallquellen (QK1 – QK3) zeigen eine gewisse Streuung (Abb. 5), was darauf hinweist, dass sich ihr Einzugsgebiet über einige hundert Höhenmeter erstrecken dürfte. Die berechnete mittlere Einzugsgebietshöhe zwischen ca. 2500 und 2600 m korreliert mit der hochalpinen Karstlandschaft in der Umgebung des Alpincenters. Wenngleich über die Markierungsversuche der Tauernkraftwerke AG keine offizielle Dokumentation vorliegt und diese u.a. aufgrund von beschriebenen Kontaminationen kritisch betrachtet werden sollten, konnte durch Einspeisungen am Gletscher sowie in Höhlen und Messungen an den Kesselfallquellen de-

ren hydrologischer Zusammenhang bewiesen werden (Klappacher, 1992). Dass das verkarstete Kluftsystem vom Schmiedinger Kees bis zum Vorfluterniveau der Kapruner Ache hinabreicht, wird durch die Feichtner-Schachthöhle, das tiefste bislang erforschte Höhlensystem am Kitzsteinhorn, belegt, welches eine Vertikalerstreckung von –1145 m aufweist (Abb. 7). Das Einzugsgebiet der Kesselfallquellen erstreckt sich bis in das Kar des Schmiedinger Kees. Bei genauer Betrachtung der mittleren Quellschüttung stellt sich die Frage, ob die Fläche des Kars bis hinab zu den Quellaustritten ausreicht. Anhand von hydrologischen Daten (Niederschlags-, Verdunstungs- und oberirdische Abflussrate sowie Reservoiränderung im Untersuchungsgebiet) wurde die unterirdische Abflussrate berechnet und diese der mittleren Quellschüttung gegenübergestellt. Die durchschnittliche Niederschlagsmenge im Einzugsgebiet beträgt ca. 1750 mm/a. Die durchschnittliche Verdunstungsrate auf der mittleren Einzugsgebietshöhe von ca. 2500 bis 2600 m beträgt etwa 280 mm/a (Veit, 2002). Bei einer mittleren Schüttung der Kesselfallquellen und der nahegelegenen Neunbrünnlquellen von insgesamt rund 440 l/s ergibt dies ein Einzugsgebiet von etwa 11 km². Das zeigt, dass die Quellen im Kapruner Tal, insbesondere die Kesselfallquellen, von einem großen Einzugsgebiet gespeist werden, das weit über das Kar des Schmiedinger Kees und somit über das topographische Einzugsgebiet hin-

