Entstehung störungsgebundener Schachthöhlen am Beispiel der Churfirsten, Schweiz

ZUSAMMENFASSUNG

Schachthöhlen sind der häufigste Höhlentyp in den Churfirsten, einem intensiv verkarsteten Gebirgszug im Osten der Schweiz. Die Schachthöhlen enden oft ohne befahrbare horizontale Fortsetzung auf Schutt oder Felsboden oder sind mit Schnee beziehungsweise Firn verfüllt. Ihre Tiefen liegen überwiegend unter 40 m, maximal bei 330 m (Sibirschacht). Die meisten Schachthöhlen sind an korrosiv erweiterten Störungen angelegt. Auffallend ist, dass die störungsgebundenen Schachthöhlen überwiegend NW-SE-streichenden Störungen folgen, nicht aber den regional dominanten NNE-SSW-Störungen. Der Karst der Churfirsten ist typischer alpiner Glaziokarst. Die Bedingungen des Glaziokarsts sind günstig für die korrosive Erweiterung von Klüften und Störungen, liefern aber keine Erklärung für die bevorzugte korrosive Erweiterung der NW-SE-streichenden Störungen. Hanginstabilitäten als Ursache für die initiale Öffnung der Störungen können aufgrund der Lagerungsverhältnisse der Gesteinsformationen für die meisten Bereiche der Churfirsten weitgehend ausgeschlossen werden. Stattdessen wird das neotektonische Spannungsfeld als Ursache für die initiale Öffnung der Störungen mit der anschließend einsetzenden korrosiven Erweiterung angenommen. Anhand der Auswertung von Erdbeben-Herdflächenlösungen ergibt sich eine NW-SE-Orientierung des rezenten tektonischen Spannungsfeldes in einem Seitenverschiebungsregime. Unter diesen Bedingungen zeigen NW-SE-orientierte Störungen die höchsten Tendenzen sich zu öffnen, wodurch Wasserwegsamkeiten entlang dieser Störungen geschaffen werden, die zu ihrer korrosiven Erweiterung führen.

ABSTRACT

Origin of fault-related shaft caves using the example of the Churfirsten, Switzerland.

Shaft caves are the most common cave type in the Churfirsten, an intensely karstified mountain range in eastern Switzerland. These caves terminate in debris, snow, firn or rock, in most cases without any accessible horizontal continuation. Their depths are in most cases less than 40 m but reach a maximum of 330 m (Sibirschacht). Most shaft caves developed along solution-enlarged faults, almost exclusively along NW-SE oriented ones and not along the dominant NNE-SSW oriented faults. The karst of the Churfirsten is an Alpine glaciokarst providing favourable conditions for the enlargement of joints and faults via dissolution. The glaciokarst regime, however, is insufficient to explain the selective enlargement of the NW-SE oriented faults. Slope instabilities can be largely excluded as a cause for the initial opening of faults. Instead, the neotectonic stress field is regarded as the main reason for the initial opening of the faults. Earthquake focal mechanisms indicate a NW-SE orientation of the neotectonic stress field in a strike-slip regime which is favourable for the initial opening of NW-SE oriented faults allowing the infiltration of water and the enlargement of these faults via dissolution.

Arnfried Becker
Max-Planck-Str. 6
D-76351 Linkenheim-Hochstetten
arnfried.becker@gmail.com

Eingelangt: 28.12.2020
Angenommen: 30.4.2021

EINLEITUNG

Die Churfirsten im Osten der Schweiz, die zwischen dem Walensee im Süden und dem Alpstein (Säntis) im Norden liegen, sind ein intensiv verkarsteter Gebirgszug mit zahlreichen Höhlen. Einige dieser Höhlen sind seit langem bekannt. Dazu gehören Höhlen wie das Wildenmannlisloch am Fuße der Churfirsten (Bächler, 1927) sowie einige der vielen tiefen Schächte auf den Hochflächen, die sogenannten Donnerlöcher (Rouiller, 1988). Die systematische speläologische Erforschung der Churfirsten wurde aber erst in den 1950er Jahren durch die Ostschweizerische Gesellschaft für Höhlenforschung (OGH) aufgenommen. Mit Stand 2020 befinden sich über 300 Höhlen im Archiv der Schweizerischen Gesellschaft für Höhlenforschung (SGH), die von den beteiligten speläologischen Vereinigungen – neben der OGH die Arbeitsgemeinschaft für Speläologie Regensdorf (AGSR) und die Toggenburger Gesellschaft für Höhlenforschung (TGH) – vermessen und dokumentiert wurden. Die wohl bekannteste Höhle der Churfirsten ist das Wildenmannlisloch aufgrund der archäologischen und paläontologischen Funde (Bächler, 1927; Dickert, 1996). Die längste Höhle ist das Selun-Höhlensystem mit über 6,4 km Gesamtlänge (Dickert, 2000), die tiefste Höhle das Seichbergloch mit über 594 m (Dickert, 2004; Stünzi, 2010), die tiefste Schachthöhle der Sibirschacht mit über 330 m (Weidmann et al., 1997) und der tiefste Direktschacht das Wartdonnerloch mit 177 m (Rouiller, 1988). Die Entwässerung des Karstgebietes der westlichen und zentralen Churfirsten bis östlich des Chäserruggs (Abb. 1) erfolgt über Quellaustritte bei Betlis ganz im SW der Churfirsten, die überwiegend unterhalb des Wasserspiegels des Walensees liegen, aber mit der Rinquelle eine Überlaufquelle haben, die bei Hochwasser bis zu 30 m³/s schüttet. Die Entwässerung der östlichen Churfirsten erfolgt überwiegend in Richtung Rheintal (Rieg, 1997; Filipponi, 2006).

Insgesamt sind Horizontalhöhlen in den Churfirsten relativ selten und meistens nur von kurzer Erstreckung. Nach den Definitionen von Trimmel (1965, 1968) und Bögli (1978) sind es Schichtfugenhöhlen oder auch Schichtgrenzhöhlen, wobei letztere sich an der Basis eines verkarstungsfähigen Gesteins am Übergang zu einem weniger oder nicht verkarstungsfähigen Gestein ausbilden (Trimmel, 1968). Beispiele für Schichtgrenzhöhlen sind das Selun-Höhlensystem und das Seichbergloch (Dickert, 2000, 2004). Am weitaus häufigsten sind Schachthöhlen, die sich direkt entlang von tektonischen Fugen oder in Senken an der Oberfläche gebildet und zur Tiefe entlang von tektonischen Fugen weiterentwickelt haben (Rüegg, 2012). Die meisten Schächte enden auf Schutt oder Schnee beziehungsweise Firn, teilweise auch auf Fels, meistens ohne schliefbare horizontale Fortsetzung. Auffallend an den störungsgebundenen Höhlen der Churfirsten ist, dass sie vor allem den NW-SE-streichenden Störungen folgen, wohingegen sie auf den dominanten NNE-SSW-streichenden Störungen weitgehend fehlen (Becker, 2010). Mögliche Ursachen, die diese Beobachtung erklären könnten, sollen in diesem Beitrag diskutiert werden.

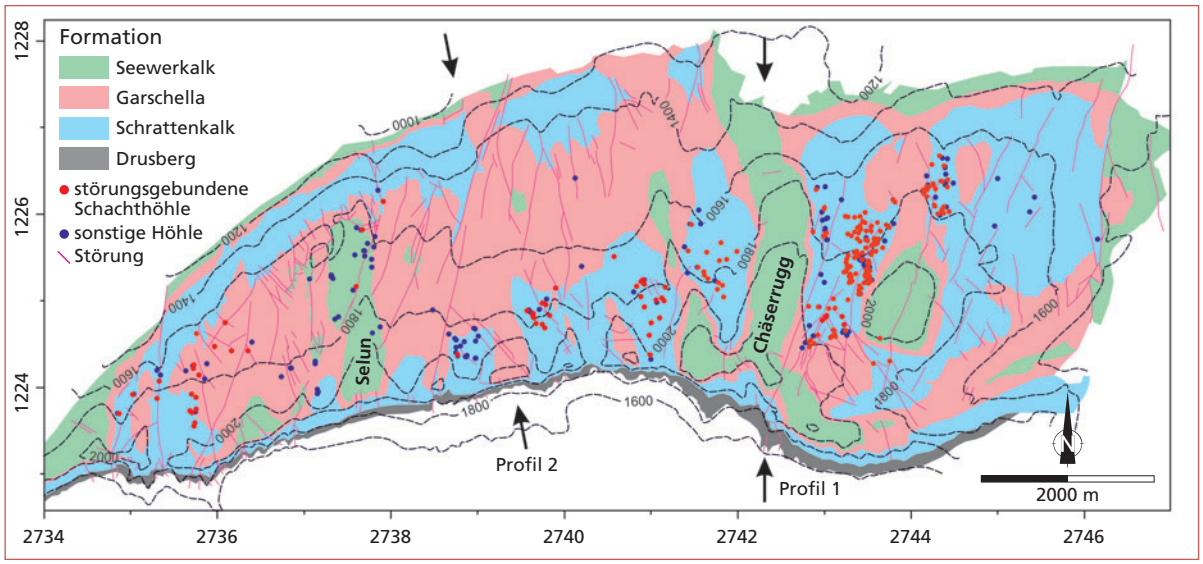


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der Churfirsten nach Herb & Franks-Dollfuss (2003), Becker (2007) und Ibele et al. (2020) mit Lage der Höhlen (Koordinaten: CH1903+ / LV95).
Fig. 1: Geological overview map of the Churfirsten after Herb & Franks-Dollfuss (2003), Becker (2007) and Ibele et al. (2020) with location of caves (coordinates: CH1903+ / LV95).

GEOGRAPHIE

Die Churfirsten liegen im Kanton St. Gallen im Osten der Schweiz. Sie erstrecken sich über eine Länge von 13 km in E-W- und bis zu 5 km in N-S-Richtung. Die höchsten Erhebungen mit über 2000 m ü.M. und einem Maximum von 2306 m auf dem Hinterrugg liegen im Süden der Churfirsten (Abb. 1). Die höchsten Gipfel der Churfirsten brechen steil nach Süden ins glazial übertiefte Seeztal ab, wo am Grund des Walensees mit 268 m der tiefste Punkt erreicht wird. Nach Norden fallen die Churfirsten wesentlich flacher in das Thurtal auf Höhen zwischen 890 und 1050 m ab. Die Täler zwischen den Gipfeln der Churfirsten sind vom eiszeitlichen Gletschereis ausgeschürfte Kare. Sofern nicht als Viehweide genutzt, sind die Flächen oberhalb von 1600-1700 m entweder von alpiner Krautvegetation bestanden oder weitgehend vegetationsfrei.

