

Hohlraumsuche am Aachtopf (Baden-Württemberg) mit Hilfe geoelektrischer Messungen

ZUSAMMENFASSUNG

Der Aachtopf ist mit einer mittleren Schüttung von 8 m³/s die größte Quelle in Deutschland. Sie speist sich zu etwa 2/3 aus Wasser der Donau und zu 1/3 aus Zuflüssen im eigenen Einzugsgebiet. Die bisherigen Forschungen lassen ein großes Höhlensystem hinter dieser Quelle vermuten, wobei es Hinweise darauf gibt, dass sich ein Teil dieses Systems in der epiphreatischen und vadosen Zone befindet. Etwa 0,5 km nördlich des Aachtopfs wurden in einer Doline aufwändige Grabungen durchgeführt und zwei luftgefüllte Hohlräume gefunden, welche deutlich bewettert sind. Weitere befahrbare Fortsetzungen liegen jedoch unter Wasser.

In dieser Studie wurden Geoelektrikmessungen entlang von sieben Profilen im Bereich der Doline, in der Region zwischen Donauhöhle und Aachhöhle, durchgeführt, um luftgefüllte Fortsetzungen zu lokalisieren. Um die Interpretation der Messergebnisse zu erleichtern und einen Überblick über die Gesteinszusammensetzung und -eigenschaften zu bekommen, wurden Proben aus der Doline und der Donauhöhle bis in die 55 m tief gelegene *Graue Halle* entnommen. Die Untersuchungen deuten darauf hin, dass der Untergrund bis in die Tiefe der *Grauen Halle* aus jurassischen Bankkalken aufgebaut ist. Geoelektrikmessungen im Gelände und an wassergesättigten Gesteinsproben im Labor ergaben eine gute Übereinstimmung, was auf einen wassergesättigten Untergrund während der Feldmessungen schließen lässt. Daraus und mit Hilfe von Modellierungen der elektrischen Eigenschaften im Untergrund konnten mehrere Gebiete definiert werden, in welchen Hohlräume vermutet werden können.

ABSTRACT

Cavity search at the Aachtopf (Baden-Württemberg, Germany) using electrical resistivity tomography

With an average discharge of 8 m³/s, the Aachtopf is the largest spring in Germany. About two thirds of it is fed by water from the Danube. The inflow from its own catchment area is about one third. Previous research suggests a large cave system behind the spring. There is evidence from previous studies that parts of this system are in the epiphreatic and vadose zone. Extensive excavations were carried out in a sinkhole about 500 m north of the Aachtopf and two air-filled cavities were found. However, the passable continuations are under water. In the previously accessible air-filled caves, there is significant ventilation. The search for air-filled karst caves is supported with the help of geophysical measurements. In this study, electrical resistivity tomography (ERT) measurements were carried out along seven profiles in the area of the sinkhole, in the region between Donauhöhle and Aachhöhle, to locate air-filled continuations. In order to facilitate the interpretation of the measurement results and to get an overview of the rock composition and properties, rock samples were taken from the sinkhole and the Donauhöhle down to the 55 m deep *Graue Halle*. The investigations show that the subsurface is composed of Jurassic Bankkalke down to the depth of the *Graue Halle*. ERT measurements in the field and on water-saturated rock samples in the laboratory showed a good agreement, suggesting a water-saturated subsurface during the field measurements. From this and with the help of modelling of the electrical properties in the subsurface, it was possible to define several areas in which cavities can be assumed.

Barbara Funk

barbara.funk@nhm-wien.ac.at

Pauline Oberender

Karst- und Höhlen-Arbeitsgruppe,
Naturhistorisches Museum,
Museumsplatz 1/10, 1070 Wien
pauline.oberender@nhm-wien.ac.at

Rafael Grimm

Freunde der Aachhöhle e.V., Steinerweg 56,
78239 Rielasingen-Worblingen, Deutschland
rafael-grimm@t-online.de

Timea Katona

timea.katona@tuwien.ac.at

Adrian Flores Orozco

Forschungsgruppe Geophysik,
Department für Geodäsie und
Geoinformation, TU Wien
Wiedner Hauptstraße 8, 1040 Wien
adrian.flores-orozco@geo.tuwien.ac.at

Eingelangt: 8.3.2022

Angenommen: 12.3.2022

EINLEITUNG

Die junge Donau versickert zeitweise vollständig in der Wohlgeschichteten-Kalke-Formation des Weißen Juras bei Immendingen und Fridingen (Abb. 1). Durch zahlreiche Markierungsversuche ist nachgewiesen, dass das Wasser etwa 15 km südlich und 180 m tiefer im Aachtopf wieder an die Oberfläche tritt (Käss, 2021). Grimm (2015a) untersuchte die unterirdischen Fließzeiten von Hochwasserwellen zwischen Donau und Aachtopf. Diese lassen eine offene Flusshöhle über größere Strecken vermuten. Vom Aachtopf aus ist es möglich, in der unter Wasser liegenden Aachhöhle (8119/1) etwa 0,5 km nach Norden zu tauchen. Dort befindet sich an der Oberfläche eine große Doline. Der Verein *Freunde der Aachhöhle* hat im Norden dieser Doline einen 100 m tiefen Schacht gegraben. Auf dem Niveau des Karstwasserspiegels wurde die Donauhöhle (8119/30) entdeckt. Diese Unterwasserhöhle wurde auf eine Länge von 1 km erforscht und verläuft in nördlicher Richtung. Am 18.10.2014 wurde im Bereich zwischen Donauhöhle und Aachtopf ein Markierungsversuch durchgeführt (Kreiselmaier & Grimm, 2015) und festgestellt, dass der größte Teil des Wassers aus

der Donauhöhle nicht in den Aachtopf, sondern in einen unbekannten Vorfluter fließt. Am 14.07.2010 wurde im Aachtopf ein Absenkversuch durch das Öffnen eines Wehres durchgeführt, dessen Ergebnisse einen oder mehrere Höhlenseen mit einer Gesamtfläche von ca. 200.000 m² vermuten lassen (Grimm, 2015b). Am südlichen Ende der oben erwähnten Doline befindet sich der Eggenschacht (8119/28). Dieser ist stark thermisch bewettert und bei Außentemperaturen unter –10 °C kann das Austreten von Wasserdampf beobachtet werden. Diese Beobachtungen werden als Hinweis auf größere zusammenhängende Hohlräume in der vadosen Zone interpretiert. Es gibt Anzeichen, dass die Blätterteighöhle (8119/29) mit dem Donau-Aachsystem verbunden und eine von mehreren südlichen Fortsetzungen ist (Grimm, 2020). Die Blätterteighöhle ist jedoch zum größten Teil mit Sedimenten verschlossen. Bei Grabungen wurden Holzreste gefunden und mittels der Radiokarbonmethode datiert. Aufgrund der Ergebnisse kann davon ausgegangen werden, dass der Verschluss vor weniger als 4500 Jahren stattfand. Die Datierung von Kalzitkristallen mittels der

