Ludwig Thurner, Dorothea Frieling & Herbert Scholz

Ein geologisches Detailprofil durch die Breitachklamm bei Oberstdorf

Zusammenfassung
Die Breitachklamm durchschneidet im Helvetikum zwei Antiklinalen: das Engenkopf-Gewölbe und das kleinere Sesselalp-Gewölbe, dessen Südschenkel tektonisch reduziert ist. Mächtigkeit und Lithologie der im Bereich der Breitachklamm aufgeschlossenen Schichtfolgen sowie die tektonischen Phänomene wurden detailliert aufgenommen. Auch die quartären Bildungen, wie Hangschutt, Felsstürze, eiszeitliche Geschiebemergel und Vorstoßschotter sind im Profil erfasst und im Text erklärt. Schon Völk et al. (2004) haben erkannt, dass sich im Bereich der Klamm zwei Talgenerationen unterscheiden lassen: eine ältere, weniger stark eingetiefte und mit eiszeitlichen Ablagerungen plombierte „Altklamm“ und eine jüngere, tief eingeschnittene und engere „Jungklamm“. Die heutige Breitach besitzt ein deutlich höheres Gefälle als ihr älterer Talvorläufer, von dem nur an zwei Stellen des Schluchttales Reste erhalten sind. Die „Altklamm“ ist eine wohl schon vor der Würmeiszeit angelegte Breitachrinne und lässt sich mit einem alten Breitachlauf in Verbindung bringen, der die breite Talung von Tiefenbach benutzt und sich am Hirschsprung klammartig eingeschnitten hat. Diese Breitach floss ursprünglich zwischen Tiefenbach und Obermaiselstein parallel zum Illertal nach N und erreichte die Iller wohl erst nördlich von Fischen.

Summary
The Breitachklamm cuts through two anticlines in the Helveticum: the Engenkopf anticline and the smaller Sesselalp anticline, whose southern limb is tectonically reduced. The thickness and lithology of the stratigraphy and tectonic phenomena that were revealed in the Breitachklamm area were recorded in detail and described. The quaternary formations, such as debris deposits, rockfalls, lodgment till, and meltwater gravel, partly overrun by the Breitach glacier, are also recorded in profile and explained in the text. Previously, Völk et al. (2004) recognized that two valley generations can be distinguished in the area of the gorge: an older, less deepened “Altklamm” (old gorge) filled with Ice Age deposits and a younger, deeply incised and narrower “Jungklamm” (young gorge). Today’s Breitach has a much steeper gradient than its older predecessor, remains of which can only be detected at two locations in the gorge. The “Altklamm” is a wide channel that was created most likely before the Würm glaciation and can be associated with an old and wide channel that is preserved in the vale of Tiefenbach and continues into the Hirschsprung gorge. This older Breitach originally ran from Tiefenbach to the north to Obermaiselstein parallel to the Iller valley and finally reached river Iller north of Fischen.

1. Einleitung

Die Breitachklamm, am nördlichen Talausgang des Kleinen Walsertales in den Allgäuer Alpen gelegen, ist mit ihren bis zu mehr als 100 m hohen, glatt geschliffenen, oft

parallel abstürzenden Felswänden eine äußerst eindrucksvolle Schlucht, die tiefste Klamm Deutschlands, die jedes Jahr von Hunderttausenden Besuchern durchwandert wird. Obwohl die Breitachklamm seit vielen Jahrzehnten im Brennpunkt des touristischen Interesses steht und naturkundlich interessierten Wanderern zahllose spannende Einblicke in den geologischen Bau der Allgäuer Alpen bietet, gibt es bisher weder in der Klamm selbst noch in deren Eingangsbereich irgendwelche für die Besucher ernst zu nehmende Hinweise auf die Geschichte der Klamm, die unterschiedlichen Gesteine der helvetischen Schichtfolge, den geologischen Bau oder die zahllosen tektonischen Erscheinungen, die hier phantastisch aufgeschlossen sind.

In der Vergangenheit wurde die Breitachklamm mehrfach geologisch und geomorphologisch untersucht. Eine Schrift, die sich ausschließlich mit der Geologie der Schlucht und ihrer Geschichte beschäftigen würde, liegt bisher nicht vor – wenn man von der rein geomorphologischen Darstellung von Völk et al. (2004) einmal absieht. Die Umgebung der Breitachklamm wurde auf mehreren geologischen Übersichtskarten dargestellt, etwa auf den Blättern Nr. 670 Oberstdorf (Zacher 1972), Nr. 113 Mittelberg (Zacher 1990) aber auch auf einer geomorphologischen Karte (Scheid 2001). Abgesehen davon sind in der Umgebung der Breitachklamm immer wieder geologische Kartierungsübungen von verschiedenen Universitäten (TU Berlin, TU München) durchgeführt worden, deren geologische Kartierergebnisse freilich niemals veröffentlicht wurden. Auch die Entstehung, der Aufbau und die Landschaftsgeschichte der Allgäuer Alpen sind beispielsweise von Richter (1966, 1984), Bayer. Geol. Landesamt (1996), Völk et al. (2004) oder Scholz (1991, 2000, 2016) detailliert beschrieben worden. Aber in allen diesen Veröffentlichungen fehlt – abgesehen von kleinmaßstäblichen Profilskizzen z. B. bei Richter (1966, 1984) – eine gute und detaillierte zeichnerische Darstellung des Schluchtprofils.