GEOLOGIE

Die Churfirsten werden ausschließlich von Gesteinen der Kreide (Hauterive bis Coniac) aufgebaut. Großflächig exponiert sind vom Hangenden zum Liegenden die Formationen des Seewerkalks, der Garschella und des Schrattenkalks (Abb. 1). Der Seewerkalk ist ein hellgrauer, plattiger bis dünnbankiger mikritischer Kalkstein mit sehr dünnen tonig-mergeligen Zwischenlagen. Im Westen der Churfirsten erreicht er eine Mächtigkeit von 150 m (Funk et al., 2020), im Osten ist er erosionsbedingt nur noch mit einer Mächtigkeit von 80–110 m vertreten (Ibele et al., 2016).

Die Garschella-Formation besteht aus einer Wechselfolge von sandigen Kalksteinen und teilweise glaukonitischen Fein- bis Mittelsandsteinen mit charakteristischen Einschaltungen von Phosphoritknollen und -körnern. Sie ist im Gebiet der Churfirsten weit verbreitet mit Mächtigkeiten, die im Westen um 45 m liegen und im Osten auf über 80 m ansteigen (Föllmi & Ouwehand, 1987; Ouwehand, 1987; Ibele et al., 2016; Funk et al., 2020).

Der Schrattenkalk ist ein hellgrau anwitternder, dickbankiger bis massiger, spätiger, teilweise oolithischer und bioklastischer Kalkstein mit wenigen mergeligen Zwischenlagen (Heim, 1916; Ibele et al., 2016; Funk et al., 2020). Er erreicht ganz im Westen der Churfirsten im Gebiet des Leistchamms mit 280 m seine größte Mächtigkeit, die von dort bis in die östlichen Churfirsten auf unter 200 m abnimmt (Heim, 1916).

Der Übergang vom Schrattenkalk zum Drusberg-Mergel im Liegenden ist fließend und gekennzeichnet durch eine Zunahme tonig-mergeliger Zwischenlagen. Die Mächtigkeit des Drusberg-Mergels liegt im Westen der Churfirsten um 50 m und im Osten um 160 m (Heim, 1916; Ibele et al., 2016; Funk et al., 2020).

Der Drusberg-Mergel und alle tieferen Formationen streichen nur im Süden der Churfirsten im Steilabbruch zum Seeztal aus (Abb. 1).

TEKTONIK

Die Schichten fallen generell nach Norden ein (Abb. 2, 3). Nur im Osten der Churfirsten ist auch ein östliches bis südöstliches Schichteinfallen gegen die Ischlawitz-Synklinale verbreitet (Ibele et al. 2016). Im Süden liegt das Schichteinfallen überwiegend zwischen 10-35°N und in der Mitte, im relativ flach einfallenden Teil der Churfirsten, zwischen 0-25°N. Nur im Norden tauchen die Schichten mit teilweise mehr als 60°N steil zur Wildhauser Mulde ab (Abb. 2).

Tektonisch gehören die Churfirsten zur oberhelvetischen Säntisdecke. Diese wurde über den inkompetenten Gesteinen der Palfris-Formation und des Vitznau-Mergels abgeschert und nach Norden verfrachtet, wo sie nördlich der nur schwach deformierten Churfirsten im Bereich des Alpsteins intensiv verschuppt, gefaltet und auf das subalpine Vorland aufgeschoben wurde. Die Hauptdeformation der Säntisdecke erfolgte während der Calanda-Phase im frühen Oligozän, die Aufschiebung auf das Vorland während der Ruchi-Phase im Miozän (Funk et al., 2000, in Vorb.; Ibele et al., 2016).

Die Säntisdecke wird in den Churfirsten von zahlreichen steilen bis vertikalen, vorherrschend NNE-SSW- sowie NW-SE-streichenden Störungen zerschert (Becker, 2007; Ibele et al., 2016; Funk et al., 2020; Abb. 1). Die dominanten NNE-SSW-Störungen lassen sich über Entfernungen von teilweise mehr als 2 km kartieren, wohingegen die NW-SE Störungen meistens nur über wenige 100 m zu verfolgen sind und oft an den NNE-SSW-Störungen enden. Der Winkel, den diese beiden Störungsrichtungen einschließen, liegt zwischen 45 und 55°. Die Vertikalversätze liegen im Allgemeinen bei wenigen Metern, nur bei den NNE-SSW-Störungen können diese von einigen Zehnermetern

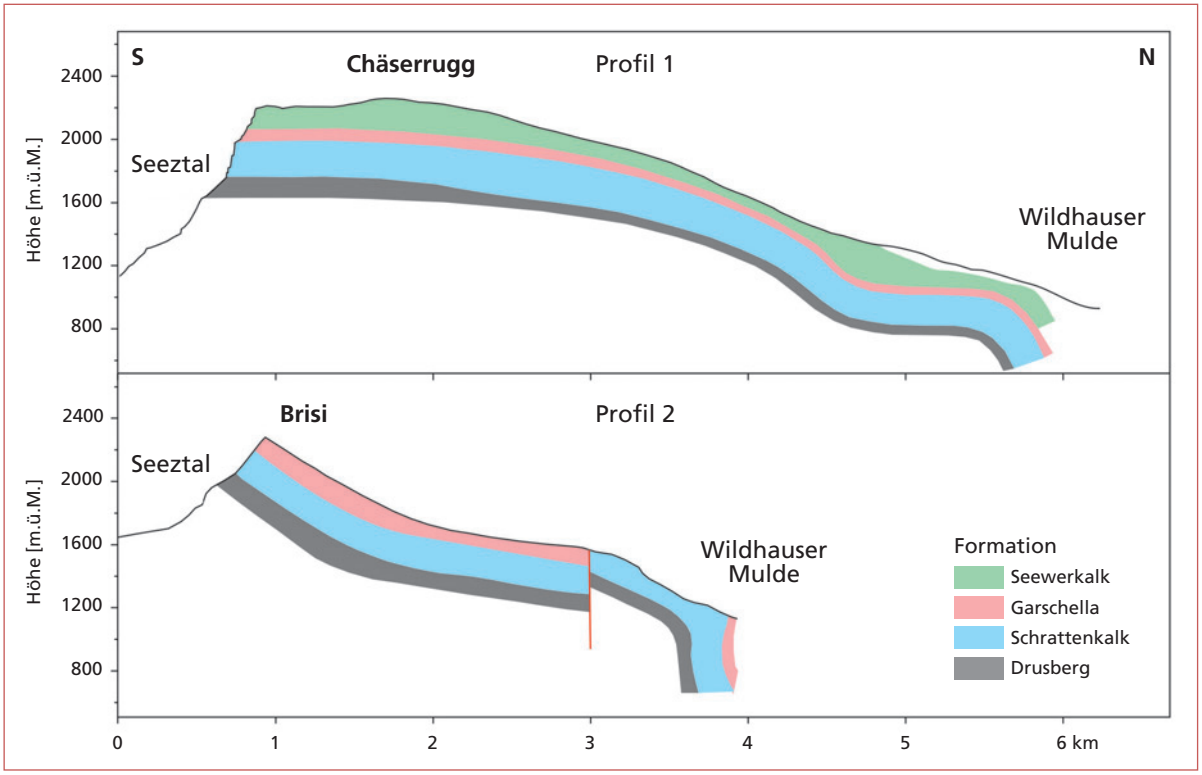


Abb. 2: Vereinfachte geologische Querprofile durch die Churfirsten im Bereich Chäserrugg nach Heim (1917) und Brisi nach Funk et al. (2020). Die Lage der Profile zeigt Abb. 1.
Fig. 2: Simplified geological sections across the Churfirsten range in the area of Chäserrugg after Heim (1917) and Brisi after Funk et al. (2020). The location of the cross sections is shown in Fig.1.

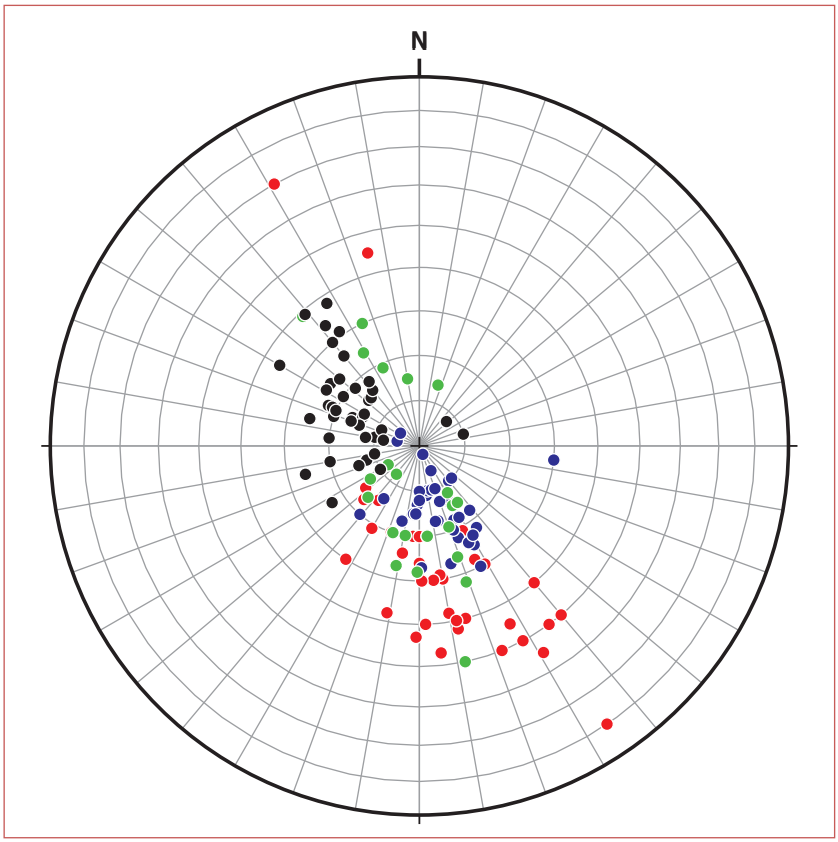


Abb. 3: Schichteinfallen im Norden (rot), in der Mitte (blau), im Süden (grün) und im Osten und Südosten (schwarz) der Churfirsten. Darstellung der Schichtflächen als Polpunkte in der unteren Halbkugel nach Allmendinger et al. (2012).
Fig. 3: Layer dip in the N (red), the centre (blue), the S (green) and the E and SE (black) of the Churfirsten. Indicated are the poles of the layer surfaces in the lower hemisphere after Allmendinger et al. (2012).

bis zu 100 m erreichen, so beispielsweise entlang der Gamperfin-Störung am östlichen Rand der Churfirsten, am Oberplisen-Bruch östlich des Chäserruggs und der Selun-Verwerfung. Meistens ist die östliche Scholle abgesenkt (Heim, 1917; Dickert, 2000; Becker, 2007; Rüegg, 2008; Ibele et al., 2016). Vermutlich sind beide Störungsrichtungen gleichzeitig als konjugierte Scherbrüche oberflächennah während der Platznahme der Säntisdecke entstanden. Striemungen an Harnischflächen weisen aber darauf hin, dass Bewegungen an den Störungen mehrphasig und mit unterschiedlichem Bewegungssinn erfolgten (Becker, 2007). Wahrscheinlich waren die Störungen noch nach der Platznahme der Säntisdecke in Bewegung und sind eventuell noch heute aktiv (Persaud & Pfiffner, 2004).