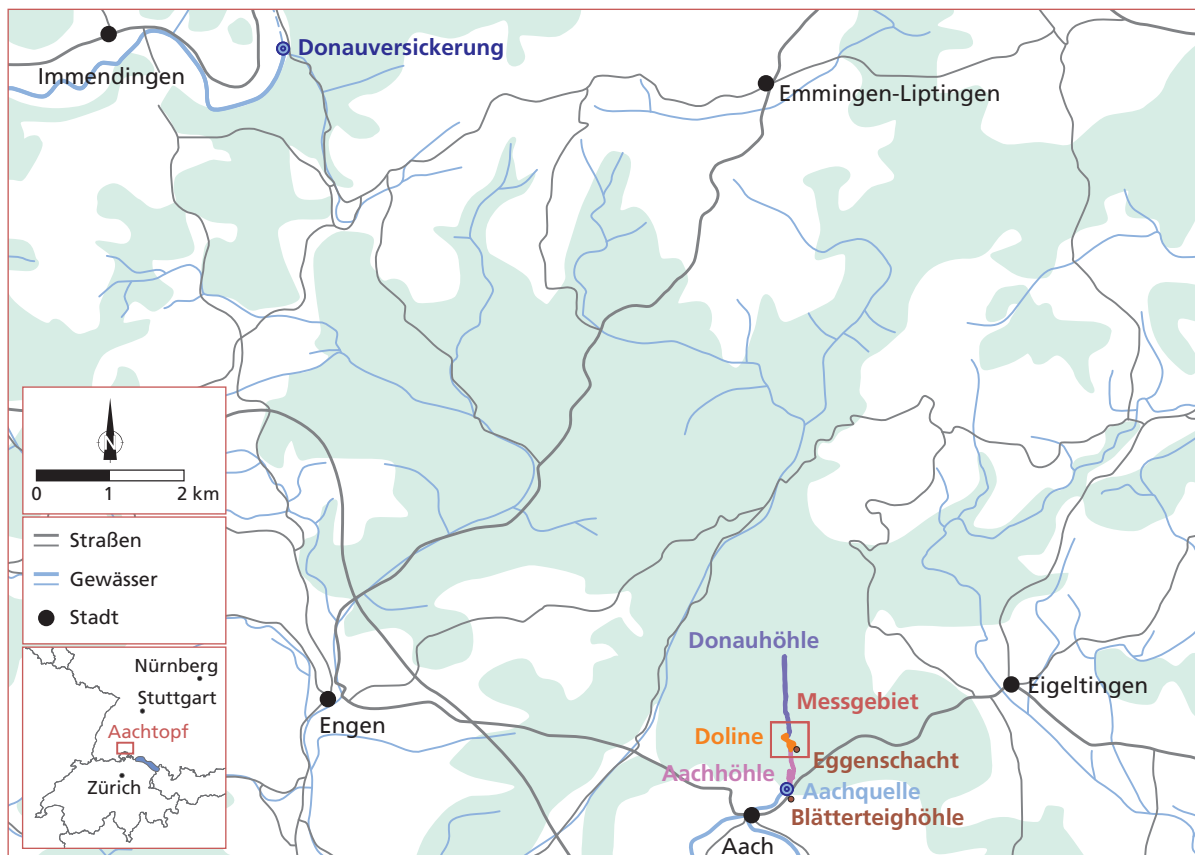


Abb. 1: Lage von Donauversickerung, Aachquelle sowie der Doline, in der die geophysikalischen Messungen stattgefunden haben.
Fig. 1: Map of the study area. The Danube infiltration, the Aach spring and the sinkhole in which the geophysical measurements took place are marked.

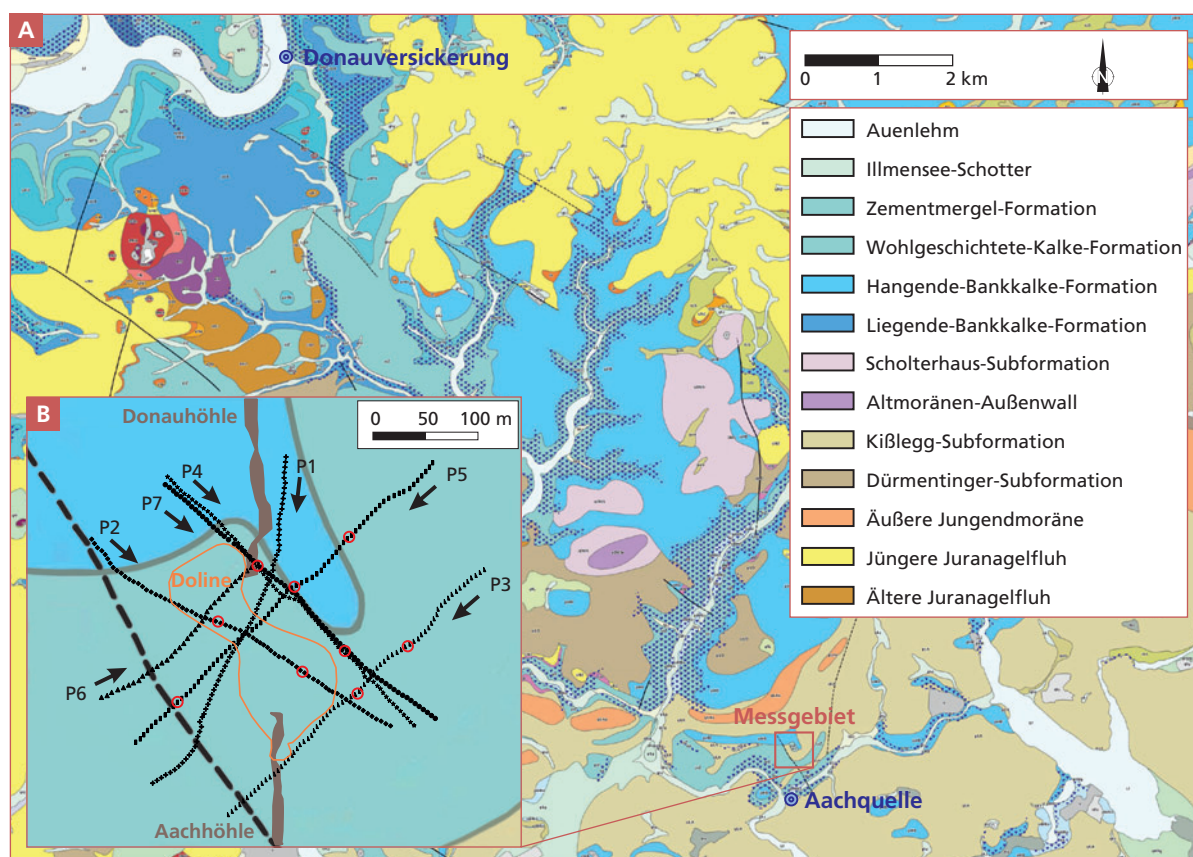


Abb. 2: **A** Geologische Karte der Umgebung des Messgebiets (Ausschnitt wie in Abb. 1). Quelle: Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau des Regierungspräsidiums Freiburg (Baden-Württemberg) (Schreiner, 1970, 1978). **B** Messgebiet in der Doline. Die schwarzen punktierten Linien zeigen die sieben Geoelektrik-Profile. Die Pfeile geben die Richtung der Profile an. Mit braunen bzw. orangen Linien sind die Donauhöhle, die Aachhöhle und die Doline dargestellt. Die roten Kreise markieren interessante Stellen in den Geoelektrikbildern.

Fig. 2: **A** Geological map of the wider area surrounding the study site (from Schreiner, 1970, 1978). **B** Measurement area in the sinkhole. The black dots mark the seven ERT profiles. The arrows indicate the direction of the profiles. Donauhöhle, Aachhöhle and the sinkhole are shown with brown and orange lines, respectively. The red circles mark points of interest in the ERT images.

Uran/Thorium-Methode und die von Quarz- und Feldspatkörnern mittels optisch stimulierter Lumineszenz lassen auf eine Höhlenentstehung vor mehr als 0,5 Mio. Jahre schließen (Grimm, 2020).