Im Rahmen einer von Dr. D. Frieling am Institut für Geologie der Universität München (LMU) angesetzten Bachelor-Arbeit (Thurner 2018) wurde nun erstmals ein geologisches Detailprofil der Breitachklamm aufgenommen und zeichnerisch so umgesetzt, dass es direkt für Tafeln eines Lehrpfades verwendbar ist. Mit dem in der vorliegenden Arbeit abgedruckten Begleittext zu diesem Profil, an dessen Abfassung auch die beiden Betreuer der Bachelor-Arbeit – Dr. Dorothea Frieling (LMU) und Prof. Dr. Herbert Scholz (TUM) – mitgewirkt haben, soll ein geologisch interessierter Besucher an der Hand genommen werden, um ihm die hier in einzigartiger Weise zugänglichen geologischen Besonderheiten erklären zu können.

2. Lage des Arbeitsgebietes

Die Breitachklamm ist von der Breitach ins nördliche Ende des Kleinen Walsertales eingetieft worden, das auf seiner ganzen Länge von ihr durchflossen wird (Abb. 1). Der größte Teil der ca. 2 km langen Klammstrecke ist am Nordrand der TK25 Blatt Nr. 8627 Einödsbach zu finden. Nur ihr nördlichster Abschnitt, wo sie mit einer Talerweiterung kurz vor Einmündung der Starzlach endet, liegt am Südrand der TK25 Blatt Nr. 8527 Oberstdorf etwa 4 km westlich von Oberstdorf. Westlich der Klamm steigt der 1282 m hohe Engenkopf auf, der zu den helvetischen Bergen gerechnet wird und in dessen Fuß die Klamm eingeschnitten ist. Auf der Ostseite wird die Klamm von den nördlichen Ausläufern des Fellhorn-Schlappold-Zuges begrenzt, der zu den Allgäuer

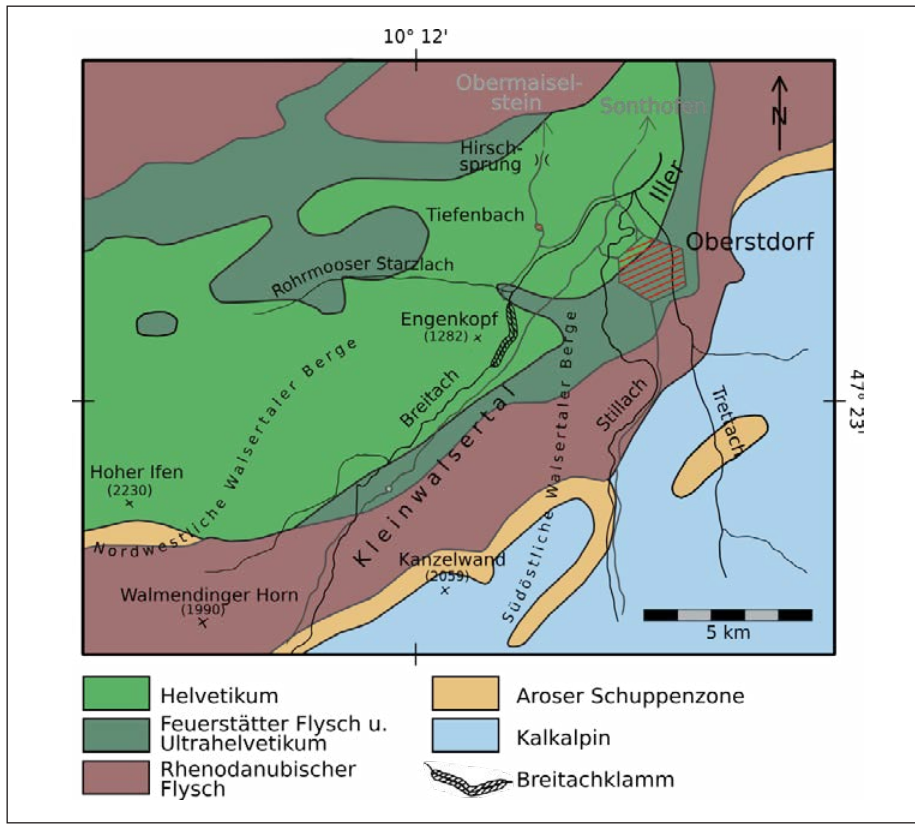


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit Lage der Breitachklamm.

Flyschbergen zählt (Abb. 1). Das Nordende des dem Talverlauf folgenden Klammprofils liegt nahe dem Besucherparkplatz, etwa 2 km südlich von Tiefenbach in einer Höhe von 827 m ü. NN. Sein Südende ist flussaufwärts, etwa 200 m südlich der Brücke zur Walserschanz, in einer Höhe von 913 m ü. NN zu finden. Die Breitach überwindet auf diesem rund 2 km langen Klammabschnitt eine Höhendifferenz von 96 m in zahlreichen Stromschnellen und Wasserfällen.