KARST

Bedeckter Karst ist auf den nördlichen Rand der Churfirsten bis zur Waldgrenze in ca. 1500–1600 m Höhe beschränkt, nackter Karst auf die Gebiete mit lückenhafter oder fehlender Bodenbedeckung oberhalb der Waldgrenze, wo Seewer- und vor allem Schrattenkalk exponiert sind. Weite Gebiete der Churfirsten werden von der Garschella-Formation überdeckt (Abb. 1), deren tonige Sandsteine an der Basis – die Gams-Schichten – als Wasserstauer gelten. Im Osten werden die Gams-Schichten über 40 m mächtig (Ibele et al., 2016), in den mittleren Churfirsten noch gegen 20 m (Föllmi & Ouwehand, 1987), sie fehlen aber im Westen (Funk et al., 2020). Der höhere Abschnitt der Garschella-Formation besteht aus teilweise verkarsteten Kalksteinen (Becker, 2007; Ibele et al., 2016) und Sandsteinen, die als mäßig bis gut durchlässig gelten. Der überdeckte Karst in den östlichen und mittleren Churfirsten kann daher als Kryptokarst bezeichnet werden, wo Wasserzutritt in den Schrattenkalk nur punktuell entlang von Störungen erfolgt, im Gegensatz zum „verborgenen Karst“ (*concealed karst*), wo Wasser über eine durchlässige Deckschicht flächenhaft den Schrattenkalk im Liegenden erreichen kann (Veress, 2016; Veress et al., 2019), was ganz im Westen der Churfirsten zutreffen könnte.

Mit Ausnahme der höchsten Gipfel wurde die Landschaft der Churfirsten über lange Zeiträume des Pleistozäns durch Gletschereis geprägt. Davon zeugen die tief eingeschnittenen Kare, erratische Blöcke aus lokalem Material, Moränen und typische glazialmorphologische Landschaftsformen (Becker, 2003, 2007). Beim Eis der Churfirsten handelte es sich um eine Lokalvergletscherung. Die Gletscher flossen nach Norden in Richtung Thurtal, wo sie sich zeitweise mit dem Eisstromnetz des Rheingletschers vereinten, das alle großen Täler in der Umgebung der Churfirsten einnahm (Hantke, 1980; Bini et al., 2009; Seguinot et al., 2018). Der Karst der Churfirsten wurde durch Eis wesentlich geprägt, so dass nach Veress et al. (2019) von Glaziokarst gesprochen werden muss, der – wenn heute auch nicht mehr aktiv – erheblichen Einfluss auf die Entstehung der Großkluftkarren (*giant grikes*) und weit verbreiteten Schächte gehabt hat.

HÖHLEN

Kluftfugenhöhlen, Spaltenhöhlen und tektonische Höhlen

Der Gebrauch der Fachausdrücke für die verschiedenen Schachthöhlen ist uneinheitlich. Trimmel (1965) definiert Schachthöhlen als Höhlen, die an der Erdoberfläche mit einem Schacht ansetzen, sich vorwiegend oder ausschließlich vertikal in die Tiefe fortsetzen und am Schachtgrund auf Inkasionsschutt, Humus, Schnee/Firn oder Fels enden. Von Schachthöhlen wird heute aber auch dann gesprochen, wenn sich am Schachtgrund nach kurzen horizontalen Gangstrecken weitere Schächte anschließen. "Die Bezeichnung Schachthöhle wird nicht verwendet, wenn in einem verzweigten Höhlensystem irgendwo in dessen Innerem Schächte beginnen" (Trimmel, 1965).

Eine "Kluftfugenhöhle ist eine Karsthöhle, die vorwiegend entlang von Klüften durch die lösende Kraft des Wassers geschaffen wurde" (Trimmel, 1965), wobei noch unterschieden wird zwischen Kluftfugenhöhlen im engeren Sinne, die an Fugen und Brüchen ohne messbare Verschiebungen entstanden sind, und störungsgebundenen Höhlen, an denen Relativverschiebungen nachweisbar sind und die von Trimmel (1968) als Bruchfugenhöhlen bezeichnet wurden. Kluft- und Bruchfugenhöhlen kommen nur in verkarstungsfähigen Gesteinen vor.

Spaltenhöhlen (Bögli, 1978) sind auf exogene Prozesse im Zusammenhang mit Hanginstabilitäten zurückzuführen (Abb. 4). Dazu gehören (A) das (translative) Gleiten eines Gesteinsverbandes auf einer geneigten, gleitfähigen Unterlage, (B) das Kippen einer Felsmasse

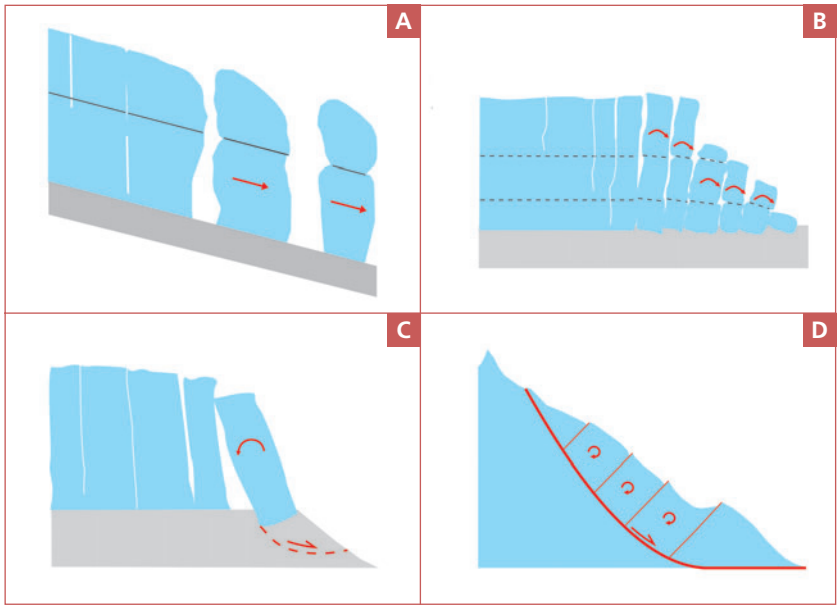


Abb. 4: Hanginstabilitäten:
A Translatives Gleiten auf einer geneigten Schichtfläche
B Kippen
C Rotationsgleiten
D Sackung
Fig. 4: Slope instabilities:
A *dip-slip sliding*
B *toppling*
C *slumping*
D *sackung*

infolge der Querdehnung unter Eigenlast und (C) das Rotationsgleiten infolge des Versagens des Hangfußes unter der Gewichtslast der überlagernden Gesteinssäule. Gelegentlich führen auch Sackungen (D) oder Eisschub zur Entstehung von Spaltenhöhlen (Schroeder et al., 1986). Spaltenhöhlen können sich in allen formbeständigen Hartgesteinen bilden. Ihre Entstehung ist ein rein mechanischer Prozess. Haben sie sich in verkarstungsfähigen Gesteinen gebildet, so kann es zu einer korrosiven Überprägung der Trennfugen kommen; Korrosion ist aber nicht der ursächliche Prozess, der zur Entstehung einer Spaltenhöhle führt.

Tektonische Höhlen sind auf endogene Prozesse im Zusammenhang mit Plattenbewegungen und Gebirgsbildung zurückzuführen. Die Öffnung einer tektonischen Höhle in einem Gesteinsverband erfolgt rein mechanisch durch Dehnung und/oder Scherung. Tektonische Höhlen können sich in allen Gesteinen und an jedem Ort – im steilen Gelände, in der Ebene, am Meeresboden – bilden, sind aber nur in Hartgesteinen von Bestand und im Bereich aktiver tektonischer Plattenränder häufiger (z.B. Island). In verkarstungsfähigen Gesteinen kann es sekundär zu einer korrosiven Überprägung der Bruchflächen kommen. „Leicht erkennbar sind in der Natur nur jene tektonischen Höhlen, deren Form und Verlauf seit ihrer Entstehung durch Entwicklungsvorgänge nicht oder nicht nennenswert verändert worden ist" (Trimmel, 1968).

Störungsgebundene Höhlen der Churfirsten

In den Churfirsten können die Versatzbeträge an den tektonischen Fugen mit Schachthöhlen meistens nicht ermittelt werden. Relativbewegungen werden aber gelegentlich durch Striemungen sowie Fasercalcit auf den Trennflächen belegt, so dass es sich bei diesen tektonischen Fugen eindeutig um tektonische Störungen handelt. Gerade in den verkarstungsfähigen Kalksteinen der Churfirsten sind diese Bewegungsindikatoren korrosionsbedingt oft nicht mehr zu sehen. Es kann aber davon ausgegangen werden, dass aufgrund der tektonischen Entwicklung des Gebietes im Zusammenhang mit der Platznahme der Säntisdecke die meisten tektonischen Fugen tektonische Störungen sind, sodass es sich bei den Höhlen überwiegend um störungsgebundene Höhlen handelt. Diese sind in den Churfirsten ganz überwiegend Schachthöhlen. Nur diese störungsgebundenen Schachthöhlen (Abb. 5) werden im Folgenden betrachtet.