Geophysikalische Methoden bieten die Möglichkeit, zerstörungsfrei Informationen über Struktur und Eigenschaften des Untergrunds zu gewinnen. Sie können so dazu beitragen, die vermuteten Hohlräume nachzuweisen. Dabei haben sich für die Detektion von Hohlräumen vor allem Geoelektrik (Elektrische Widerstandstomographie, *electrical resistivity tomography*, kurz ERT) und Georadar (*ground-penetrating radar*, kurz GPR) bewährt, da beide auf die Änderungen der elektrischen Eigenschaften (Dielektrizität ϵ und elektrische Leitfähigkeit $s = 1/\rho$) im Untergrund reagieren. Delle Rose & Leucci (2010) und Basheer et al. (2012) verwendeten z.B. ERT- und GPR-Messungen um oberflächennahe Hohlräume in einem Karstgebiet genau lokalisieren zu können. Solche Informationen können bei

Bauvorhaben nützlich sein, um die Stabilität des Untergrundes zu bewerten und mögliche Einstürze verhindern zu können. Ebenfalls wurden bereits mehrere Studien durchgeführt, um im Bereich von Höhlen nach weiteren noch unbekannten Gängen und Hallen zu suchen (z.B. Kaufmann et al., 2015; Vargemézis et al., 2015; Kaufmann & Romanov, 2017). In allen Fällen konnten Hohlräume entdeckt und in weiterer Folge auch von Höhlenforschern erreicht und erforscht werden. Da im Untersuchungsgebiet die vermuteten Hohlräume in relativ großer Tiefe (> 20 m) liegen und frühere Untersuchungen (z.B. Funk et al., 2018) gezeigt haben, dass GPR hier recht schnell an seine Grenzen stößt, wurde für die weitere Untersuchung ERT verwendet.

Die elektrischen Eigenschaften des Gesteins werden durch die mineralogische Zusammensetzung, die daraus resultierende Porenstruktur und die Wassersättigung beeinflusst (z.B. Flores Orozco et al., 2018). Trockener Kalkstein weist dabei einen spezifischen elektri-

schen Widerstand von 1.000 bis 10.000 Ωm auf (Carrière et al., 2013; McCormack et al., 2017; Zhu et al., 2011), während gesättigter Kalkstein spezifische Werte von 20 bis 500 Ωm aufweist (Ammar & Kamal, 2018; Redhaouia et al., 2016; Robert et al., 2011). Um die Messungen besser interpretieren zu können, wurden die mineralogischen Komponenten mittels Röntgendiffraktometrie bestimmt, Dünnschliffe erstellt sowie Porositäts- und Permeabilitätsmessungen durchgeführt.

Untersuchungsgebiet und Probennahme

Abbildung 2A gibt einen Überblick der Geologie im Bereich des Untersuchungsgebietes. Die Schichten des Weißen Juras an der Versickerungsstelle der Donau (Wohlgeschichtete-Kalke-Formation) sind stratigraphisch älter als die Liegende-Bankkalke-Formation am Aachtopf, obwohl sie etwa 180 m höher liegen. Der Grund ist das Einfallen der Schichten mit etwa 2° in südliche Richtung (Schreiner, 1978). Die bisher entdeckten Höhlen befinden sich überwiegend in der Liegende-Bankkalke-Formation (Schreiner, 1970), die von den Schichten der Zementmergel-Formation und der Hangende-Bankkalke-Formation überlagert werden. Im Untersuchungsgebiet um die Doline steht die Hangende-Bankkalke-Formation teilweise direkt unter einer sehr dünnen Humus- und Verwitterungsschicht an. Der Übergang zwischen der Hangende-Bankkalke-Formation und der Zementmergel-Formation scheint

im Untersuchungsgebiet fließend zu verlaufen. Der gesamte Komplex der Kreide und des Tertiärs ist hier nicht mehr vorhanden (Schreiner, 1970). Über der Hangende-Bankkalke-Formation finden sich mit stark wechselnder Mächtigkeit quartäre Diamikte, Kiese, Sande und Feinsedimente alpiner und lokaler Provenienz (Kißlegg-Subformation), die vom Vorstoß des eiszeitlichen Rheingletschers stammen.

Das Messgebiet (Abb. 2B) befindet sich im Grenzbereich zwischen der Zementmergel-Formation und der Hangende-Bankkalke-Formation. Die Profile P4 und P7 wurden an zwei verschiedenen Tagen unabhängig voneinander an etwa derselben Position gemessen. Diese Profile laufen über die Donauhöhle und hier im Speziellen über die *Graue Halle*, ein größerer Hohlraum (20 $\times$ 5 $\times$ 2,5 m) in 55 m Tiefe (Abb. 3). Diese beiden Profile dienen der Abschätzung der Qualität und Auflösung der Messungen.

Die Messungen bei der Doline wurden im Juni 2020 bei warmem und weitgehend trockenem Wetter durchgeführt. Für die Auswertung und Inversion der Geoelektrikdaten wurden Daten zur Topographie des Geländes benötigt. Dazu wurden alle Elektroden mit einem DistoX (Heeb, 2014) eingemessen und anschließend über einige Passpunkte in das übergeordnete Koordinatensystem transformiert.

Um einen besseren Überblick über Aufbau und Zusammensetzung der Gesteine sowie über ihre physikalischen Eigenschaften zu bekommen, wurden im



Abb. 3: Die Graue Halle in der Donauhöhle.

Fig. 3: Graue Halle in Donauhöhle.
Foto: Georg Taffet

Oktober 2021 Gesteinsproben aus der Doline und der Donauhöhle entnommen (Abb. 4).

In Summe wurden drei Proben in der Doline (~5 m unter Geländeoberkante), eine Probe aus dem Eingangs-

bereich der Donauhöhle und zwei Proben aus der *Grauen Halle* in 55 m Tiefe entnommen. Tabelle 1 gibt einen Überblick über die daraus gebohrten zylindrischen Proben (*plugs*) und die daran durchgeführten Messungen.

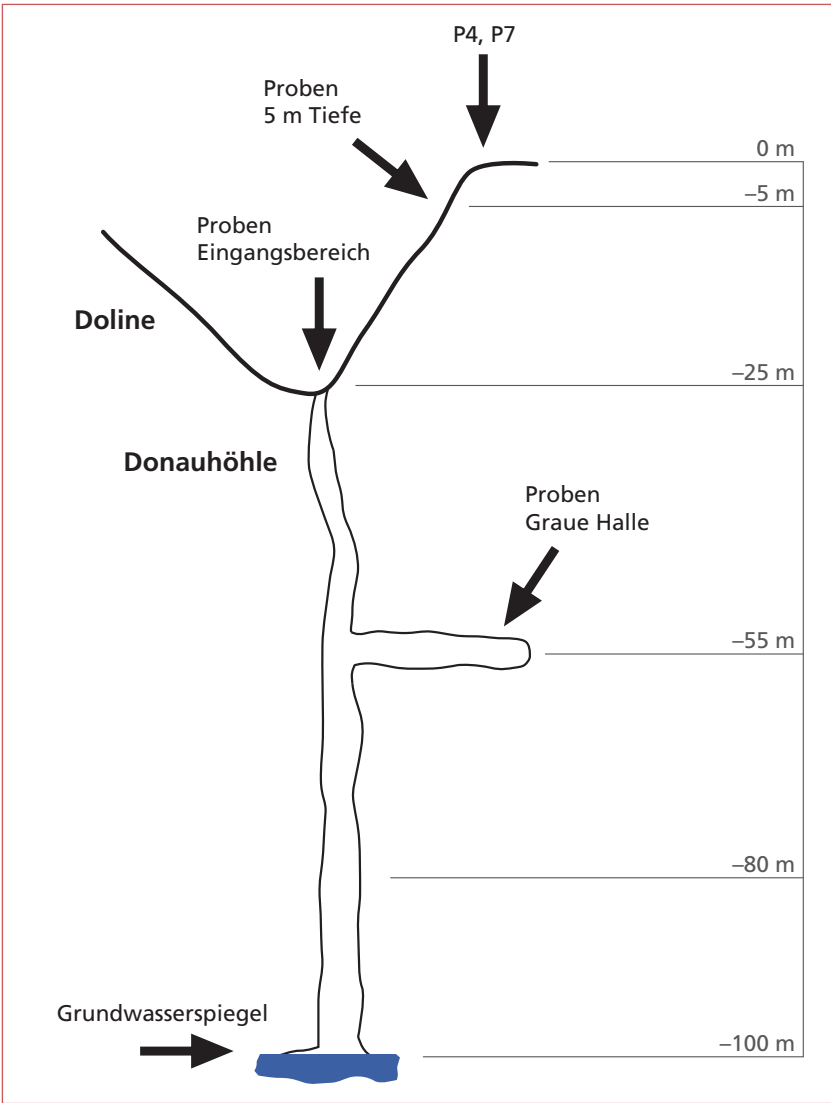


Abb. 4: Schematischer Schnitt durch die Doline und die Donauhöhle. Markiert sind die Positionen der Profile 4 und 7, der Probennahmen und des Grundwasserspiegels.
Fig. 4: Schematic section through the Doline and the Donauhöhle. The positions of profiles 4 and 7, the sampling points and the groundwater level are marked.