3. Das geologische Umfeld der Breitachklamm

Die Breitachklamm durchschneidet, wie oben schon dargestellt wurde, die Ausläufer des unmittelbar im Westen (W) folgenden Engenkopfes, der zum Allgäuer Helvetikum zählt, einer geologischen (tektofaziellen) Einheit, aus der große Teile der westlichen Allgäuer Alpen bestehen (Abb. 2). Das Helvetikum kommt westlich der Iller in einem etwa 10 km breiten sog. Halbfenster heraus, einer Aufwölbungszone in den Allgäuer Alpen, welche im Osten (E), Norden (N) und Süden (S) von den Decken des Rhenodanubischen Flysches begrenzt wird (Bayer. geol. Landesamt 1996). Auf der gesamten Klammstrecke sind nur Gesteine des Helvetikums angeschnitten – abgesehen von

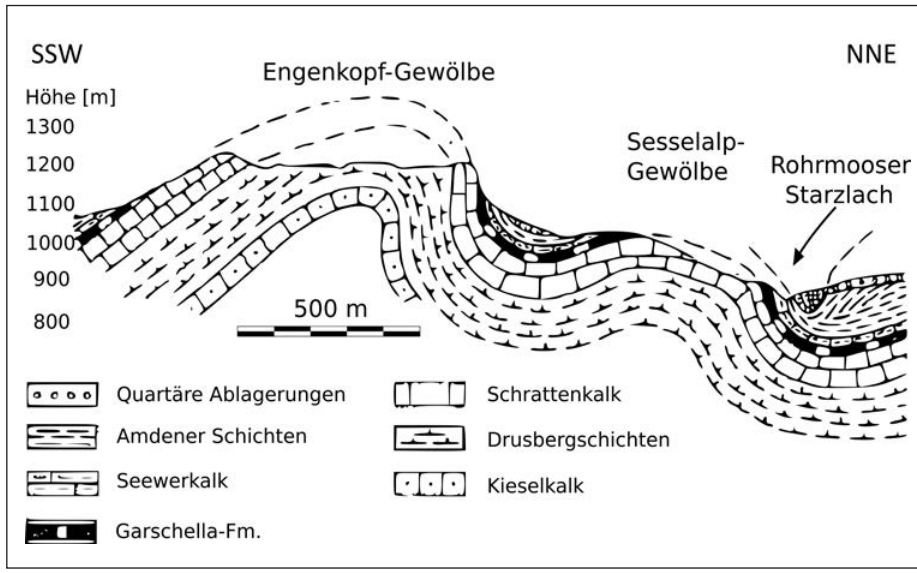


Abb. 2: Profil durch den harmonischen Faltenbau des Helvetikums bei Tiefenbach im Allgäu in der Umgebung der Breitachklamm. Die Breitachklamm durchschneidet das Engenkopf-Gewölbe und das nördlich angrenzende Sesselalp-Gewölbe (nach Richter 1984, verändert).

eiszeitlichen Lockergesteinen, die diese Festgesteine stellenweise überlagern und auf die erst weiter unten in einem eigenen Kapitel (Abschnitt 5) eingegangen wird.
Die Gesteine des Helvetikums waren ursprünglich einmal als Meeresablagerungen entstanden, die im Mesozoikum (Trias, Jura und Kreide) sowie im Alttertiär bzw. Paläogen (Paläozän und Eozän) am Südrand des europäischen Kontinentalschelfes abgelagert worden waren. Diese ursprünglich größtenteils lockeren Sedimente wurden nach ihrer Verfestigung gefaltet und zwar an der Wende Eozän/Oligozän – also vor rund 35 Millionen Jahren – und auf die nördlich anschließenden Teile des europäischen Kontinentes überschoben. Verantwortlich hierfür war eine gewaltige Krustenverkürzung, eine Einengung des ehemaligen Meeresraumes in N-S-Richtung, bedingt durch die sog. alpidische Gebirgsbildung (Orogenese), die auch in den angrenzenden geologischen (tektofaziellen) Einheiten der Allgäuer Alpen Spuren hinterlassen und zu kräftigen tektonischen Deformationen der Gesteine geführt hat – beispielsweise im Rhenodanubischen Flysch oder in den Nördlichen Kalkalpen (Bayer. Geol. Landesamt 1996, Scholz 2016).

3.1 Schichtfolge des Allgäuer Helvetikums

Die helvetischen Schelfablagerungen, aus denen große Teile der westlichen Allgäuer Alpen und des angrenzenden Bregenzer Waldes bestehen, werden vor allem von Kalksteinen, Mergeln (kalkhaltigen Tonen) sowie Sandsteinen aufgebaut, die hier im Oberjura, in der Kreide und im Paläogen (Alttertiär) abgelagert worden sind (Scholz 2000), also in einem Zeitraum, der zwischen etwa 160 und 40 Millionen Jahren zurückliegt. Im Bereich der Breitachklamm selbst sind aber nur Sedimentgesteine aufge-