Insgesamt wurden in den Churfirsten 292 störungsgebundene Schachthöhlen vermessen (Abb. 1). Davon erreichen 75 % eine Tiefe bis 20 m, und nur 10 % sind tiefer als 40 m (Abb. 6). Detailliert wurden die störungsgebundenen Schachthöhlen in zwei Teilgebieten des Plisatals östlich des Chäserruggs (Abb. 1 und 7) untersucht, wo die Höhlenvermessungen und speläologischen Untersuchungen durch geologische Feldaufnahmen und die Auswertung von Orthofotos begleitet wurden.

Im Teilgebiet Unterplisa wurden im Schrattenkalk 112 Höhlen vermessen, im Teilgebiet Oberplisa 34. Unter diesen 146 Höhlen sind nur sechs Horizontalhöhlen. Alle anderen Höhlen sind Schachthöhlen mit Tiefen bis zu 187 m. Die meisten Schächte folgen steil einfallenden bis vertikalen Störungen, wobei die größten horizontalen Schachtquerschnitte meistens in den

Abb. 5: Beispiel für eine störungsgebundene Schachthöhle im Schrattenkalk der Churfirsten. Gut zu erkennen ist die korrosiv erweiterte Störung, auf der sich die Schachthöhle entwickelt hat. Die Höhle ist 15 m tief und endet auf Fels.
Fig. 5: Example of a fault-related shaft cave in the Schrattenkalk of the Churfirsten with clearly visible solution-enlarged fault. The cave is 15 m deep and terminates on rock. Foto: Marco Filipponi

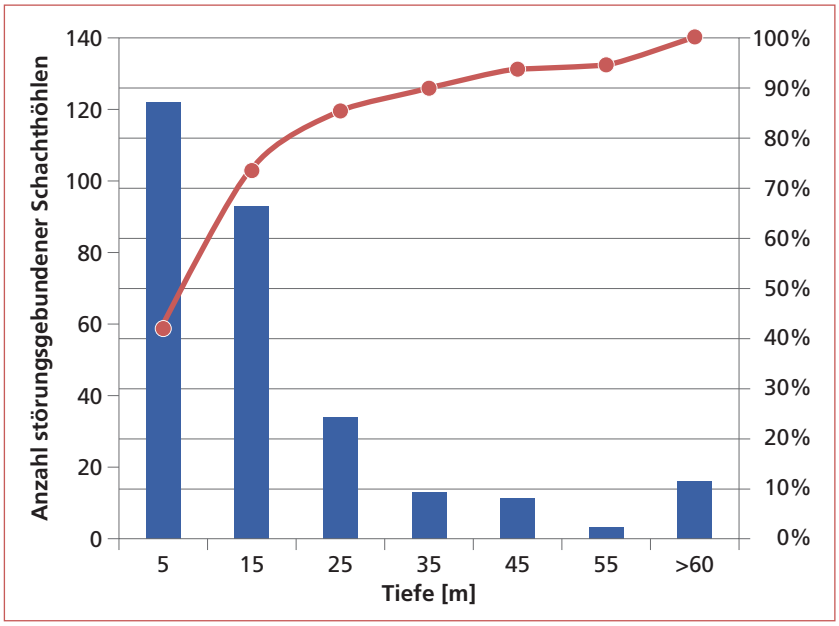


Abb. 6: Häufigkeit der störungsgebundenen Schachthöhlen in Abhängigkeit von ihrer Tiefe (gezeigt sind die Klassenmitten der 10 m-Intervalle) als Histogramm und Summenkurve.
Fig. 6: Frequency distribution of fault-related shaft caves versus depth (shown are the mid-values of the 10 m-class-intervals) as histogram and cumulative curve.

Abb. 7: Blick nach Süden in das Plisatal. Rechts ist der Chäserrugg (cf. Abb. 1), links der Gamserrugg und im Hintergrund sind die Rosenböden zu sehen. Im Tal steht der stark verkarstete Schrattenkalk an. An den Flanken streicht die Garschella-Formation aus, und die Berggipfel werden von Seewerkalk eingenommen.
Fig. 7: View towards south into the Plisa valley. On the right side the Chäserrugg (cf. Fig. 1) can be seen, on the left side the Gamserrugg and in the background the Rosenböden. The valley floor consists of Schrattenkalk, the flanks of the valley of the Garschella Formation and Seewerkalk constitutes the mountain tops. Foto: Arnfried Becker

Streichrichtungen der Störungen liegen. Abbildung 8 zeigt die Richtungen aller vermessenen großen Querschnittsachsen der störungsgebundenen Schachthöhlen in beiden Teilgebieten. Für die weniger tiefen störungsgebundenen Schachthöhlen liegt als einziger Querschnitt meistens nur ein Grundriss des Schachtbodens vor, für die tieferen sind es oft mehrere Querschnitte aus unterschiedlichen Tiefen. Durch die größere Anzahl vermessener Querschnitte sind tiefe störungsgebundene Schachthöhlen daher stärker in den Richtungsrosen repräsentiert als weniger tiefe. Die Abbildung 8 stellt die Orientierungen der 253 beziehungsweise 69 größten Querschnittsachsen der störungsgebundenen Schachthöhlen von Unter- und Oberplisa dar. Anhand der Richtungen der größten horizontalen Querschnittsachsen ergibt sich für beide Teilgebiete eine NW-SE-Orientierung der störungsgebundenen Schachthöhlen, die in Unterplisa im Mittel bei 141±24° (Median 144°) und in Oberplisa bei 114±20° (Median 115°) liegt.

Aus den Orthofotos wurden die Streichrichtungen der Störungen im Plisatal eingemessen und in Abbildung 8 für die beiden Teilgebiete Unter- und Oberplisa dargestellt. Die Häufigkeit gibt die Anzahl der Störungen mit einer bestimmten Orientierung in der entsprechenden Klasse an. Die Störungen sind nicht entsprechend ihrer Länge gewichtet. Auch im Plisatal sind wie in den gesamten Churfirsten (Abb. 1) die dominanten NNE-SSW-streichenden Störungen über Entfernungen von teilweise mehr als 2 km zu verfolgen, wohingegen die NW-SE-Störungen Längen von wenigen 100 m nur selten überschreiten. Beide Störungsrichtungen sind in den beiden Teilgebieten entwickelt. Es fällt aber auf, dass sich die störungsgebundenen Schachthöhlen ganz überwiegend auf den NW-SE-streichenden Störungen gebildet haben und nicht auf den dominanten NNE-SSW-streichenden Störungen.

Für die Churfirsten außerhalb des Plisatals wurden die SGH-Archivdaten bezüglich der Orientierung der störungsgebundenen Schachthöhlen ausgewertet und

mit dem Störungsmuster aus den geologischen Karten verglichen. Auch hier zeigt sich, dass die meisten störungsgebundenen Schachthöhlen bezogen auf die größte horizontale Querschnittsachse NW-SE orientiert sind mit Mittelwerten in den einzelnen Teilgebieten zwischen 133 und 140°, wobei nur im Westen der Churfirsten (Glattchamm) die Streuung relativ groß ist (Abb. 9). Wird davon ausgegangen, dass die Orientierung der größten horizontalen Querschnittsachse der Schachthöhle der Streichrichtung der Störung

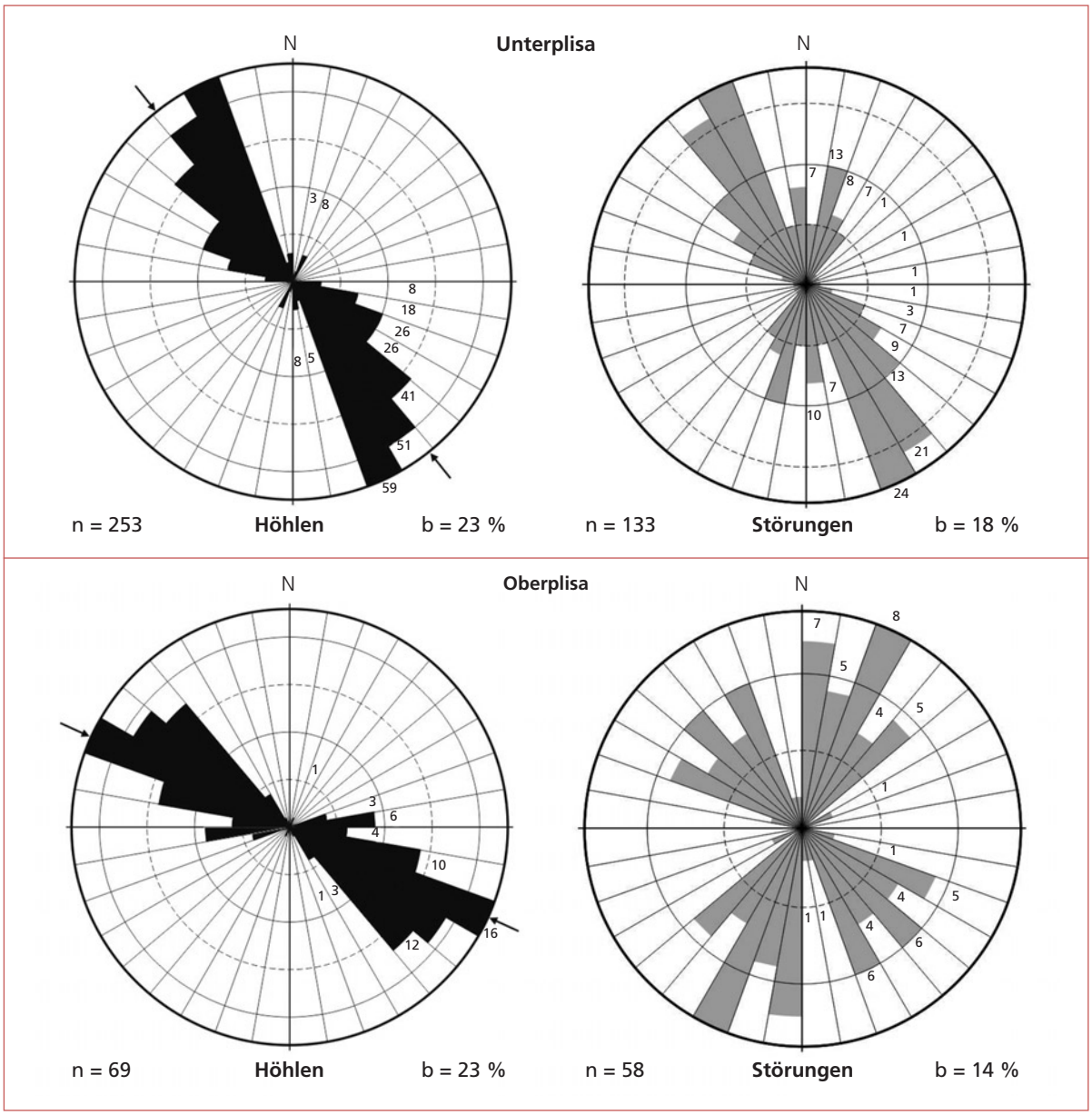
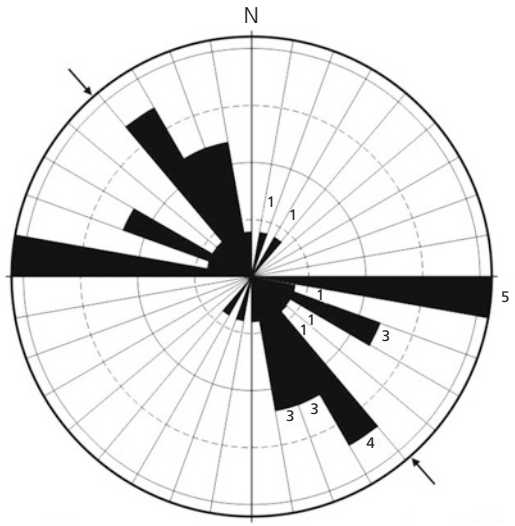
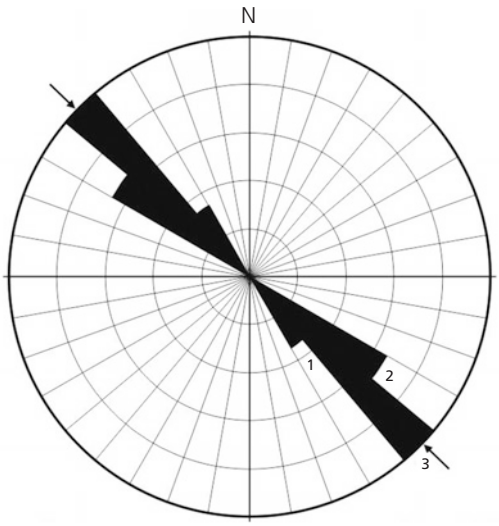