Tabelle 1: Übersicht der analysierten Gesteinsproben. LEE: Labormessungen der elektrischen Eigenschaften; PPM: Porositäts- und Permeabilitätsmessung.

Table 1: Overview of the analysed rock samples. LEE: laboratory measurements of electrical properties; PPM: porosity and permeability measurement.

Ort der Probe	Nr.	Plugs normal zur Schichtung	Plugs parallel zur Schichtung	LEE	PPM	Mineralogie	Dünnschliffe
5 m Tiefe	1	1A, 1B		1A, 1B	1A, 1B		
5 m Tiefe	2	2A		2A	2A		2A
5 m Tiefe	3	3A, 3B, 3C		3A, 3B, 3C	3A, 3B, 3C	3B	
Eingangsbereich	4	4A	4I	4A, 4I	4A, 4I	A4	4I
Graue Halle	5	5A, 5B	5I	5A, 5I	5A, 5I		5A
Graue Halle	6	6A, 6B	6I	6B, 6I	6A, 6B	6B, 6I	

METHODEN

Dünnschliffe

Es wurde aus jeder Tiefe ein Dünnschliff erstellt. Dafür wurden die Proben 2A, 4I und 5A herangezogen.

Mineralogische Analyse

Die mineralogische Analyse wird mittels Röntgendiffraktometrie durchgeführt. Abschnitte der Proben werden in einer Gesteinsmühle zermahlen und dann in einem Panalytical X'Pert PRO Diffraktometer analysiert und ausgewertet.

Porositätsmessungen

Der Porenraum umfasst sowohl die primären Poren als auch die durch mechanische Beanspruchung oder Lösung sekundär entstandenen Poren. Man unterscheidet zwischen offener Porosität, wenn die Poren in Verbindung zueinander stehen, und geschlossener Porosität wenn die einzelnen Poren isoliert sind. Die Porosität hat einen Einfluss auf die Permeabilität. Diese beschreibt, wie durchlässig das Gestein für Gase und Flüssigkeiten ist. Da die Gesteinsfeuchtigkeit einen direkten Einfluss auf die elektrische Leitfähigkeit des Gesteins hat, ist sie für die Geoelektrikmessungen relevant. Um die Ergebnisse der Messungen im Gelände besser interpretieren zu können, wurde die Porosität und die Permeabilität der unterschiedlichen Gesteinsschichten im Labor bestimmt. Dazu wurden zylindrische *plugs* mit einem Durchmesser von 38,1 mm aus den Gesteinsproben gebohrt. Wo es die Größe der Handstücke zuließ, wurde ein *plug* normal

zur Schichtung und eine weiterer parallel zur Schichtung entnommen (Abb. 5). Aus kleinen Handstücken wurden jedoch nur *plugs* normal zur Schichtung gebohrt.

Anschließend wurden Porosität, Permeabilität und Dichte im automatischen Gas-Permeameter-Porositätsmeter Coreval 700 am Institut für Geologie der Universität Wien bestimmt.

Die Berechnungen der Porosität und des Porenvolumens basieren auf den Gesetzen von Boyles und Charles (Atkins, 2001; Mortimer & Müller, 2003). Die Bestimmung der Permeabilität erfolgt nach der Methode des instationären Druckabfalls und liefert Daten über die Flüssigkeitsdurchlässigkeit sowie den Gleit- und den Turbulenzfaktor (Penz-Wolfmayr, 2018). Die Messungen wurden unter dem geringstmöglichen Druck (27 bar) durchgeführt, da dieser den Bedingungen nahe der Oberfläche am ähnlichsten ist.

Vor den Messungen wurden die *plugs* 24 Stunden bei 70 °C getrocknet und anschließend auf Raumtemperatur abgekühlt. Die *plugs* wurden zwischenzeitlich in einem verschlossenen Gefäß mit Trockenperlen gelagert, um die erneute Aufnahme von Feuchtigkeit zu verhindern. Insgesamt wurden 12 *plugs* gemessen.

Feld-Geoelektrik

Bei der ERT-Methode handelt es sich um ein Gleichstromverfahren, welches auf 4-Elektroden-Messungen basiert. Dabei werden Metallstäbe (Elektroden) in den Boden eingeschlagen. Bei jeweils zwei wird Strom eingeleitet und bei zwei anderen die resultierende

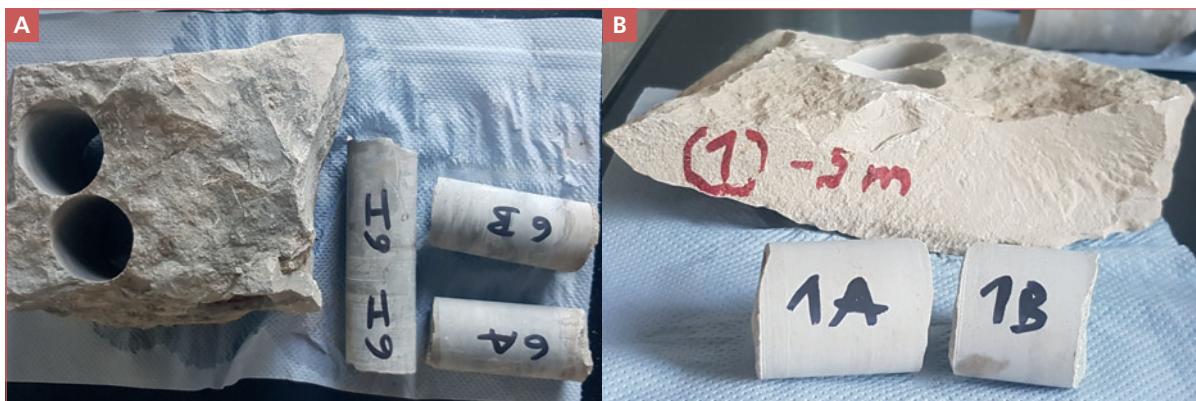


Abb. 5: A: Das Handstück 6 stammt aus der Grauen Halle in 55 m Tiefe. Die plugs 6A und 6B sind normal zur Schichtung gebohrt, der plug 6I ist parallel zur Schichtung gebohrt worden. B: Das Handstück 1 stammt aus 5 m Tiefe. Die plugs konnten aufgrund der geringen Größe nur normal zur Schichtung gebohrt werden.

Fig. 5: A: Hand specimen 6 is from Graue Halle at a depth of 55 m. Plugs 6A and 6B were drilled normal to bedding, plug 6I was drilled parallel to bedding. B: sample 1 comes from a depth of 5 m. Due to the small thickness, the plugs could only be drilled normal to bedding.