schlossen, die aus der höheren Unterkreide und der Oberkreide stammen, also zwischen 125 und 75 Millionen Jahre alt sind (Abb. 3).
Die ältesten im Allgäu aufgeschlossenen Gesteine des Helvetikums – die schiefrigen Valendis-Mergel und der verwitterungsresistente Kieselkalk – stammen aus der tieferen Unterkreide und sind im Sattelkern des Ifen-Gewölbes aufgeschlossen, im Tiefen Ifen und im Felligraben (Scholz 2000). Der Kieselkalk steht auch in der Nähe der Breitachklamm, in den Kernen des Engenkopf- und des Geißberg-Gewölbes an der Erdoberfläche an, ist jedoch in der Schlucht selbst nicht zu sehen. Über dem Kieselkalk folgen die kalkig-mergeligen Drusbergschichten der höheren Unterkreide, welche beispielsweise im Mühltal südlich von Tiefenbach angeschnitten sind. In der Breitachklamm sind sie am Schluchtgrund nördlich des Steges zu Füßen der Schrattenkalk-Wände gerade noch sichtbar. Die Drusbergschichten werden vom über 100 m mächtigen Schrattenkalk überlagert, der die meisten Gipfel der helvetischen Berge im Allgäu aufbaut (Hoher Ifen, Besler, Obere Gottesackerwände, Alpspitze etc.). Die glatten Klammwände bestehen fast ausschließlich aus diesem Gestein. Schrattenkalk und Drusbergschichten entstanden beide während der höheren Unterkreide. Die dem Schrattenkalk auflagernden Schichtfolgen der Mittel- und Oberkreide sind großflächig erodiert und fast nur noch in den eng zusammengefalteten Muldenkernen erhalten geblieben. Direkt auf dem Schrattenkalk liegen die glaukonitführenden, dunkelgrünlich gefärbten, festen Quarzsandsteine der Garschella-Formation, welche der mittleren

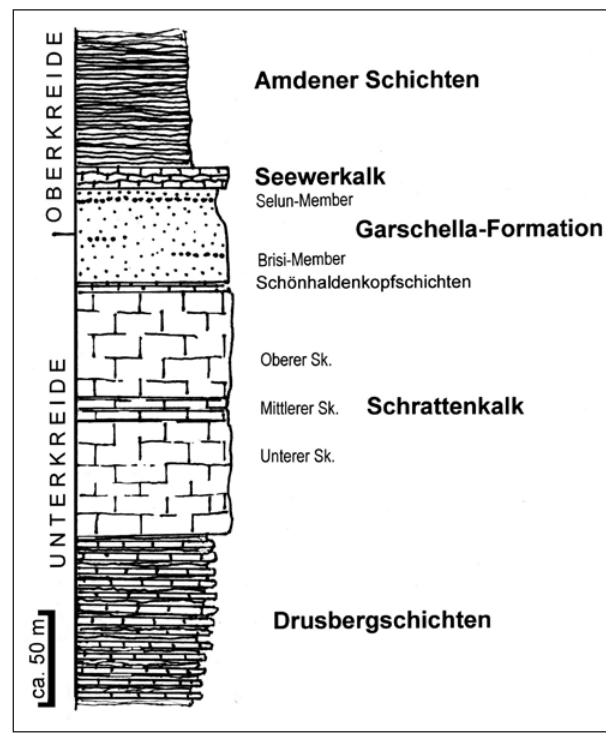


Abb. 3:
Die in der Breitachklamm aufgeschlossene Schichtfolge der helvetischen Kreide.

Kreide angehören. Sie werden wiederum vom hellen, knollig-flasrigen Seewerkalk überlagert, der während der Oberkreide entstanden ist. Darüber (im Hangenden) folgen die jüngsten in der Breitachklamm aufgeschlossenen Gesteine, die Amdener Schichten (Leistmergel) aus der höheren Oberkreide. Jüngere Gesteine – z. B. Wangschichten, Nummulitenkalk u. a. – treten im Allgäu zwar an einigen Stellen auf, werden aber in der Breitachklamm selbst nicht angeschnitten.
Alle hier kurz erwähnten und in der Breitachklamm sichtbaren Sedimentgesteine werden eingehender beschrieben (Abschnitte 4.1 – 4.5).

3.2 Tektonischer Bau des Allgäuer Helvetikums

Durch die kräftige Einengung der meist deutlich gebankten Ablagerungen des Helvetikums in N-S-Richtung ist deren Schichtung nicht mehr horizontal gelagert, wie sie ursprünglich einmal gebildet worden war, sondern vielfach verkippt, steil gestellt und verfaltet. Die immer abwechselnd aus weichen, mergeligen Folgen und festeren Kalkstein- und Sandsteinpaketen aufgebaute helvetische Schichtfolge wurde dadurch in große Falten gelegt, die aus auffallend regelmäßig gebauten, weitspannigen Sätteln und Mulden bestehen. Die mächtige Gesteinsplatte des Schrattenkalkes verhielt sich dabei relativ starr und verhinderte damit eine enge Verfaltung der Schichtfolge. Sie erlaubte nur Faltenabstände und Amplituden von ein- bis zweitausend Metern (Richter 1984). Diese großen, meist von E nach W über viele Kilometer hin verfolgbaren Sattelstrukturen werden im Allgäu, in Vorarlberg und in der Ostschweiz traditionsgemäß als „Gewölbe“ bezeichnet, die meist nach Bergen benannt sind (Zacher 1973). So lassen sich beispielsweise in der weiteren Umgebung der Breitachklamm das Schwarzenberg-, Geißberg-, Engenkopf- oder Ifen-Gewölbe unterscheiden. Die meisten dieser Gewölbe sind asymmetrisch gebaut und besitzen vielfach deutlich flacher einfallende Süd- und steiler einfallende Nordschenkel, die bei manchen Sätteln sogar senkrecht stehen oder überkippt sind. Wie Abb. 2 verdeutlicht (Richter 1984), handelt es sich meist um E-W-streichende, asymmetrische, „nordvergente“ Faltenzüge, bei denen die Falten nach N gekippt erscheinen. Zudem liegen die E-W-orientierten Schrattenkalk-Scheitel oft nicht horizontal, sondern ihre Faltenachsen sind deutlich geneigt und „tauchen“ am Ostrand des Helvetikum-Halbfensters mit Beträgen bis zu 30° nach E hin ab, wo sie unter den Flyschdecken verschwinden. Auch im Bereich der Breitachklamm ist dieses Abtauchen der Faltenachsen nach E hin zu beobachten (Richter 1984).
Die N-S-gerichtete Einengung des helvetischen Ablagerungsraumes führte neben einer Faltung auch zu einer Dehnung der Gesteine senkrecht dazu. Die Überbeanspruchung der Gesteine führte innerhalb der vorwiegend aus mächtigeren Kalk- und Sandsteinen aufgebauten Schichtfolgen zur Entstehung zahlreicher Klüfte, Brüche und Störungen. Gerade die Sattelscheitel der Gewölbe sind oft von Klüften und Störungen förmlich zerhackt. Dadurch wurden sie während der Erosion des Gebirges bevorzugt abgetragen, die Sättel aufgebrochen und die Sattelkerne freigelegt, in denen ältere Gesteine der Schichtfolge (Drusbergschichten, manchmal auch der Kieselkalk) zutage treten. Im Bereich der Breitachklamm schneidet die Breitach das gesamte Engenkopf-Gewölbe sowie ein im N angrenzendes kleineres Gewölbe an. Es handelt sich um einen Ausläufer der von Richter (1984) und Völk et al. (2004) als Starzlach-Gewölbe bezeichneten Sattelstruktur, deren Südflügel tektonisch unterdrückt ist. Da die Starzlach dieses Gewölbe aber gar