Abb. 8: Orientierung der größten Querschnittsachsen der störungsgebundenen Schachthöhlen sowie Orientierung (Streichen) der Störungen in den Gebieten Unter- und Oberplisa östlich des Chäserruggs (n: Anzahl; b: maximale Belegungsdichte pro Segment in %; Zahlenangaben in den Segmenten: Anzahl der Querschnittachsen der störungsgebundenen Schachthöhlen beziehungsweise Störungen pro Segment; Pfeile: Mittelwerte).
Fig. 8: Orientation of the large diameter of the cross sections of the fault-related shaft caves and the orientation (strike) of all faults in the Unterplisa and Oberplisa areas east of the Chäserrugg (n: number; b: maximum bin occupancy in percentage; figures inside the diagrams indicate the number of the large diameters of cross sections of fault-related shaft caves and faults per segment, respectively; arrows: average orientation).

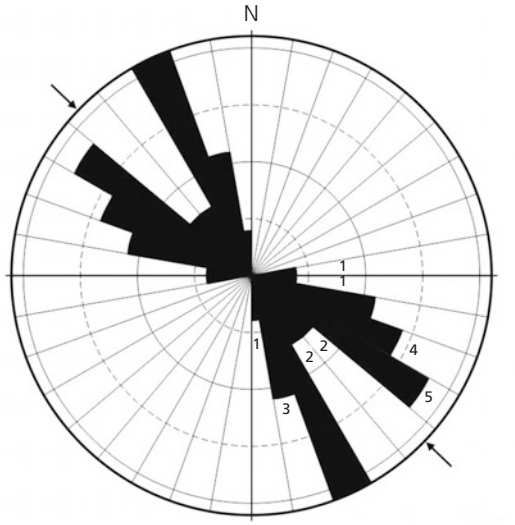
Abb. 9 (rechts): Richtungen der großen Querschnittsachse der störungsgebundenen Schachthöhlen in sechs Teilgebieten der Churfirsten (von Westen nach Osten). Zwischen Stöfeli und Neuenalp liegen die Bereiche Unter- und Oberplisa (Abb. 8).
Fig. 9 (right): Directions of the large diameter of the cross sections of the fault-related shaft caves in six areas in the Churfirsten (from W to E). Unterplisa and Oberplisa are located between Stöfeli and Neuenalp (Fig. 8).



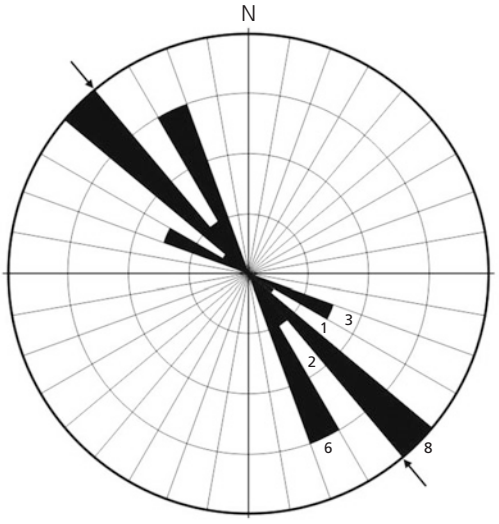
n = 24 **Glattchamm** b = 21 %



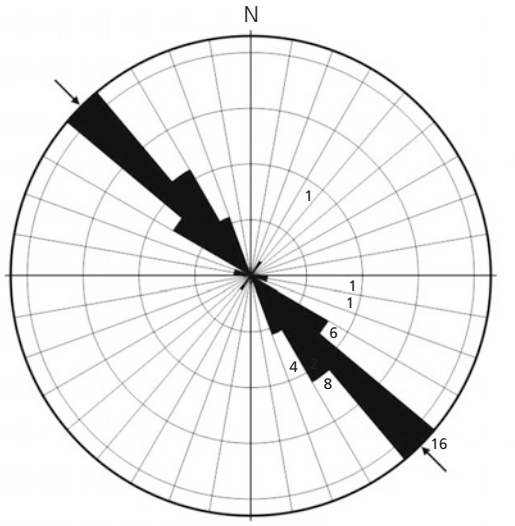
n = 6 **Selun** b = 50 %



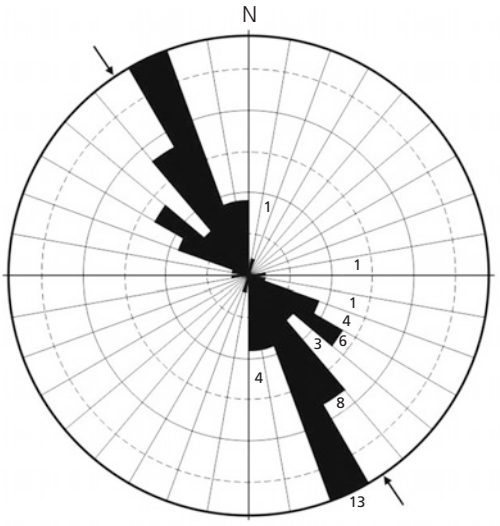
n = 28 **Brisital** b = 21 %



n = 20 **Gluristal** b = 40 %



n = 37 **Stöfeli** b = 43 %



n = 45 **Neuenalp** b = 29 %

entspricht, auf der sich der Schacht entwickelt hat, dann sind in den gesamten Churfirsten die NNE-SSW-streichenden Störungen nur ganz untergeordnet korrosiv zu störungsgebundenen Schachthöhlen erweitert worden.
Wie die meisten Karsthöhlen bilden sich auch die störungsgebundenen Schachthöhlen entlang einer zumeist nur geringfügig geöffneten initialen Fuge, die im Fall einer störungsgebundenen Schachthöhle – nach obiger Definition – einer tektonischen Störung folgt. Eine Öffnungsweite von nur 10–25 µm genügt, um Wasserzirkulation auf der Initialfuge und dadurch die chemische Lösung des Nebengesteins zu initiieren (Böcker, 1969; Dreybrodt, 1988; White, 1988), die schließlich durch korrosive Erweiterung der Initialfuge zu einer störungsgebundenen Schachthöhle führt. Abgesehen von der Öffnung der Initialfuge ist ihre Erweiterung zu einer störungsgebundenen Schachthöhle ein chemischer Prozess und kein mechanischer. Es stellt sich somit die Frage, welcher Prozess oder welche Prozesse in den Churfirsten dazu geführt haben, besonders die NW-SE- bis NNW-SSE-streichenden Störungen so weit zu öffnen, dass Korrosion des Nebengesteins entlang dieser Störungen einsetzen konnte.

MÖGLICHE URSACHEN FÜR DIE ENTSTEHUNG DER STÖRUNGSGEBUNDENEN SCHACHTHÖHLEN

Hanginstabilitäten

Wie die geologischen Querprofile zeigen (Abb. 2), können die Churfirsten bezüglich Hangbewegungen als relativ stabil angesehen werden. Dem vergleichsweise kleinen Gebiet im Süden mit einem Schichteinfallen bis zu 35° in nördlicher Richtung steht ein vergleichsweise großer, weitgehend flach lagernder Bereich in den mittleren Churfirsten gegenüber. Im Norden wird der potenzielle Gleithorizont – der Drusberg-Mergel – aufgrund des sehr steilen Einfallens der Schichten in Richtung Wildhauser Mulde nirgendwo von der Topographie angeschnitten. Großräumiges translatives Gleiten (Abb. 4A) auf einer nach Norden geneigten Gleitfläche kann daher als unwahrscheinlich angesehen werden.
Kippen und Rotationsgleiten (Abb. 4B, C) sind Versagensmechanismen, die vor allem den Süden der Churfirsten entlang des Steilabbruchs in Richtung Seeztal und Walensee sowie die Flanken der höchsten Churfirstengipfel betreffen. Hangschutt- und Blockschuttmassen belegen die Wirksamkeit dieser exogenen Prozesse. Sie beginnen oft mit dem Aufreißen hangparalleler Klüfte, wodurch größere Felsmassen aus dem Verband gelöst werden und schließlich zu Tal stürzen. Die untersuchten störungsgebundenen Schachthöhlen liegen fast alle in den Tälern zwischen den Gipfeln und meistens weit ab vom Steilabbruch im Süden der Churfirsten. Kippen und Rotationsgleiten sind aus diesen Gründen wohl ebenfalls nicht die Mechanismen, die wesentlich zur Entstehung der Initialfugen entlang der NW-SE-streichenden Störungen beigetragen haben. Sackungen (Abb. 4D) sind in den Alpen an den steil einfallenden Flanken glazial übertiefter Täler weit verbreitet (Persaud & Pfiffner, 2004), fehlen aber in den Churfirsten völlig.
Keiner der genannten exogenen Prozesse – Gleiten, Kippen, Rotationsgleiten und Sackung – liefert eine Erklärung für die Beobachtung, dass in den gesamten Churfirsten bei einem konjugierten Scherbruchpaar (Persaud & Pfiffner, 2004) fast ausnahmslos die NW-SE-streichenden Störungen nach der initialen Öffnung der tektonischen Fugen korrosiv erweitert wurden, nicht aber die tektonischen Fugen der NNE-SSW-streichenden Störungen.