Fotos: Pauline Oberender

Spannung gemessen. Multielektrodeninstrumente erlauben das automatisierte Sammeln von Messungen entlang von Profilen, welche in unserem Fall aus 72 Elektroden aufgebaut sind. Das Instrument arbeitet selbständig eine vorgegebene Sequenz von Messungen ab. Dadurch können effektiv und zeitsparend tausende Messungen durchgeführt werden, die es in Kombination mit Inversionsalgorithmen ermöglichen, die quasi-kontinuierliche Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstands (ρ) im Untergrund zu bestimmen. Für die hier vorgestellten Messungen wurde ein Syscal-Gerät verwendet. Die Strom- und Spannungselektroden wurde nach der Dipol-Dipol-Methode angesteuert.

Um die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstands im Untergrund zu erhalten, werden entlang eines Profils für insgesamt 1618 Quadrupole mit unterschiedlichen Dipollängen ($a = 10, 20, 30$ m) und Abständen zwischen Strom- und Spannungsdipolen ($n = 10, 20, \dots, 200$ m) Messungen durchgeführt. Die Auflösung hängt dabei vom Abstand zwischen den einzelnen Elektroden und die erreichbare Tiefe der Untersuchungen vom maximalen Abstand zwischen Strom- und Spannungsdipol sowie vom spezifischen elektrischen Widerstand des Untergrunds ab. Da hier vor allem größere Hohlräume in einer Tiefe von 20–80 m gesucht werden sollten, wurden alle Daten mit einem Abstand zwischen den Elektroden von 5 m aufgenommen, was bei 72 Elektroden zu einer Gesamtlänge der Profile von 355 m führt.

Mit Hilfe von Inversionsalgorithmen kann ein Modell des spezifischen elektrischen Widerstands im Untergrund erstellt werden, welches die gemessenen Daten bestmöglich erklärt.

ERGEBNISSE

Labormessungen

Die Dünnschliffe zeigen, dass es sich um sehr biogenreiche Kalksteine handelt. Sie weisen alle ähnliche Fossilien wie Radiolarien, Crinoiden, Muscheln, Schwammnadeln und Foraminiferen auf, nur deren Menge variiert. Daraus kann geschlossen werden, dass die Gesteine in einem ähnlichen Ablagerungsmilieu entstanden sind. Änderungen der Zusammensetzung konnten nicht beobachtet werden. Aus dem Röntgendiffraktogramm geht hervor, dass die Zusammensetzung der Gesteinsproben aus den unterschiedlichen Tiefen sehr ähnlich ist. Kalzit tritt dabei als Hauptkomponente in allen vier Proben deutlich hervor. Weiterhin wurde ebenfalls in allen Proben Quarz, Ankerit und

Die Qualität der Inversionsergebnisse wird mit Hilfe der Standardabweichung (*root mean square*, RMS) bestimmt, welche die Unterschiede zwischen den modellierten und den beobachteten Werten angibt und für ein gutes Ergebnis nahe 1 liegt.

Labor-Geoelektrik

Die Labormessungen wurden durchgeführt, um den spezifischen elektrischen Widerstand der geologischen Materialien zu charakterisieren. Für diese Messungen wurden *plugs* aus verschiedenen Gesteinsproben entnommen und der spezifische elektrische Widerstand im Labor gemessen. Die zylindrischen *plugs* werden verwendet, um eine gut definierte Geometrie zu erhalten. Für die zwölf Messungen wurden dieselben *plugs* herangezogen wie für die Porositäts- und Permeabilitätsmessungen (Tab. 1). Die Messzelle wurde mit demineralisiertem Wasser und dem *plug* befüllt. Nach 24 h wurden die Messungen durchgeführt.

Im Labor wird an beiden Enden der Probe über Plattelektroden Strom eingespeist, um eine gleichmäßige Verteilung des Stroms über die Probe zu erreichen. Zwei weitere Elektroden werden zwischen den Stromelektroden (im gleichen Abstand) platziert und dienen zur Messung der Spannung. Die Potentialelektroden sind in ein Gel getaucht, um einen direkten Kontakt mit der Probe zu vermeiden. Die Messungen im Labor wurden bei verschiedenen Frequenzen durchgeführt, um eine mögliche Oberflächenleitfähigkeit zu ermitteln. Es wurde jedoch nur eine schwache Frequenzabhängigkeit beobachtet. Daher stellen wir hier die Widerstandsmessung bei 1 Hz vor, die auch für die Feldmessungen verwendet wurde.

Muskovit nachgewiesen, jedoch in unterschiedlichen Mengen.

Die Labormessungen der *plugs* ergaben sowohl für den Eingangsbereich als auch die *Graue Halle* überraschend niedrige Werte für den spezifischen elektrischen Widerstand. Nur in einer Tiefe von 5 m unter der Geländeoberkante wurden deutlich höhere Werte gemessen. Die Porositäts- und Permeabilitätsmessungen der *plugs* deuten auf sehr kompaktes Gestein mit einer eher geringen Wasseraufnahmefähigkeit (niedrige Permeabilität) hin (Tab. 2).

Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung und der Petrographie kann man alle Proben den Hangenden oder Liegenden Bankkalken zuordnen. Aus der mineralogischen Analyse lassen sich keine Rück-

Tabelle 2: Zusammenfassung der Laboruntersuchungen.
 Table 2: Summary of the laboratory tests.

Ort der Probe	Probe	sp. el. Widerstand ρ [Ωm]	Offene Porosität [%]	Geschlossene Porosität [%]	Permeabilität (Flüssigkeit) [mD]	Dichte [g/cm^3]	Mineralogische Zusammensetzung
5 m Tiefe	1A	408	8,0	6,4	0,009	2,56	
5 m Tiefe	1B	635	11,3	7,0	0,016	2,62	
5 m Tiefe	2A	1357	4,9	3,6	0,009	2,62	
5 m Tiefe	3A	950	5,1	3,7	0,006	2,62	
5 m Tiefe	3B	586	6,7	4,9	0,006	2,59	Kalzit, Quarz, Ankerit
5 m Tiefe	3C	796	5,6	4,5	0,011	2,60	
Eingangsbereich	4A	216	6,9	4,1	0,004	2,59	Kalzit, Ankerit, Quarz
Eingangsbereich	4I	433	6,7	3,9	0,004	2,61	
Graue Halle	5A	58	12,7	8,4	0,009	2,53	
Graue Halle	5I	252	13,9	10,2	0,011	2,50	
Graue Halle	6A		6,7	3,8	0,004	2,61	
Graue Halle	6B	169	7,7	4,8	0,004	2,58	Kalzit, Ankerit, Quarz, Spuren von Muskovit
Graue Halle	6I	190					Kalzit, Ankerit, Quarz, Spuren von Muskovit

schlüsse auf die Ursachen des geringen spezifischen elektrischen Widerstands ziehen. Sowohl die Mineralogie als auch die Dünnschliffe zeigen zwar Ankerit (ein eisenhaltiges Karbonatmineral; $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$, dieser tritt aber nur in Form von kleinen isolierten Kristallen und nicht über größere Bereiche zusammenhängend auf.

Feldmessungen

Für alle Profile wurde in einem ersten Schritt eine Fehleranalyse durchgeführt, um grobe Fehler eliminieren und zufällig aufgetretene Fehler abschätzen zu können. Dabei ergaben sich durchwegs sehr geringe Fehlerwerte (relativer Fehler: 1 %, absoluter Fehler: 0.001 Ω), was auf wenige Störeinflüsse und eine gute Ankopplung der Elektroden an den Untergrund schließen lässt. Zur weiteren Überprüfung der Qualität der Messergebnisse wurden die beiden annähernd an der gleichen Position gemessenen Profile P4 und P7 miteinander verglichen (Abb. 6).