nicht anschneidet und eher der im N anschließenden breiten Mulde folgt, zudem alle anderen helvetischen Gewölbe nach Bergen und nicht nach Bächen benannt sind, schlagen wir vor, diese Sattelstruktur als Sesselalp-Gewölbe zu bezeichnen.
An manchen Störungen sind die angrenzenden Gesteinspakete um größere Beträge gegeneinander versetzt. Diese sog. Querstörungen bilden ein „konjugiertes" System von NNW-SSE- und NNE-SSW-orientierten Brüchen (Richter 1984), an denen vor allem horizontale oder subhorizontale Verschiebungen (Blattverschiebungen) stattgefunden haben, mit Versatzbeträgen von teilweise mehr als 100 m. Die relative Bewegungsrichtung ist vielfach an einer deutlichen Striemung der glatten Störungsflächen erkennbar, die auch als „Harnische" bezeichnet werden. Ein Bündel von solchen NNE-SSW-orientierten Querstörungen am Ostrand des Engenkopf-Gewölbes stellte eine Schwächezone dar, an der sich die Breitach tief ins Gestein einschneiden konnte (Breitachstörung).

4. Helvetische Festgesteine aus der Kreidezeit in der Breitachklamm

4.1 Drusbergschichten

Die Drusbergschichten sind die älteste in der Breitachklamm zutage tretende Schichtfolge des Helvetikums. Sie sind lediglich im Kern des Engenkopf-Gewölbes zu finden und hier auch nur deren jüngster Abschnitt. Da man die zu den Drusbergschichten gehörenden Kalksteinbänke und dunklen Mergel nur vom Wege her aus größerer Entfernung betrachten kann, wie sie am Fuße der hohen Schrattenkalkwände im unzugänglichen Bachbett am Klammgrund zu erkennen sind, wird empfohlen, sich diese Schichtfolge in ausgezeichneten und leicht zugänglichen Aufschlüssen im Tal des Mühlbaches südlich von Tiefenbach anzuschauen (Abb. 4). Die Drusbergschichten sind hier an einem Prallhang und im Bett des Mühlbaches aufgeschlossen, gegenüber eines einzeln stehenden Hauses direkt an der Straße, die von Tiefenbach zur Breitach hinunterführt. Das hier aufgeschlossene Profil in den Drusbergschichten ist im Rahmen einer Bachelor-Arbeit an der TUM schon früher einmal eingehend bearbeitet worden (Triggs 2012).



Abb. 4: Die Drusbergschichten: Helle Kalksteinbänke im dunklen Mergel am Prallhang des Mühlbaches unterhalb von Tiefenbach.