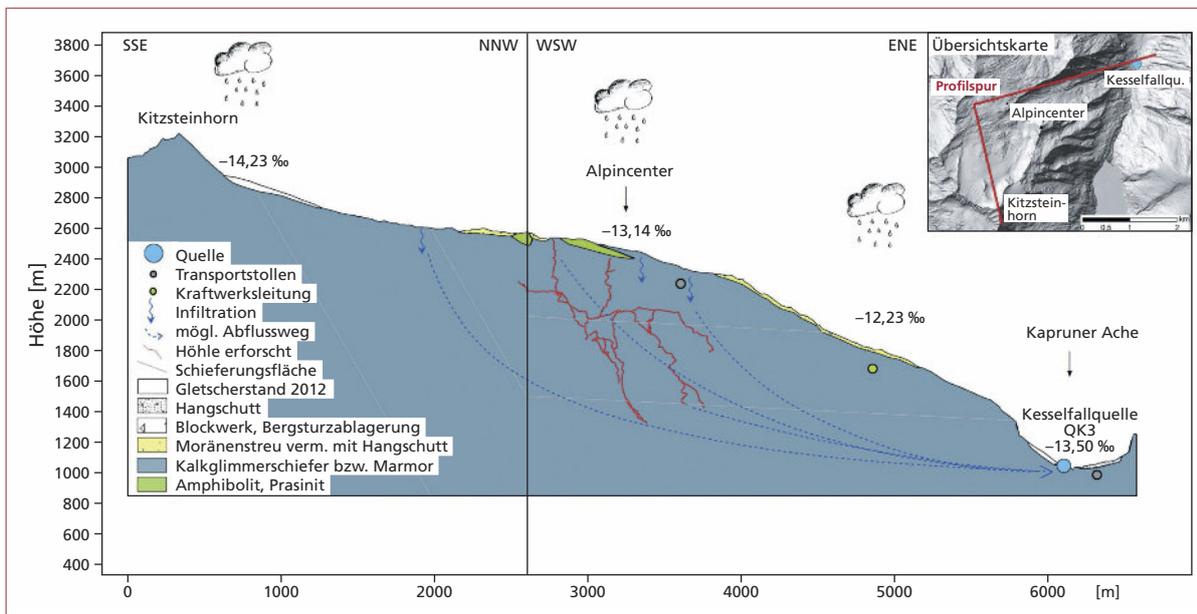


Abb. 7: Schematischer Längsschnitt des Kitzsteinhorn-Massivs. Eingezeichnet sind mögliche Fließwege innerhalb des Karstkluftsystems hin zu den Kesselfallquellen (QK3). Die Isotopenwerte entsprechen $\delta^{18}\text{O}$ -Jahresmittelwerten, gemessen am Alpincenter bzw. berechnet aus dem Höheneffekt. Das eingezeichnete Höhlensystem (rot) markiert die Ausdehnung der Feichtner-Schachthöhle (projiziert).

Fig. 7: Schematic section of the Kitzsteinhorn massif showing possible flow paths within the karst fissure system towards the Kesselfall springs (QK3). The isotope values correspond to annual $\delta^{18}\text{O}$ means, measured at Alpincenter or calculated using the isotopic altitude effect. The cave system (red) marks the extension of Feichtner-Schachthöhle (projected).

ausreicht. Anhand geomorphologischer Kriterien, insbesondere der Verbreitung der metamorphen Karbonatgesteine, lässt sich das Einzugsgebiet eingrenzen: Vom Kar des Schmiedinger Kees reicht es weiter nach Westen sowie – durch das generell steil nordwärts gerichtete Schichteneinfallen begünstigt – nach Süden. Durch die Verknüpfung der unterschiedlichen Methoden bzw. der Ergebnisse der Isotopenanalysen, der Bilanzierung des Einzugsgebiets und nicht zuletzt der Geländeaufnahmen kann somit auf das Infiltrationsgebiet der Quellwässer geschlossen werden (Abb. 7). Am wahrscheinlichsten ist die Infiltration des Wassers im Bereich des Karstgebiets auf Höhe des Alpincenters.

Hinsichtlich der Dynamik der Grundwasserströmung können zwei Grundwasserfließkomponenten unterschieden werden: Eine schnelle Komponente, die durch größere Karstkanäle strömt, und eine langsame, die dem diffusen Abfluss in kleinklüftigem Gestein entspricht. Während des Winterhalbjahrs dominiert der langsame diffuse Abfluss. Die Schneeschmelze induziert einen hydraulischen Schüttungsanstieg der Quellen. Das Quellwasser entspricht anfänglich einer Mischung von Wasser, welches längere Zeit im Aquifer verweilt hat (langsame Komponente), und dem Schneeschmelz- bzw. Regenwasser (schnelle Komponente). Dies zeigt sich u.a. darin, dass die elektrische Leitfähigkeit während temporärer Schüttungsspitzen nahezu konstant bleibt und nie unter $100 \mu\text{S}/\text{cm}$ abfällt. Ein typisches Muster ist auch der kurzfristige Anstieg der Leitfähigkeit zu Beginn der Schneeschmelze (Abb. 4). Wie von Sauter (1995) beschrieben, kommt es in Karstaquiferen nach längeren Trockenperioden häufig zu einem leichten Anstieg der Leitfähigkeit, bevor diese dann stark abfällt. Die höher konzentrierte Wasserkomponente wird als Vorereigniswasser interpretiert, welches durch das nachdrängende Schmelzwasser aus dem System gepresst wird. Durch die Mischung von langsameren und schnelleren Grundwasserfließkomponenten kann auch der relativ ausgeglichene $\delta^{18}\text{O}$ -Jahresgang der Quellen erklärt werden. Eine Quantifizierung der einzelnen Grundwasserfließkomponenten wäre jedoch nur anhand einer höherfrequenten Probenahme und Analyse der $\delta^{18}\text{O}$ -Ganglinie möglich (Sauter, 1997).