Die Bilder zeigen eine gute Übereinstimmung. Oberflächennah gibt es eine etwa 5–10 m mächtige Schicht, die einen etwas höheren spezifischen elektrischen Widerstand (zwischen 300 und 1000 Ωm) zeigt. Das deutet auf eine Schicht aufgelockertes Festgestein infolge der oberflächennahen Verwitterung (Steine, Schotter, ...) hin, bei welcher man in etwa solche Widerstandswerte erwartet (Martinez & Byrnes, 2001; Knödel et al., 2005).

Überraschend ist der extrem niedrige spezifische elektrische Widerstand ($< \sim 200 \Omega\text{m}$) des darunter liegenden Festgesteins. Diese Werte wurden durch die Labormessungen, bei denen für das Gestein der *Grauen Halle* zwischen 58 und 252 Ωm gemessen wurden (Tab. 2), bestätigt. Da die Labormessungen mit vollständig wassergesättigten *plugs* durchgeführt wurden, schließen wir aus der Ähnlichkeit der Messwerte, dass das Gestein im Untersuchungsgebiet während der Messungen ebenfalls wassergesättigt war.

Im Bereich der *Grauen Halle* ist in beiden Profilen eine Struktur mit höherem spezifischem elektrischem Widerstand ($\sim 400 \Omega\text{m}$) sichtbar, welche allerdings diffus über einen größeren Bereich verzerrt erscheint. Daraus kann man schließen, dass die *Graue Halle* in einer Tiefe von 55 m und mit einer Ausdehnung von etwa $20 \times 5 \times 2,5 \text{ m}$ an der Auflösungsgrenze der geoelektrischen Messungen liegt. Deutlicher sichtbar ist eine Struktur im Bereich zwischen Meter 200 und 250 in einer Höhe von etwa 555 m ($\sim 30 \text{ m}$ unter der Oberfläche). Hierbei könnte es sich um einen weiteren, noch unbekannten Hohlraum handeln. Um diese Vermutungen zu untermauern, wurden verschiedene Modelle des Untergrunds erstellt. Mit Hilfe der Software *CRMMod* kann berechnet werden, welche Messwerte diese Modelle hervorrufen würden. Diese numerisch erstellten Messwerte können, wie auch die wahren Messwerte, invertiert und dann mit den Inversionsbildern der wahren Messwerte verglichen werden. Untersucht wurden dabei verschiedene Größen und Tiefen

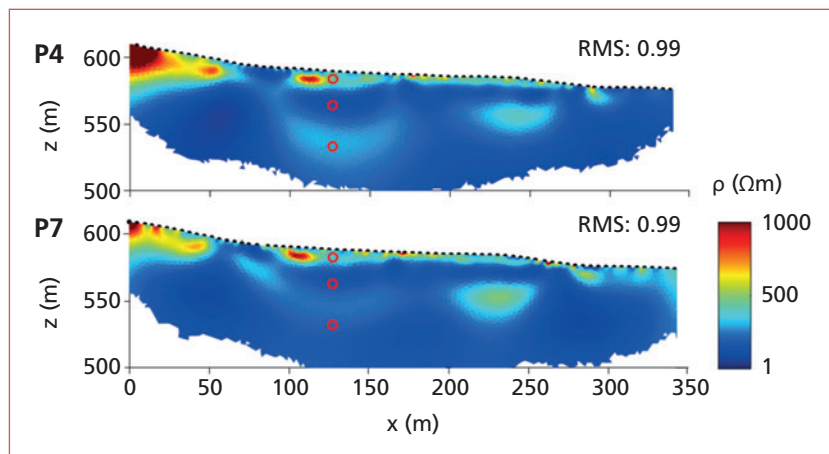


Abb. 6: Ergebnisbilder der geoelektrischen Messungen von Profil 4 und 7. Der Farbcode zeigt den spezifischen elektrischen Widerstand. Zusätzlich sind die Tiefen der Probennahmen in der Doline und der Donauhöhle markiert (rote Kreise) und der RMS des finalen Modells angegeben.

Fig. 6: Images of the ERT measurements of profiles 4 and 7. The color code shows the resistivity. In addition, the sampling depths in the Doline and the Donauhöhle are marked (red circles) and the RMS of the final model is given.

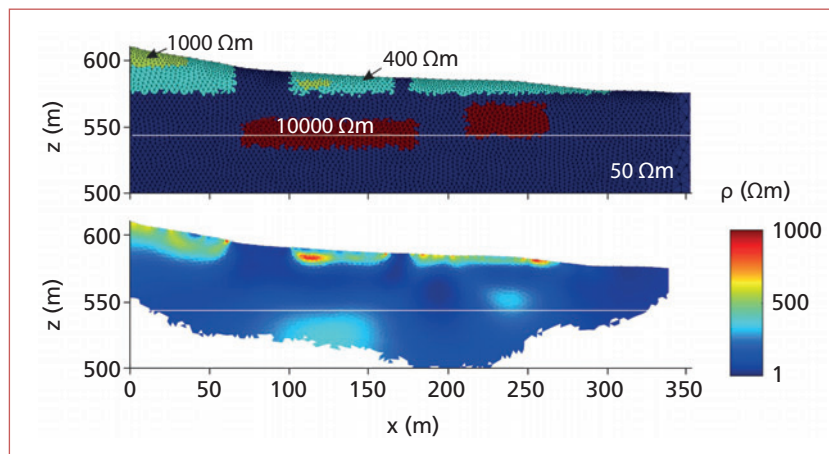


Abb. 7: Die obere Grafik zeigt das Modell des spezifischen elektrischen Widerstands (ρ) im Untergrund und die untere das resultierende Inversionsergebnis. Fig. 7: The upper graph shows the model of the resistivity (ρ) in the subsurface and the lower graph shows the inversion result.

der Strukturen, kombiniert mit verschiedenen Werten für den spezifischen elektrischen Widerstand, sowie das Vorhandensein einer Gesteinsschicht mit einem etwas höheren spezifischen elektrischen Widerstand ($\sim 500 \Omega\text{m}$) in einer Höhe von etwa 550 m. Mit Hilfe dieser Modelle konnte eine Gesteinsschicht in 550 m als Erklärung für die beiden Strukturen ausgeschlossen werden. Die besten Ergebnisse lieferten Modelle mit zwei getrennten Strukturen mit einem sehr hohen spezifischen elektrischen Widerstand (ein Beispiel ist in Abb. 7 gezeigt).

Aus den Ergebnissen der verschiedenen Modellierungen konnte Folgendes interpretiert werden:

- Die oberflächennahe Schicht kann sehr gut mit einer Kombination aus Materialien mit spezifischen elektrischen Widerständen zwischen ~ 400 und $1000 \Omega\text{m}$ erklärt werden, was auch dem Bereich der Werte für die entnommenen Gesteinsproben entspricht (Tab. 2).
- Die besten Ergebnisse konnten mit einem Hintergrund-Material mit einem spezifischen elektrischen Widerstand von etwa $50 \Omega\text{m}$ erzielt werden. Dieser

Wert ist für gesättigtes Kalkgestein sehr niedrig, stimmt aber gut mit den Labormessungen an den Gesteinsproben überein.

- Die tiefer liegenden Strukturen mit höherem spezifischem elektrischem Widerstand lassen sich am besten durch zwei voneinander getrennte Hohlräume rekonstruieren.
- Aufgrund des sehr leitfähigen Hintergrund-Materials müssen diese Strukturen im Modell einen deutlich höheren Wert für den spezifischen elektrischen Widerstand bekommen ($\sim 10.000 \Omega\text{m}$) als er dann in der Inversion erscheint ($\sim 400 \Omega\text{m}$).
- Die tieferliegende Struktur befindet sich bereits an der Auflösungsgrenze der durchgeführten Messungen und erscheint daher in vielen Modellen (z.B. Abb. 7, unten) in der Höhe etwas verschoben dargestellt.