Die Drusbergschichten sind eine Wechselfolge aus dunkelbraunen bis schwarz-bräunlichen, schiefrigen Mergeln und dunkelgrauen bis graubraunen Kalksteinbänken. Die dunkel gefärbten Kalksteinbänke der Drusbergschichten sind hier zwischen 5 und 60 cm mächtig. Auch die eingeschalteten Mergel haben in diesem Aufschluss Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis zu einem Meter. Die Mergel nehmen dabei zum Liegenden hin an Mächtigkeit zu, während sie zum Hangenden hin, mit Annäherung an den Schrattenkalk, stark abnehmen (Abb. 4). Die Kalksteinbänke bestehen wie beim Schrattenkalk (siehe unten) aus Kalkkörnern, bei denen es sich vor allem um Schalen- und Skelettbruchstücke von Organismen handelt, was freilich nur unter dem Mikroskop sichtbar ist. Solche aus Kalkpartikeln aufgebauten Kalksteine werden „Kalkarenite“ genannt. Die hier aufgeschlossenen Mergel zeigen eine deutliche Transversalschieferung, eine ausgeprägte Foliation (Parallelgefüge), die spitzwinklig zur Schichtung orientiert ist. Eine Transversalschieferung entsteht sekundär durch starken tektonischen Druck unter einer sehr hohen Gesteinsauflast, bei einer Überlagerung von mehr als 5 km durch inzwischen abgetragene Gesteine.
Die Drusbergschichten sind arm an großen Fossilresten, enthalten aber eine reiche Mikrofauna. Man findet hier vor allem Kalkschalen von Einzellern, von sog. benthonischen (am Boden lebenden) und planktonischen (in den obersten Wasserschichten schwebenden) Foraminiferen (Bollinger 1988). Reste von größeren Fossilien, wie Bryozoen (Moostierchen), schlammwühlenden Seeigeln (Irregularia), frei schwimmenden Seelilien (Schwebcrinoiden) und Schalen von Ammoniten treten nur selten in besonders fossilreichen Lagen auf (Scholz 2000). Schöne Fossilien aus den Drusbergschichten sind in der Geologie-Hütte im Knappendorf bei Burgberg am Grünten ausgestellt.
Die Drusbergschichten sind in tieferem Wasser abgelagert worden – zeitgleich mit den Seichtwasserbildungen des Schrattenkalkes. Sie entstanden in der höheren Unterkreide, im Barrême und Unterapt, also vor rund 132 bis 125 Millionen Jahren. Die Mächtigkeit der Drusbergschichten nimmt von N nach S hin zu und erreicht im Südteil des Allgäuer Helvetikums 250 m. Der Kalkanteil nimmt in den Schichtfolgen nach S hin ab, sodass der weiter im N überlagernde Schrattenkalk nach S hin allmählich in die Mergel der Drusbergschichten übergeht und sich mit diesen verzahnt, z. B. im Gebiet des Hohen Ifen (Richter 1984).

4.2 Schrattenkalk

Das eindrucksvollste und landschaftsprägende Festgestein des Allgäuer Helvetikums ist der Schrattenkalk. Die Grenze zu den unterlagernden Drusbergschichten ist unscharf und wird dort gezogen, wo Mergeleinschaltungen zum Hangenden hin aufhören. Der hell- bis dunkelgraue, z. T. auch bräunlich-graue Kalkstein ist größtenteils schlecht geschichtet, dickbankig bis massig und zeigt wellige Bankfugen. Es treten aber auch gut geschichtete Einschaltungen mit relativ glatten Schichtfugen auf. Die Mächtigkeit der Kalksteinbänke variiert zwischen wenigen Zentimetern und mehreren Metern. Innerhalb der reinen Kalksteinfolge treten gelegentlich dunkel gefärbte Mergeleinschaltungen auf, welche wenige Zentimeter bis max. 1 m mächtig werden können (Abb. 5). Die Unterseiten von Kalkbänken über solchen Mergelzwischenlagen sind oft wellig und zeigen bauchige, als Belastungsmarken (loadcasts) bezeichnete



Abb. 5:
Die verwitterungsanfälligen Mergeleinschaltungen lassen die starren Kalkbänke des Mittleren Schrattenkalkes im Nordteil der Klamm herauswittern.

Ausbuchtungen. Sie sind unmittelbar nach der Ablagerung durch Einsinken des noch lockeren Kalksandes in den unterlagernden, weichen Tonschlamm entstanden – bedingt durch primäre Dichteunterschiede (Dichteinversion) der beiden übereinander liegenden Sedimente.

Der Schrattenkalk ist ein sog. Fossilschuttkalk, ein mittel- bis grobkörniger Kalkarenit, der hauptsächlich aus rundgerollten, kleinen und großen Bruchstücken von Kalkschalen und Kalkskeletten mariner Organismen besteht. Soweit sie nicht rekristallisiert sind, lassen sich diese Kalkkörner unter dem Mikroskop unterschiedlichen Organismengruppen zuordnen, die im Kreidemeer gelebt haben. Neben Schalen von Muscheln (z. B. dickschaliger Austern und Rudisten) und großwüchsiger, kegelförmiger Schnecken (Nerineen) sind Reste kalkabscheidender Grün- und Rotalgen (z. B. *Salpingoporella* sp., *Parakymalithon* sp.) sowie Kalkgehäuse von Einzellern (Foraminiferen) unterschiedlicher Größe, v. a. sog. Milioliden und Orbitolinen, verbreitet (Lienert 1965, Scholz 1984, 2016 und Moussavian 1987). Besonders häufig sind Skelettelemente von Stachelhäutern, v. a. Stacheln von diversen Seeigeln. Mitunter treten auch eirunde, konzentrisch gebaute Kalkkörner (Ooide), Kotpillen (Pellets) und winzige Quarzkörnchen auf. Außerdem sind Skelettreste von Kalkschwämmen, Korallen, Stromatoporen und anderen riffbildenden Organismen verbreitet. Stellenweise kommen im Allgäuer Schrattenkalk sogar kleine Korallenriffe vor (Scholz 1984, 2000). Die meist schlechte Schichtung des Schrattenkalkes dürfte auf ein unablässiges Durchwühlen (Bioturbation) des lockeren Kalksandes zurückzuführen sein, v. a. durch grabende Seeigel (Irregularia). Stellenweise, besonders dort, wo im Schrattenkalk gut gebankte Partien mit mergeligen Zwischenlagen auftreten (Abb. 5), sind fingerdicke schichtparallel angelegte und mehrfach verzweigte Grabgänge zu finden, bei denen es sich um Wohnbauten von Zehnfußkrebsen (*Calianassa* sp.) handeln dürfte. Eine ausführliche Beschreibung der Fossilien im Schrattenkalk ist bei Lienert (1965) und Scholz (1984, 2000,