Gletscher

Mit Ausnahme der Gipfelregionen waren die Churfirsten während des Pleistozäns mehrere Male von Gletschereis bedeckt (Hantke, 1980; Keller & Krayss, 2005). Die Täler zwischen den Churfirstengipfeln sind Kare der Lokalgletscher (Ibele et al., 2016; Funk et al., 2020; Abb. 7). Der Karst in diesen Karen wurde geprägt durch glaziale Erosion sowie sub- und randglaziale Korrosion, die schließlich zur Ausbildung der typischen Glaziokarst-Landschaften in den Hochtälern der Churfirsten mit zahlreichen Schächten und Großkluftkarren führten (Becker, 2003, 2007; Filipponi, 2006), deren Entwicklung durch die hydrologischen Bedingungen unter einem temperierten Gletscher begünstigt waren (Veress et al., 2019).
Großkluftkarren können einige Meter tief und bis zu einigen hundert Metern lang werden. In Glaziokarst-Landschaften sind Großkluftkarren relativ häufig am Boden von Karen, in Karstsenken, am Fuß von Geländestufen, aber auch auf einfachen Schichtflächen anzutreffen. Großkluftkarren sind meistens parallel und senkrecht zum Schichteinfallen oder zur Trogachse ausgerichtet (Veress et al., 2019).
Schächte reichen wesentlich tiefer in die vadose Zone hinab als Großkluftkarren, und ihre Tiefe entspricht

einem Vielfachen ihres Durchmessers. In den Churfirsten haben Schächte zumeist einen Durchmesser von einigen Metern bis zu wenigen Zehnermetern und Tiefen von 5 m bis weit über 100 m. Schächte entstehen vor allem entlang von tektonischen Fugen, wo ein Wasserfilm, der nur langsam Karbonatsättigung erreicht, seine Korrosivität bis in große Tiefen beibehält (Baron, 2002). Schächte sind aus diesem Grund oft in Reihen angeordnet, die den Richtungen der tektonischen Fugen folgen. Der größte Querschnitt des Schachts liegt zudem meistens in Richtung der Störungsfläche, auf der sich der Schacht entwickelt hat. Die Verfügbarkeit von Schmelzwasser im sub- oder periglazialen Bereich, Schnee und Firn am Schachtgrund sowie ein Kondenswasserfilm auf den Schachtwänden begünstigen die Entwicklung von Schächten (Baron, 2002; Veress et al., 2019). Außerdem fördert ein tektonisches Dehnungsregime die initiale Öffnung der Klüfte und Störungen, sodass die chemische Lösung bis in große Tiefen wirksam werden kann (Ford & Williams, 2007).

Großkluftkarren und Schächte entwickeln sich vorzugsweise entlang von tektonischen Fugen, wobei die Entwicklung der Großkluftkarren stärker von der Geländemorphologie, Schächte hingegen sehr stark von der Bruchtektonik kontrolliert werden. Allerdings lässt sich die bevorzugte Entwicklung der störungsgebundenen Schachthöhlen der Churfirsten auf den NW-SE-streichenden Störungen allein mit den für Großkluftkarren und Schächte günstigen Glaziokarst-Rahmenbedingungen nicht zufriedenstellend erklären.

Neotektonik und tektonisches Spannungsfeld

Im Gegensatz zu den NNE-SSW-streichenden Störungen, die zumeist deutliche Versatzbeträge zeigen und durch Harnischstriemungen oft auch eine mehrphasige Beanspruchung erkennen lassen (Heim, 1917; Becker, 2007; Ibele et al., 2016; Funk et al., 2020), ist über die NW-SE-streichenden Störungen wenig bekannt. Eine Ausnahme bildet die 150°/80°SW-orientierte Störung, auf der die vier Schächte der Höhle O21 (Stünzi, 1997) im unteren Plisatal liegen (Abb. 10). Bereits auf Geländeniveau ist zu erkennen, dass die südwestliche Wand des Schachts O21C die nordöstliche Wand um ca. 45 cm überragt. Außerdem liegen in drei unterschiedlichen Tiefen Muschelbänke im Schrattenkalk auf der Südwestwand um jeweils ca. 45 cm höher als auf der Nordostwand (Stünzi, 1997; Abb. 10a). Aus der Geometrie der Bruchfläche – steiles südwestliches Einfallen mit gehobener Hangendscholle – und dem zu beobachtenden Vertikalversatz in einer leicht geneigten Schichtenfolge ist eine Seitenverschiebung am wahrscheinlichsten. An der Geländeoberfläche zeigt die Störung im Streichen kleine Absätze (Abb. 10D-E). Auf dem größeren Absatz sitzt der Schacht O21A, der teilweise rhomboedrische Schachtquerschnitte zeigt (Abb. 10B). Wird angenommen, dass sich O21A überwiegend durch eine dextrale Seitenverschiebung an der Bruchfläche geöffnet hat (Abb. 10C), dann kann anhand der Geometrie der Schachtquerschnitte von Horizontalversätzen zwischen 2–5 m ausgegangen werden. Bei einem Schichteinfallen von ca. 5–10°N (Becker, 2007) ist der Horizontalversatz an der Störung von 2–5 m hinreichend kompatibel mit dem Versatz der Muschelbänke um 0,45 m im Schacht O21A. Damit hätten sich die vier Schachthöhlen O21 an einer 150°/80°SW-orientierten dextralen Seitenverschiebung entwickelt. Es ist daher nicht auszuschließen, dass es sich bei der Höhle O21A um eine tektonische Höhle handelt, die nur wenig korrosiv überprägt wurde. Wann sie entstanden ist, lässt sich aber nicht genauer eingrenzen.

Anhand des überwiegend steilen Einfallens der NNE-SSW- und NW-SE-streichenden Störungen, dem Winkel zwischen den beiden Streichrichtungen von ca. 45-55° sowie Harnischstriemen an einigen Störungen ist von konjugierten Scherbrüchen auszugehen (Persaud & Pfiffner, 2004) mit dextralem Versatz an den NW-SE- und sinistralem an den NNE-SSW-streichenden Störungen. Persaud & Pfiffner (2004) beschreiben, dass die NW-SE-Brüche oft kleine Geländeversätze aufweisen, wobei – in Übereinstimmung mit den Beobachtungen an der Höhle O21C (Stünzi, 1997) – meistens die nördliche gegenüber der südlichen Seite der Störungen abgesenkt ist. Daraus schließen Persaud & Pfiffner (2004), dass die NW-SE-streichenden Störungen zumindest teilweise tektonisch reaktiviert wurden. Wenn die NW-SE-streichenden Störungen rezent reaktiviert wurden und exogene Prozesse ausgeschlossen werden können, muss es einen Zusammenhang zur rezenten tektonischen Beanspruchung geben. Das tektonische Spannungsfeld kann aus der Abstrahlcharakteristik seismischer Kompressionswellen bestimmt werden. Mehrere dieser sogenannten Erdbeben-Herdflächenlösungen liegen aus der östlichen Schweiz vor (Marschall et al., 2013). Eine Herdflächenlösung gibt die möglichen Orientierungen von Brüchen an, die ein Erdbeben ausgelöst haben. Die Lösung ist im Allgemeinen zweideutig, das heißt es gibt zwei mögliche, senkrecht aufeinander stehende Bruchflächen, die das Erdbeben ausgelöst haben könnten. Mit Hilfe von Nachbeben und hochgenauen Lokalisierungen der Erdbebenherde ist es mitunter möglich, den Erdbeben erzeugenden Bruch zu lokalisieren. Im Bereich der Churfirsten liegen fünf Herdflächenlösungen vor