Die Modellierungen lassen also auf eine gute Auflösung bis in eine Tiefe von etwa 45–50 m schließen. Darunterliegende Strukturen können zwar teilweise noch erkannt werden, sind in ihrer Geometrie und Tiefe aber oft schlecht wiedergegeben bzw. verschoben.

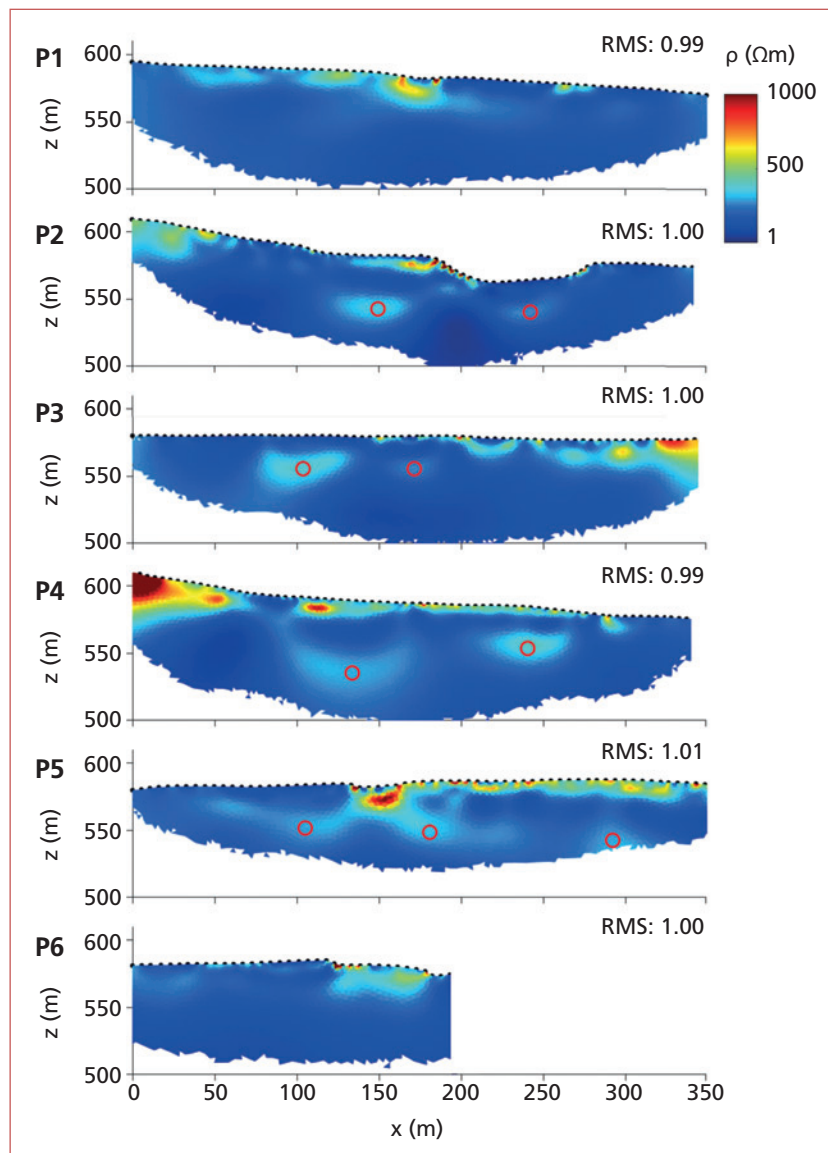


Abb. 8: Inversionsergebnisse aller Geoelektrik-Profile (Profil 7 wird nicht gezeigt, da es mit Profil 4 annähernd identisch ist). Der Farbcode zeigt den spezifischen elektrischen Widerstand (ρ), der RMS des finalen Modells ist angegeben. Die roten Kreise markieren Strukturen mit einem höheren spezifischen elektrischen Widerstand.

Fig. 8: Inversion results of all ERT profiles (profile 7 is not shown as it is almost identical to profile 4). The color code shows the resistivity (ρ), the RMS of the final model is given. The red circles mark higher resistivity structures.

Da diese entsprechend der Modellierung einen sehr hohen spezifischen elektrischen Widerstand haben müssen, um überhaupt erkennbar zu werden, sind Hohlräume gefüllt mit Luft oder losem Geröll die wahrscheinlichste Erklärung. Mit Hilfe der durch Vergleich von P4 und P7 und der Modellierung gewonnenen Informationen können nun auch die anderen Profile interpretiert werden (Abb. 8).

In allen Profilen ist stellenweise wieder ein oberflächennaher Bereich mit etwas höheren Werten des spe-

zifischen elektrischen Widerstands sichtbar. Abgesehen von den Profilen P1 und P6 fällt bei allen anderen in etwa gleichbleibender Höhe (~550 m) ein Bereich mit teilweise mehreren Strukturen mit höheren Werten des spezifischen elektrischen Widerstands auf (rote Kreise). Die Positionen dieser interessanten Bereiche sind auch in Abb. 2B eingezeichnet. Aufgrund der Modellierungen können in allen diesen Bereichen Hohlräume gefüllt mit Luft oder lockerem Gestein vermutet werden.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Sowohl die Analyse der chemischen Zusammensetzung als auch die Dünnschliffe ergaben ein sehr ähnliches Bild für alle untersuchten Proben. Daraus kann

geschlossen werden, dass die Bankkalke zumindest bis in die Tiefe der *Grauen Halle* reichen. Auch die Porositäts- und Permeabilitätsmessungen weisen keine

großen Unterschiede auf und sind im für Kalke zu erwartendem Bereich.

Die Inversionsbilder der Geoelektrik zeigen allerdings einen für Kalke ungewöhnlich niedrigen spezifischen elektrischen Widerstand. Dieser wurde durch die Labormessungen bestätigt, welche sowohl für die Proben in 5 m Tiefe als auch für die aus der *Grauen Halle* ähnliche Werte wie die Feldmessungen zeigen. Die nachgewiesenen Minerale Kalzit, Quarz, Ankerit und Muskovit können nicht als Erklärung herangezogen werden. Damit bleibt trotz der eher geringen Porosität und Permeabilität als Erklärung des geringen spezifischen elektrischen Widerstands nur ein hoher Grad an Wassersättigung des Gesteins. Die großen Unterschiede zwischen den Proben aus 5 m Tiefe und aus der *Grauen Halle* konnten mit den hier durchgeführten Messungen nicht abschließend geklärt werden.

Auf den Inversionsbildern der Geoelektrikmessungen konnten mehrere Strukturen erkannt werden (Abb. 8, rote Kreise). Die Positionen der Strukturen wurden auf der Karte markiert (Abb. 2B, rote Kreise). Nahe dem Profil 3 (bei Meter 220) wurde inzwischen ein luftgefüllter Hohlraum bei Tauchvorstößen vom Aachtopf

aus gefunden. Diese Halle liegt direkt über dem Karstwasserspiegel, also etwa 100 m unter der Oberfläche. Mit einem neuen physikalischen Verfahren, mit dem luftgefüllte Verbindungen über größere Entfernungen nachgewiesen werden können, wurden weitere Messungen durchgeführt. Dabei wird versucht, mit Hilfe von Schallwellen (Infraschall) Informationen über unzugängliche Höhlenteile zu gewinnen. Erste Untersuchungen zeigten dabei vielversprechende Ergebnisse (z.B. Grimm, 2021). Die Ergebnisse der Versuchsmessungen in der Aachhöhle sind noch nicht vollständig ausgewertet, ergaben jedoch Hinweise auf luftgefüllte Hohlräume. Das unterstützt die Annahme, dass es sich bei den Strukturen in den ERT Bildern um Hohlräume handelt. Diese Annahme wurde auch durch die Modellierungen bestätigt. Allerdings kann keine Aussage darüber getroffen werden, ob es sich dabei um befahrbare Höhlen handelt. Auch verstürzte Hohlräume würden zu ähnlichen Messwerten führen. Mit Hilfe dieser Ergebnisse konnten interessante Bereiche um die Doline identifiziert werden. Diese können bei weiteren Forschungen genauer untersucht werden.