2016) zu finden. Fossilien aus dem Allgäuer Schrattenkalk kann man sich in der Geologie-Hütte im Knappendorf bei Burgberg am Grünten anschauen.
Nach Scholz (2000) beträgt die Gesamtmächtigkeit des Schrattenkalkes im Allgäu zwischen 50 und 120 m. In der Breitachklamm lässt sich im Kern des Engenkopf-Gewölbes sogar eine Mächtigkeit von 125 m abgreifen. Diese ungewöhnlich hohe Mächtigkeit könnte aber auch vorgetäuscht sein – ein durch starkes Tauchen der Faltenachse und zahlreiche Störungen im Sattelkern des Gewölbes bedingter Messfehler. Lienert (1965) gliedert den Schrattenkalk der Ostschweiz in drei gegeneinander abgrenzbare Einheiten; er unterscheidet einen Unteren, Mittleren und Oberen Schrattenkalk. Der Untere und Obere Schrattenkalk sind dickbankig bis massig ausgebildet (Abb. 6), während sich der Mittlere Schrattenkalk durch gute Bankung und mergelige Einschaltungen auszeichnet (Abb. 5). Diese Dreigliederung ist teilweise auch im Allgäu erkennbar (Zacher 1973), besonders in der Breitachklamm.
Wie die Drusbergschichten ist der Schrattenkalk in der höheren Unterkreide abgelagert worden, im Barrême und Unterapt, also vor rund 132 bis 125 Millionen Jahren. Im Gegensatz zu den Drusbergschichten, bei denen es sich um Tiefwasserbildungen handelt, ist der Schrattenkalk in ganz seichtem, durchlichtetem Wasser entstanden, was u. a. mit den häufigen Nachweis am Meeresgrund lebender Grünalgen (die Wirtelalge *Salpingoporella* sp.) zu belegen ist, deren Lebensoptimum in Wassertiefen von nur 2 m liegt. Der Schrattenkalk entstand auf einer seichten „Karbonatplattform“, die nach S zu langsam tiefer wurde und im südlichen Ifengebiet schließlich in die Beckensedimente der Drusbergschichten überging (Zacher 1973, Richter 1984, Scholz 2016).
Charakteristisch für den Schrattenkalk ist seine starke Verkarstung, welche durch die hohe Reinheit des Kalkes begünstigt wird. Schichtkarren, Kluftkarren, Karstrillen (Rinnenkarren) auf allen Oberflächen (Abb. 6), Karstschlotten, Schächte, Höhlen und Doli-



Abb. 6:
Rinnenkarren im massig ausgebildeten Oberen Schrattenkalk links über dem nördlichen Eingang des Tunnels.

nen prägen die Karstlandschaft aller Schrattenkalkberge, besonders aber die des Gottesackerplateaus. In der Breitachklamm erodierte der Fluss beim Einschneiden zusätzlich auch noch glattwandige, tiefe, nischenförmige Strudeltöpfe (Kolke) in die Klammwände.

4.3 Garschella-Formation

An der Hangendgrenze des Schrattenkalkes gibt es stellenweise – durch Zunahme des Sand- und Glaukonitgehaltes sowie von Mergeleinschaltungen bedingt – einen allmählichen Übergang in Sandsteine der Garschella-Formation. An anderen Stellen ist zwischen beiden Formationen eine messerscharfe Grenze entwickelt, manchmal sogar mit einem deutlichen Erosionsrelief. Mit Glaukonitsandstein gefüllte Taschen und Spalten im Kalkstein zeigen, dass der Schrattenkalk vor Ablagerung der Garschella-Formation aufgetaucht und verkarstet gewesen sein muss. Die erste Verkarstung des Schrattenkalkes hinterließ schon während der höheren Unterkreide als sog. Paläokarst bezeichnete Strukturen (Scholz 1984, 2002, Bayer 2011). Im Bereich der Breitachklamm ist an der Obergrenze des Schrattenkalkes hingegen eine ca. 2 m mächtige Grenzschicht aus glaukonitführendem, mergeligem Kalkstein ausgebildet, der zum Hangenden hin einen zunehmenden Anteil von Quarz- und Glaukonitkörnern enthält. Diese zwischen Schrattenkalk und Garschella-Formation vermittelnden Gesteine werden als Schönhaldenkopf- oder Grüntenschichten bezeichnet.

Die dominierenden Gesteine der Garschella-Formation sind feste, klüftige, schlecht geschichtete und sehr glaukonitreiche Quarzsandsteine (Föllmi 1986, Föllmi & Ouwehand 1987, Scholz 2016). Grundsätzlich lässt sich die Garschella-Formation nach Föllmi (1986) und Schwerd (1996) in zwei Teile untergliedern: im Liegenden das vorwiegend aus kieselig gebundenem Glaukonitsandstein (Grünsandstein) aufgebaute „Brisi-Member“, welches vom hangenden „Selun-Member“ überlagert wird, das aus teilweise kalkig gebundenen Grünsandsteinen mit Phosporithorizonten besteht. Anhand charakteristischer Unterschiede im Kalk-, Ton- und Glaukonitgehalt sowie im Auftreten von Horizonten mit Karbonat- und Phosphoritknollen lassen sich beide in mehrere Glieder unterteilen. In der Breitachklamm lässt sich innerhalb der Garschella-Formation der ältere, ca. 45 m mächtige Brisi-Sandstein von den jüngeren, ca. 3 m mächtigen, phosphoritreichen Twirren-Schichten abtrennen.