Vergleich mit dem Karsthydrologie-System Tsanfleuron

Der Karst im Bereich des Tsanfleuron-Gletschers in den westlichen Schweizer Alpen stellt das derzeit am besten untersuchte gletscherbeeinflusste Karsthydrologie-System der Alpen dar und weist sowohl Paralle-

len als auch Unterschiede zum hochalpinen gletscher-randnahen Karst unter dem Kitzsteinhorn auf. Im seit dem Ende der Kleinen Eiszeit eisfrei gewordenen Vorfeld des Tsanfleuron-Gletschers ist der Gesteinsuntergrund – ein kretazischer Kalkstein – durch glaziale Formen geprägt (Gletscherschliffe, subglaziale Schmelzwasserkanäle, Rundhöcker usw. – Sharp et al., 1989), vergleichbar mit dem Gletschervorfeld des Schmiedinger Kees. Allerdings finden sich dort auch große Schächte und Schwinden, in denen Schmelz- und Niederschlagswässer verschwinden (Gremaud et al., 2009). Aktive Schwinden wurden im Gletschervorfeld am Kitzsteinhorn nicht beobachtet; die sommerlichen Schmelzwässer fließen oberflächlich ab und speisen den Schmiedingersee. Allerdings wurden einige wenige kleine inaktive Schwinden gefunden und die Markierungsversuche am Gletscher legen nahe, dass es vermutlich unter dem Schmiedinger Kees noch aktive Schwinden gibt, die das Wasser direkt dem Karstsystem und damit den Kesselfallquellen zuführen. Außerhalb der Moränen der Kleinen Eiszeit ist am Tsanfleuron eine typische alpine Karstlandschaft entwickelt, die mit abnehmender Höhe zunehmend in einen Grünkarst übergeht. Die Glarey-Quelle, die das Tsanfleuron-Karstsystem entwässert, weist eine den Kesselfallquellen sehr ähnliche Ganglinie auf: Im Winter Niedrigwasser und während der Schneeschmelze Abflussmaxima. Aufgrund der Gletscherschmelze bleiben auch in den Sommer- und Herbstmonaten die Abflüsse hoch (Gremaud & Goldscheider, 2010). Da das Schmiedinger Kees nur etwa halb so groß wie der Tsanfleuron-Gletscher ist und damit einen wesentlich geringeren Anteil des Quelleinzugsgebietes bedeckt, tritt dieses Phänomen an den Kesselfallquellen in wesentlich kleinerem Ausmaß in Erscheinung.

Zum Alter des Karsts am Kitzsteinhorn

Die Freilegung der penninischen Einheiten des Tauernfensters, die dieses Gebiet aufbauen, erfolgte ab dem Miozän. Die Kalkglimmerschiefer bzw. Marmore des Glockner-Deckensystems waren daher maximal seit dieser Zeit der Verkarstung zugänglich. Während etwa tertiäre Karstsysteme in Form des Ruinen- und Riesenhöhlenniveaus in vielen Karstmassiven der zentralen Nördlichen Kalkalpen erhalten geblieben sind (Frisch et al., 2002), ist es sehr unwahrscheinlich, dass Höhlen aus dem Miozän in den Hohen Tauern bis heute Bestand haben. Die tektonische Hebung und der damit verbundene Abtrag des Alpenhauptkamms seit dem Miozän waren zu rasch bzw. umfassten bis etwa 25 km Gestein (Fügensschuh et al., 1997), am Nordrand im Bereich des Kitzsteinhornes immerhin noch bis zu