DANK

Wir danken Susanne Gier für die Analyse der Gesteinszusammensetzung; Kurt Decker für die Ermöglichung der PoroPerm Messungen; Goran Batic für die Erstellung der Dünnschliffe; Alexander Lukeneder für die Analyse der Dünnschliffe; dem PotGraf Projekt (ÜLG-83) des BMBWF und des BMLRT; Philipp Zehet-

gruber und allen Helfern der Freunde der Aachhöhle für die tatkräftige Unterstützung im Gelände; dem Institut für Geodäsie und Geoinformation der TU Wien für die Bereitstellung der Instrumente sowie Michael Behm und Wolfgang Ufrecht für ihre wertvollen Hinweise.

LITERATUR

- Ammar, A.I. & Kamal, K.A. (2018): Resistivity method contribution in determining of fault zone and hydro-geophysical characteristics of carbonate aquifer, eastern desert, Egypt. – *Applied Water Science*, 8(1): 1–27.
- Atkins, P. W. (2001): *Physikalische Chemie*, 3. Aufl. – Weinheim (Wiley-VCH Verlag).
- Basheer, A.A., Atya, M.A., Shokri, M. & Abu shady, M.M. (2012): Application of ERT and SSR to detect the subsurface cave at 15th May City, Helwan, Egypt. – *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 1(1): 23–32.
- Binley, A. & Slater, L. (2020): *Resistivity and induced polarization. Theory and applications to the near-surface earth*. – Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- Carrière, S.D., Chalikakis, K., Sénéchal, G., Danquigny, Ch. & Emblanch, Ch. (2013): Combining electrical resistivity tomography and ground penetrating radar to study geological structuring of karst unsaturated zone. – *J. Appl. Geophys.*, 94: 31–41.
- Delle Rose, M. & Leucci, G. (2010): Towards an integrated approach for characterization of sinkhole hazards in urban environments: the unstable coastal site of Casalabate, Lecce, Italy. – *J. Geophys. Eng.*, 7(2): 143–154.
- Flores Orozco, A., Bucker, M., Steiner, M. & Malet, J.P. (2018): Complex-conductivity imaging for the understanding of landslide architecture. – *Engineering Geol.*, 243: 241–252.
- Funk, B., Flores Orozco, A., Maierhofer, T. & Plan, L. (2018): Detection of two caves near Lunz am See (Lower Austria) using geophysical methods. – *Die Höhle*, 69: 109–117.
- Grimm, R. (2015a): Erkundung unzugänglicher Karsthohlräume – Aufstellen von Arbeitshypothesen und deren Verifizierung am Beispiel Aachtopf. – *Laichinger Höhlenfreund*, 50: 3–28.
- Grimm, R. (2015b): Aufstau- und Absenkversuche zur Erkundung unzugänglicher, zusammenhängender Karsthohlräume in der phreatischen Zone im Nahbereich einer Zugangsstelle. – *Mitt. Verb. dt. Höhlen u. Karstforscher*, 61(3): 93–100.

- Grimm, R. (2020): Stand der sedimentologischen und hydrologischen Forschungen am Donau-Aach-System 2019. – *Laichinger Höhlenfreund*, 55: 21–56.
- Grimm, R. (2021): Erkundung von unbekannten Höhlen mittels Infrashall. – Vortrag bei der 21. Speläo Südwest, Giengen-Hürben.
- Heeb, B. (2014): The next generation of the DistoX cave surveying Instrument. – *CREG Journal*, 88: 5–8.
- Käss, W. (2021): Das Donau-Aach-System: Die Versickerung der Oberen Donau zwischen Immendingen und Fridingen (Südwestdeutscher Jungkarst). – *Geol. Jb.*, A165: 1–270.
- Kaufmann, G., Nielbock, R. & Romanov, D. (2015): The Unicorn Cave, Southern Harz Mountains, Germany: From known passages to unknown extensions with the help of geophysical surveys. – *J. Appl. Geophys.*, 123: 123–140.
- Kaufmann, G. & Romanov, D. (2017): The Jettencave, Southern Harz Mountains, Germany: Geophysical observations and a structural model of a shallow cave in gypsum/anhydrite-bearing rocks. – *Geomorphology*, 298: 20–30.
- Knödel, K., Krummel, H. & Lange, G. (2005): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten. Band 3, Geophysik. – Berlin (Springer).
- Kreiselmaier, J. & Grimm, R. (2015): Fließt alles Wasser der schwarzen Donau in die Aachquelle? Ergebnisse eines komplexen Markierungsversuchs. – *Laichinger Höhlenfreund*, 50: 29–42.
- Martinez, A. & Byrnes, A.P. (2001): Modeling dielectric-constant values of geological materials: An aid to ground-penetrating radar data collection and interpretation. – *Current Res. Earth Sci., Bulletin* 247: 1–16.
- McCormack, T., O'Connell, Y., Daly, E., Gill, L.W., Henry, T. & Perriquet, M. (2017): Characterisation of karst hydrogeology in Western Ireland using geophysical and hydraulic modelling techniques. – *J. Hydrol.: Regional Studies*, 10: 1–17.
- Mortimer, C. & Müller, U. (2003): Chemie, 8. Aufl. – Mainz (Thieme Verlag).
- Penz-Wolfmayr, M. (2018): Comparative porosity and permeability determinations of carbonate rocks of the Schneeberg Massif. – Unveröff. Masterarbeit, Universität Wien.
- Redhaounia, B., Bédir, M., Gabtni, H., Batobo, O.I., Dhaoui, M., Chabaane, A. & Khomsi, S. (2016): Hydro-geophysical characterization for groundwater resources potential of fractured limestone reservoirs in Amdoun Monts (North-western Tunisia). – *J. Appl. Geophys.*, 128: 150–162.
- Robert, T., Dassargues, A., Brouyère, S., Kaufmann, O., Hallet, V. & Nguyen, F. (2011): Assessing the contribution of electrical resistivity tomography (ERT) and self-potential (SP) methods for a water well drilling program in fractured/karstified limestones. – *J. Appl. Geophys.*, 75(1): 42–53.
- Schreiner, A. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50 000. – Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- Schreiner, A. (1978): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Erläuterungen zum Kartenblatt 8119 Eigeltingen. – Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. & Sheriff, R.E. (1990): Applied Geophysics. – Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- Vargemezis, G., Tsourlos, P.I. & Fikos, I. (2015): Application of electrical resistivity tomography method to the mapping of explored caves and detection of possible new chambers: Case studies from Greece. – 8th Congress of the Balkan Geophysical Society, 5–8 October 2015, Chania, Greece.
- Zhu, J., Currens, J.C. & Dinger, J.S. (2011): Challenges of using electrical resistivity method to locate karst conduits – A field case in the Inner Bluegrass Region, Kentucky. – *J. Appl. Geophys.*, 75(3): 523–530.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Die Höhle](#)

Jahr/Year: 2022

Band/Volume: [73](#)

Autor(en)/Author(s): Funk Barbara, Oberender Pauline, Grimm Rafael, Katona Timea, Orozco Adrian Flores

Artikel/Article: [Hohlraumsuche am Aachtopf \(Baden-Württemberg\) mit Hilfe geoelektrischer Messungen 54-65](#)