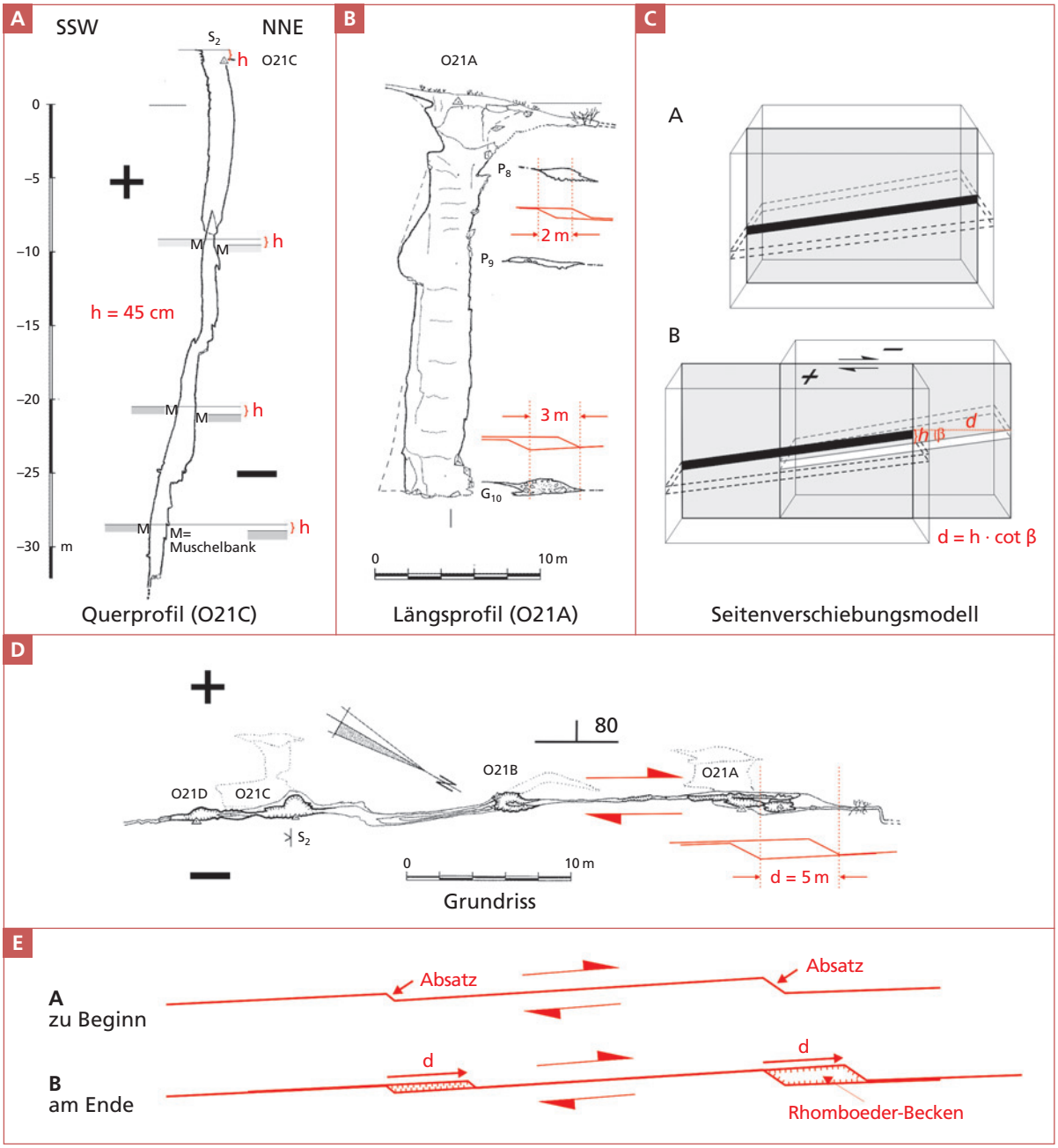


Abb. 10: Ergebnisse der Vermessung der Höhle O21 nach Stünzi (1997) (A, B, D) sowie Interpretation der Geländebefunde (in rot sowie in C) nach Becker (2005). Details siehe Text.
Fig. 10: Results of the mapping of the cave O21 after Stünzi (1997) (A, B, D) and interpretation of the results (in red and in C) after Becker (2005). For details see text.

(Abb. 11). Der dominierende Herdmechanismus ist seitenverschiebend. An zwei Erdbebenherden im Nordosten der Churfirsten im Gebiet von Wildhaus konnten zudem die aktiven Bruchflächen lokalisiert werden. Sie streichen NW–SE. Aus elf Herdflächenlösungen mit insgesamt vier bekannten Bruchflächen haben Marschall et al. (2013) durch Inversion das tektonische Spannungsfeld im östlichen Helvetikum rekonstruiert. Daraus ergeben sich die Orientierungen der drei Spannungs-Hauptnormalenachsen zu ungefähr 325/10 für σ_1 (größte), 233/77 für σ_2 (mittlere) und 55/13 für σ_3 (kleinste Hauptnormalenspannung; Abb. 11) mit einem R-Wert 0,66 ± 0,13. Die maximale Kompression ist demnach angenähert horizontal und NW-SE (325° bzw. 145°) gerichtet.

Zur Berechnung der Öffnungs- und Verschiebungs-Tendenzen (Ferrill et al., 1999) an den Störungen werden die Spannungsbeträge benötigt. Die Vertikalkom-

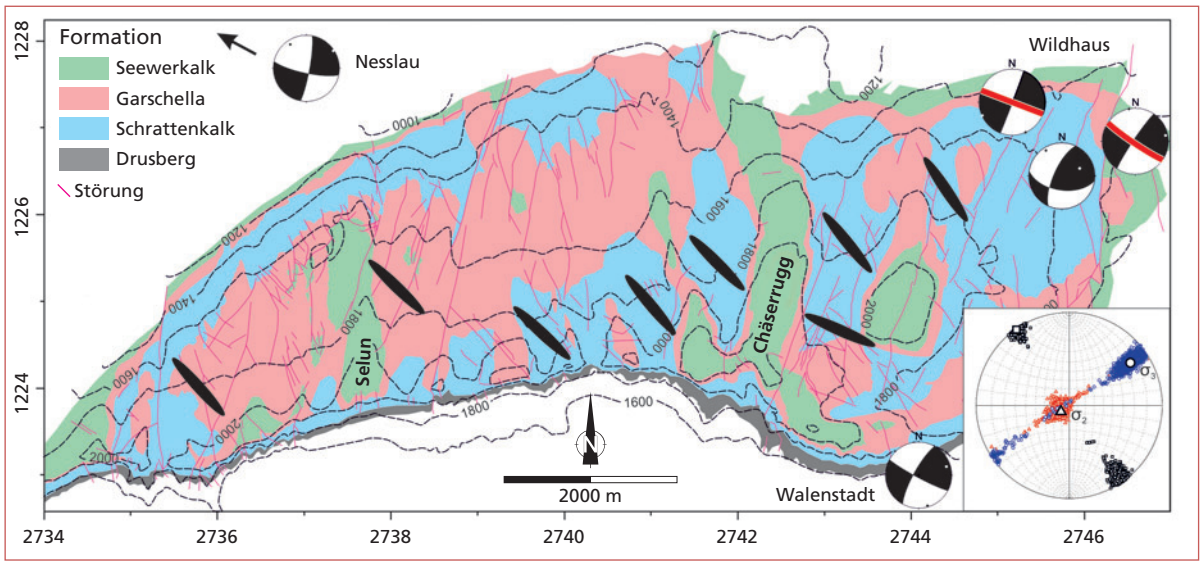


Abb. 11: Erdbeben-Herdflächenlösungen, wobei in zwei Fällen die aktive Bruchfläche durch rote Linien markiert ist. Die Orientierung des tektonischen Spannungsfeldes nach Marschall et al. (2013) zeigt das Diagramm unten rechts. Die mittleren Orientierungen der Störungen mit Schachthöhlen zeigen die schwarzen Ellipsen.
Fig. 11: Earthquake fault-plane solutions with active fault planes in two cases indicated in red. The insert shows the orientation of the tectonic stress field after Marschall et al. (2013). The mean orientation of the faults with shaft caves are indicated by black ellipses.

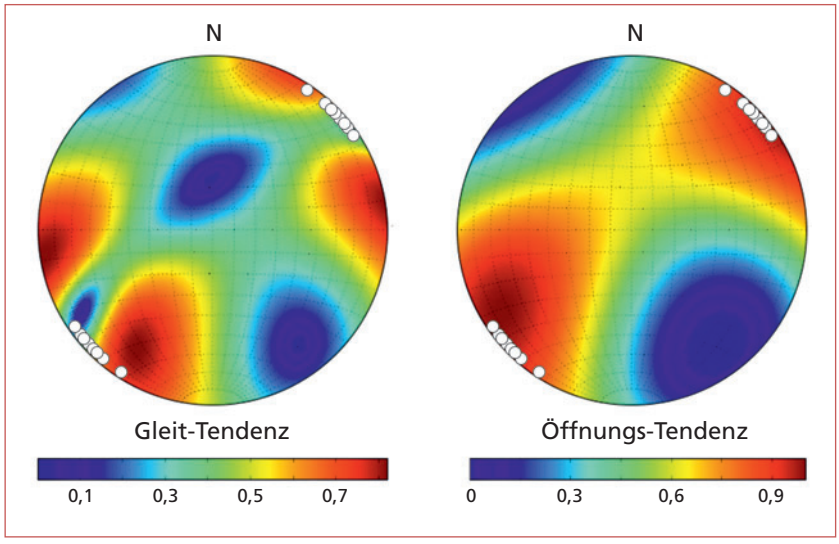


Abb. 12: Gleit- und Öffnungs-Tendenzen aller Störungsflächen unterschiedlicher Orientierungen unter dem in den Churfirsten herrschenden tektonischen Spannungsfeld und Orientierungen der Störungen mit Schachthöhlen (weiße Punkte).
Fig. 12: Slip and dilation tendencies of all fractures with varying orientations under the influence of the tectonic stress field in the Churfirsten area and the orientation of the faults with

ponente σ_2 ergibt sich aus der Auflast der Gesteinssäule mit einer mittleren Dichte $\rho = 2{,}5$ g/cm³ und der Erdbeschleunigung $g = 9{,}81$ m/s² zu 24,5 MPa/km. Der Betrag der minimalen Hauptnormalenspannung σ_3 lässt sich aus der Poissonspannung (Poissonzahl $\upsilon = 0{,}3$) mit 10,5 MPa/km abschätzen. Wird schließlich von einer kritisch gespannten Bruchfläche (Zoback et al., 2003) in einem Seitenverschiebungsregime ausgegangen mit einem Reibungskoeffizienten $\mu = 0{,}8$, so ergibt sich für σ_1 ein Wert von 45,4 MPa/km.

Mit den Spannungsbeträgen sowie den Orientierungen der Störungsflächen in Bezug auf das tektonische Spannungsfeld lassen sich die Öffnungstendenzen T_D und die Gleittendenzen T_S nach folgenden Gleichungen berechnen, wobei σ_n die Normalspannung senkrecht zur Störungsfläche und τ die Scherspannung auf der Störungsfläche ist (Ferrill et al., 1999):

$$T_D = \frac{\sigma_1 - \sigma_n}{\sigma_1 - \sigma_3} \qquad T_S = \frac{\tau}{\sigma_n}$$

Abbildung 12 zeigt die Gleit- und Öffnungstendenzen für alle möglichen Störungsorientierungen mit Streichwerten zwischen 0 und 360° und Einfallswerten

zwischen 0 und 90°, dargestellt als Polpunkte der Flächennormalen in der unteren Halbkugel. Die blauen Bereiche zeigen Bruchorientierungen, die unter dem gegebenen Spannungsfeld sehr niedrige Gleit- und Öffnungstendenzen haben, rote solche mit sehr hohen Gleit- und Öffnungstendenzen. Eingetragen sind für die acht Teilgebiete der Churfirsten die mittleren Orientierungen der Störungen, auf denen sich die störungsgebundenen Schachthöhlen gebildet haben, als Polpunkte, wobei ein durchschnittlicher Fallwinkel der Störungen von 85° angenommen wird. Es zeigt sich, dass alle störungsgebundenen Schachthöhlen der Churfirsten auf Störungen liegen, die im Bereich maximaler Öffnungstendenzen liegen. Die Diagramme zeigen auch, dass NNE–SSW-streichende Störungen nur sehr kleine Gleit- und Öffnungstendenzen haben. Die Verkarstung setzt aber nur dort an, wo die Störungen zumindest so weit geöffnet sind, dass Wasserzirkulation und damit der Korrosionsprozess einsetzen kann. Diese Bedingung erfüllen im rezenten tektonischen Spannungsfeld die NW–SE-streichenden Störungen, nicht aber die NNE–SSW-streichenden.