etwa 8 km (Luth & Willingshofer, 2008). Audra (2004) weist darauf hin, dass das Vorhandensein eines ausgeprägten horizontalen Stockwerks in der Feichtner-Schachthöhle auf knapp oberhalb von 2000 m, d.h. etwa 500 m unterhalb des Einganges, als Indiz für eine Entstehung dieses Höhlenabschnittes vor Beginn der großen pleistozänen Vereisungen gewertet werden kann. Letztere begannen vor etwa 2,6 Millionen Jahren und haben das Kaprunertal zum heutigen tief eingeschnittenen Trogtal mit übersteilten Talflanken geformt. Datierungen klastischer Sedimente in den tiefen Höhlen des Kitzsteinhorngebietes z.B. mit kosmogenen Radionukliden, die eine jungtertiäre Verkarstung belegen könnten, stehen noch aus. Vergleichbare Untersuchungen z.B. in den Südlichen Kalkalpen Nordsloweniens zeigen, dass das Horizontalsystem der

bekanntes Snežna jama Eishöhle im Miozän entstanden sein dürfte und durch Heraushebung und fluviale Erosion heute etwa 950 m über dem Vorfluterniveau liegt (Häuselmann et al., 2015).

Datierungen an Speläothemen könnten ebenfalls helfen, das Alter der Höhlenbildung einzugrenzen. Bislang liegen aber nur sehr wenige und ungenaue Datierungen vor, die etwa 192.000 und 118.000 Jahre betragen (Audra, 2004). Vergleichbare Untersuchungen an der hochalpinen Höhle beim Spannagelhaus (2515/1), in den Zentralalpen Nordtirols gelegen, ergaben, dass die ältesten noch erhaltenen Speläotheme mehr als eine halbe Million Jahre alt sind. Die phreatischen Gänge wurden dort vermutlich vor dem Beginn der pleistozänen Vereisungen gebildet (Spötl & Mangini, 2010).

AUSBLICK

Die Verkarstung unter dem Kitzsteinhorn ist rezent aktiv, und das Karstsystem wird sich unter den aktuellen Bedingungen weiterentwickeln. Dieser Vorgang wird seit dem Rückgang der Vergletscherung ab Mitte des 19. Jahrhunderts durch die beginnende Bodenbildung begünstigt. Damit wird sich die Verkarstung auch in höhere Lagen ausbreiten. Welche Rolle der Gletscher-rückgang, die derzeit markanteste Veränderung des Systems, für die Entwicklung in den nächsten Jahrzehnten spielen wird, kann nur grob vorhergesagt wer-

den. Für das Gletscher-Karst-System Tsanfleuron wird bei Verschwinden des Gletschers ein Rückgang der jährlichen Schüttungsmenge der Glarey-Quelle um ca. 20-30 % vorhergesagt (Gremaud & Goldscheider, 2010). Derart große Auswirkungen werden für die Kesselfallquellen nicht erwartet, da der Gletscherschmelzwasseranteil kleiner ist. Ein geringer Rückgang der Schüttung in den Sommermonaten ist jedoch im Falle des kompletten Abschmelzens des Schmiedinger Kees sehr wahrscheinlich.

DANK

Für die tatkräftige Unterstützung bei der Geländearbeit gilt ein großer Dank der Gletscherbahnen Kaprun AG. Außerdem war die Mitwirkung der VERBUND Hydro Power GmbH, die Datenbereitstellung sowie Hilfe bei der Sammlung von Niederschlagsproben, gewinnbringend. Markus Keuschning sei stellvertretend für das Team des Permafrostforschungsprojekts Morexpert für

die gute Zusammenarbeit gedankt sowie ebenfalls dem Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg. Dank gebührt ferner Manuela Wimmer und Yuri Dublyansky, Universität Innsbruck, für die Isotopenanalysen. Darüber hinaus gilt Wolfgang Gadermayr Dank für die Hilfestellung und Wolfgang Ufrecht sowie Philippe Audra für ihre konstruktive Kritik.

LITERATUR

Audra, P. (2004): Kitzsteinhorn high-alpine karst (Salzburg, Austria): Evidence of non-glacial speleogenesis. – *Die Höhle*, 55: 12–18.

Audra, P., Bigot, J.-Y. & Zibrowius, S. (2004): Kammerhöhle (2573/8) - Hohe Tauern 2002 Expedition (Kitzsteinhorn, Kaprun Salzburg). – *Die Höhle*, 55: 136–142.

Auer, I., Foelsche, U., Böhm, R., Chimani, B., Haimberger, L., Kerschner, H., Koinig, K.A., Nicolussi, K., Spötl, C. (2014): Vergangene Klimaänderung in Österreich. In: Österreichischer Sachstandsbericht Klimawandel 2014 (AAR14). – Austrian Panel on Climate Change

(APCC), Österr. Akademie der Wissensch.: 227–300.

Ciszewski, A. & Klappacher, W. (2007): Polnische Forschungen in den Höhlen Salzburgs - Teil 1: Die Erfolge der Krakauer Höhlenforscher (KKTJ). – *Die Höhle*, 58: 35–49.

Fischer, A. (2015): Gletscherbericht 2013/14. – *Bergauf*, 2015/2: 26–33.

Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Székely, B., Vennemann, T. & Rettenbacher, A. (2002): Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung - die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – *Die Höhle*, 53: 1–37.

- Fügenschuh, B., Seward, D. & Manckletow, N. (1997): Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window. – *Terra Nova*, 9: 213–217.
- Gadermayr, W. (1994): Zur Hydrogeologie im östlichen Pinzgauer Salzbachtal Lend - Mittersill. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Salzburg.
- Gremaud, V., Goldscheider, N., Savoy, L., Favre, G. & Masson, H. (2009): Geological structure, recharge processes and underground drainage of a glacierised karst aquifer system, Tsanfleuron-Sanetsch, Swiss Alps. – *Hydrogeol. J.*, 17: 1833–1848.
- Gremaud, V. & Goldscheider, N. (2010): Geometry and drainage of a retreating glacier overlying and recharging a karst aquifer, Tsanfleuron-Sanetsch, Swiss Alps. – *Acta Carsologica*, 39: 289–300.
- Häuselmann, P., Mihevc, A., Pruner, P., Horacek, I., Cermak, S., Hercman, H., Sahy, D., Fiebig, M., Zupan Hajna, N. & Bosak, P. (2015): Snežna jama (Slovenia): Interdisciplinary dating of cave sediments and implication for landscape evolution. – *Geomorphology*, 247: 10–24.
- Höck, V. & Pestal, G. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000 - Blatt 153 Großglockner. – Wien (Geol. Bundesanstalt).
- Klappacher, W. (1992): Salzburger Höhlenbuch Band 5. – Salzburg (Landesverein für Höhlenkunde).
- Lechner, K. (2015): Karstgeomorphologie und Karsthydrologie am Kitzsteinhorn (Hohe Tauern, Salzburg). – Unveröff. Masterarbeit, Univ. Innsbruck.
- Liegler, K. (1984): Die wichtigsten regionalen Karstphänomene und Quellen im Bereich der Limbergssperre, ihrer Umgebung und weiter unterhalb. – Unveröff. Aktenvermerk P1489/1-4 Tauernkraftwerke AG.
- Luth, S.W. & Willingshofer, E. (2008): Mapping of the post-collisional cooling history of the Eastern Alps. – *Swiss J. Geosci.*, 101, Suppl. 1: 207–S223.
- Otto, J.-C. & Keuschnig, M. (2014): Permafrost-glacier interaction - process understanding of permafrost reformation and degradation. – permAfrost - Austrian Permafrost Research Initiative. Final Report. Chapter 1: 3–16.
- Sauter, M. (1995): Die Rolle des Epikarsts für den Stofftransport durch Karstgrundwasserleiter – Quantifizierung des Eintrags und numerische Modellierung. – *Z. dt. geol. Ges.*, 146: 263–273.
- Sauter, M. (1997): Differentiation of flow components in a karst aquifer using the $\delta^{18}\text{O}$ signature. – In: Kranjc, A. (Hrsg.): *Tracer Hydrology* 97, 435–441, Rotterdam, Balkema.
- Sharp, M., Gemell, J.C. & Tison, J.-L. (1989): Structure and stability of the former subglacial drainage system of the Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. – *Earth Surface Proc. Landforms*, 14: 119–134.
- Spötl, C. & Mangini, A. (2010): Paleohydrology of a high-elevation, glacier-influenced karst system in the Central Alps (Austria). – *Austrian J. Earth Sci.*, 103: 92–105.
- Veit, H. (2002): Die Alpen - Geoökologie und Landschaftsentwicklung. – Stuttgart (Ulmer).