SCHLUSSFOLGERUNGEN

Sind exogene Prozesse wie Hanginstabilitäten und Gletscherschub als Ursachen für die initiale Öffnung von tektonischen Fugen auszuschließen, dann ist die Öffnung der tektonischen Fugen in einem regionalen Maßstab auf tektonische Prozesse zurückzuführen. Unter diesen Bedingungen stehen die störungsgebundenen Schachthöhlen während der Frühphase ihrer Entstehung in direkter Beziehung zum tektonischen Spannungsfeld, das die initiale Öffnung einer tektonischen Fuge als Voraussetzung für einsetzende Wasserzirkulation und beginnende Korrosion ermöglicht. Die störungsgebundenen Schachthöhlen liegen entweder in der σ_1-σ_2-Ebene senkrecht zur kleinsten Hauptnormalenspannung (σ_3), d.h. in der Ebene mit der höchsten Öffnungstendenz, oder in den Ebenen maximaler Gleittendenzen, die ungefähr einen Winkel von ±30–35° mit der σ_1-σ_2-Ebene einschließen. Für diese Beobachtung ist allerdings eine genügende Anzahl unterschiedlich orientierter tektonischer Fugen erforderlich, damit auch diese geöffnet werden können, die günstig zum tektonischen Spannungsfeld orientiert sind. Deutet sich wie in den Churfirsten eine Häufung der störungsgebundenen Schachthöhlen in einer einzigen Störungsrichtung an, dann liegen diese sehr wahrscheinlich in der σ_1-σ_2-Ebene, zeigen sich zwei Häufigkeitsmaxima für die Störungen mit Schachthöhlen, dann liegt die σ_1-σ_2-Ebene auf der Winkelhalbierenden zwischen diesen beiden Maxima.

DANK

Allen Höhlenforschern, die die oft sehr beengten störungsgebundenen Schachthöhlen der Churfirsten erforscht haben, möchte ich für ihre jahrelange, oft mühevolle Arbeit danken. Mein besonderer Dank gilt Andreas Dickert für die Möglichkeit, das SGH-Archiv zu den Höhlen der Churfirsten auswerten zu dürfen, Sascha Ullmann für die Höhlenpläne der TGH sowie Hans Stünzi und allen Mitgliedern der AGSR für die systematische und detaillierte Erkundung der Höhlen der östlichen Churfirsten. Ganz besonders danke ich Adrian Pfiffner für unveröffentlichte Manuskripte, Karten und Profile, die mir bereitwillig zur Verfügung gestellt wurden, sowie Lukas Plan, Philipp Häuselmann, Erhard Christian und Christoph Spötl für die kritische Durchsicht und die konstruktiven Vorschläge zur Verbesserung des Manuskripts.

LITERATUR

Allmendinger, R. W., Cardozo, N. & Fisher, D. (2012): Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. – New York (Cambridge University Press).

Bächler, E. (1927): Das Wildenmannlisloch. – Appenzeller Kalender, 206: 5 S.

Baron, I. (2002): Speleogenesis along sub-vertical joints: A model of plateau karst shaft development: A case study: the Dolný Vrch Plateau (Slovak Republic). – Cave & Karst Science, 29(1): 5–12.

Becker, A. (2003): Gletscherspuren zwischen Gamsalp und Chäserrugg. – AGS-Info, 2/03: 13–17.

Becker, A. (2005): Grundlagen der Tektonik mit Beispielen von der Gamsalp. – AGS-Info, 1/05: 27–35.

Becker, A. (2007): Geologie der Gamsalp. – AGS-Info Spezial 2007.

Becker, A. (2010): Kluftfugenhöhlen und ihre Entstehung am Beispiel der östlichen Churfirsten. – AGS-Info, 2/10: 33–39.

Bini, A., Buoncristiani, J.F., Ellwanger, D., Felber, M., Florineth, D., Graf, H.R., Keller, O., Kelly, M.,

Schlüchter, C. & Schöneich, P. (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), Karte 1:500 000. – Bundesamt für Landesgeologie.
Böcker, T. (1969): Karstic water research in Hungary. – Bull. Int. Ass. Scientific Hydrology, 14(4–12): 7–20.
Bögli, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie. – Berlin (Springer-Verlag).
Dickert, A. (1996): Wildenmannlisloch. – Höhlenpost, 101: 20–21.
Dickert, A. (2000): Das Selunhöhlensystem. – Höhlenpost, 113: 2–51.
Dickert, A. (2004): Neue Entdeckungen im Seichbergloch. – Höhlenpost, 124: 20–28.
Dreybrodt, W. (1988): Processes in karst systems – Physics, chemistry, and geology. – Berlin (Springer-Verlag).
Ferrill, D.A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S. & Armstrong, A. (1999): Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain, Nevada. – GSA Today, 9(5): 1–8.
Filipponi, M. (2006): Karstwanderführer Gamsalp – Entdecken, Kennenlernen, Verstehen. – Grabs (Ortsgemeinde-Verlag).
Föllmi, K.B. & Ouwehand, P.J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian–Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. – Eclogae geol. Helv., 80(1): 141–191.
Ford, D.C. & Williams, P.W. (2007): Karst hydrogeology and geomorphology. – Chichester (Wiley).
Funk, H., Habicht, J.K., Hantke, R. & Pfiffner, O.A. (2000): Erläuterungen Geolologischer Atlas Schweiz 1:25.000, Bl. 1115 Säntis. – Wabern (swisstopo).
Funk, H., Pfiffner, O.A., Bissig, P. & Kempf, O. (2020): Erläuterungen Geolologischer Atlas Schweiz 1:25.000, Bl. 1134 Walensee. – Wabern (swisstopo).
Hantke, R. (1980): Eiszeitalter – Die jüngste Erdgeschichte der Alpen und ihrer Nachbargebiete; Band 2. – Thun (Ott-Verlag).
Heim, A. (1916): Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe – Dritter Teil: Stratigraphie der Unteren Kreide und des Jura. Zur Lithogenesis. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 20 (3): 369–573.
Heim, A. (1917): Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. – Vierter Teil: Tektonik und Oberflächengestaltung. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 20(3): 575–662.
Herb, R. & Franks-Dollfuss, S. (2003): Geolologischer Atlas Schweiz 1:25.000, Bl. 1134 Walensee. – Wabern (swisstopo).
Ibele, T., Bissig, P. & Allemann, F. (2020): Geolologischer Atlas Schweiz 1:25.000, Bl. 1135 Buchs. – Wabern (swisstopo).
Ibele, T., Bissig, P., Bernasconi, R. & Naef, H. (2016): Erläuterungen Geolologischer Atlas Schweiz 1:25.000, Bl. 1135 Buchs. – Wabern (swisstopo).
Keller, O. & Krayss, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 1. Teil: Einleitung; Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm. – Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich, 150/1–2: 19–32.
Marschall, I., Deichmann, N. & Marone, F. (2013): Earthquake focal mechanisms and stress orientations in the eastern Swiss Alps. – Swiss J. Geosci., 106: 79–90.
Ouwehand, P.J. (1987): Die Garschella-Formation („Helvetischer Gault", Aptian–Cenomanian) der Churfirsten-Alvier Region (Ostschweiz) – Sedimentologie, Phosphoritgenese, Stratigraphie. – Diss. ETH Zürich, Nr. 8409.
Persaud, M. & O.A. Pfiffner (2004): Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. – Tectonophysics, 385: 59–84.
Rieg, A. (1997): Karst und Hydrologie im Gebiet Churfirsten/Alvier. – Stalactite, 97(1): 23–46.
Rouiller, P. (1988): Köbelishöhle, ou l'aventure souterraine. – Stalactite, 38(1–2): 35–45.
Rüegg, G. (2008): Brisital und Gluristal, Churfirsten, St. Gallen. – Stalactite, 58(1): 59-62.
Rüegg, G. (2012): Les puits à neige du massif des Churfirsten; un état des lieux dans le Brisital et Gluristal. – Akten des 13. Nationalen Höhlenkongresses für Höhlenforschung, 2012: 155–158.
Schroeder, J., Beaupré, M. & Cloutier, M. (1986): Ice-push caves in platform limestones of the Montréal area. – Canadian J. Earth Sci., 23: 1842–1851.
Seguinot, J., Ivy-Ochs, S., Jouvet, G., Huss, M., Funk., M. & Preusser, F. (2018): Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. – The Cryosphere, 12: 3265–3285.
Stünzi, H. (1997): Das Gamsalp-Forschungsgebiet: Churfirsten-Zone O. – AGS-Info, 2/97: 35–44.
Stünzi, H. (2010): Höhlenforschung in den Churfirsten. – Stalactite, 60(1): 4–11.
Trimmel, H. (1965): Fachwörterbuch für Karst- und Höhlenkunde (Speläologisches Fachwörterbuch). – Jahreshefte für Karst und Höhlenkunde, 5.
Trimmel, H. (1968): Höhlenkunde. – Braunschweig (Vieweg-Verlag).
Veress, M. (2016): Covered Karsts. – Dordrecht (Springer Netherlands).
Veress, M., Telbisz, T., Tóth, G., Lóczy, D., Ruban, D.A. & Gutak, J.M. (2019): Glaciokarsts. – Cham (Springer Geography).
Weidmann, Y., Wyder, M. & Preiswerk, C. (1997): Der Sibirschacht (Kanton St. Gallen). – Stalactite, 47(1): 15–22.
White, W.B. (1988): Geomorphology and hydrology of karst terrains. – New York (Oxford University Press).
Zoback, M.D., Barton, C.A., Brudy, M., Castillo, D.A., Finkbeiner, T., Grollimund, B.R., Moos, D.B., Peska, P., Ward, C.D. & Wiprut, D.J. (2003): Determination of stress orientation and magnitude in deep wells. – Int. J. Rock Mech. & Min. Sci., 40: 1049–1076.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Die Höhle

Jahr/Year: 2021

Band/Volume: 72

Autor(en)/Author(s): Becker Arnfried

Artikel/Article: Entstehung störungsgebundener Schachthöhlen am Beispiel der Churfirsten, Schweiz 76-91