Die Sedimente der Garschella-Formation wurden in mäßig tiefem Wasser des helvetischen Schelfmeeres abgelagert und zwar während der höchsten Unterkreide und der tieferen Oberkreide, im Oberapt, Alb und Cenoman, also im Zeitraum vor rund 115 bis 90 Millionen Jahren. Die Quarzsande, aus denen diese Sandsteine hervorgegangen sind, stammen letztlich aus dem Bayerischen Wald, sind hier abgetragen und in der mittleren Kreidezeit von N her ins helvetische Schelfmeer eingeschwemmt worden. Das Mineral Glaukonit, ein intensiv grünes, eisenhaltiges Schichtsilikat, entstand erst am Meeresboden des helvetischen Ablagerungsraumes, wo der Sand über lange Zeit von zahlreichen Organismen durchwühlt worden ist, denn die Ablagerungsgeschwindigkeit war hier 25 Millionen Jahre lang ungewöhnlich gering. Glaukonit bildet sich noch in heutigen Meeren in Wassertiefen von wenigen Dekametern. Er entsteht auf nicht ganz geklärte Weise in lockeren Ablagerungen, wohl aber unter Beteiligung sedimentfressender Organismen. Durch bakterielle Aktivität sind in diesen Sanden zudem

Phosphoritknollen gewachsen, besonders gerne im Inneren von Schalen, die im Sand eingebettet waren. Den Phosphor lieferte kaltes, nährstoffreiches Tiefenwasser, das aus der im S anschließenden Tiefsee aufstieg („upwelling“) und den damals Hunderte von Metern tief liegenden, sandigen Meeresboden überstrich. Schöne Fossilien aus der Garschella-Formation des Allgäus sind in der Geologie-Hütte im Knappendorf bei Burgberg am Grünten ausgestellt.

Brisi-Sandstein: Der Brisi-Sandstein („Brisi-Member“ i. S. von Schwerd 1996) ist ein hell bis dunkel gefärbter Quarzsandstein, der durch fein verteilte Glaukonitkörner grünlich bis schwarzgrünlich gefärbt ist. Der oft massige und homogene Sandstein ist kieselig gebunden, meist nur undeutlich geschichtet und wittert auf Kluftflächen rostig an. Die auffällig starke Klüftung ist größtenteils bankrecht (senkrecht zur Schichtung) und bildet somit ein orthogonales Trennflächengefüge mit quaderförmigen Kluftkörpern aus (Abb. 7). Das meist völlig kalkfreie Gestein besteht aus gut gerundeten Quarzkörnern der Mittel- und Grobsandfraktion. Der wegen seines Quarzgehaltes extrem harte Brisi-Sandstein ist makrofossilarm und enthält – abgesehen von Wühlspuren – lediglich Bruchstücke von Bryozoen und Stachelhäutern sowie gelegentlich auch Schalen von Muscheln und Brachiopoden (Föllmi 1986). Zudem sind stellenweise Nester von bräunlichen, meist 0,5 bis 2 cm großen, unregelmäßig geformten Phosphoritknollen ausgebildet, die gleichfalls Quarzkörner einschließen. Der meist nur 5 bis 20 m mächtige Brisi-Sandstein kann in Vorarlberg bis über 50 m (Föllmi 1986), am Grünten sogar bis zu 75 m (Schwerd et al. 1983) anschwellen. In der Breitachklamm erreicht der Brisi-Sandstein 42 m (Sesselalp-Gewölbe) bis 48 m (Engenkopf-Gewölbe).

Der Brisi-Sandstein ist an den steilen Felswänden direkt über der Breitachklamm nördlich des Zwingsteges aufgeschlossen, hier aber wegen der Steilheit des Geländes nicht gut zugänglich. Besonders schöne Aufschlüsse finden sich auch im Bereich der Felswand an der Straße von Tiefenbach nach Oberstdorf direkt an der Breitach, wo sie den Sattel des Geißberg-Gewölbes auf der SE-Seite des Burgbichls durchschneidet.



Abb. 7: Der extrem klüftige Brisi-Sandstein am nördlichen Eingang der Klamm.

Twirren-Schichten: Bei den Twirren-Schichten („Selun-Member“ i. S. von Schwerd 1996) handelt es sich um einen schwärzlich-grünen bis dunkelgrauen, glaukonitführenden, größtenteils karbonatisch gebundenen Quarzsandstein, der rostbraun und zum Teil hellgrau bis moosgrün anwittert und große Mengen von unregelmäßig geformten, bräunlichen Phosphoritknollen enthält (Abb. 8). Solche Phosphoritlagen werden auch bildhaft „Kletzenschichten“ genannt. Die gut gerundeten Quarzkörner liegen im Mittelsandbereich und sind schlecht sortiert. Wechselnde Glaukonit-Konzentrationen bedingen stellenweise helle und dunkle Schlieren im Sandstein, nach Schwerd et al. (1983) ein charakteristisches Merkmal der Twirren-Schichten. Das Gestein ist nur undeutlich geschichtet und weist eine bankrechte Klüftung mit Kluftabständen von 0,5 bis 1 m auf. Neben Phosphoritknollen enthalten die Twirren-Schichten Fossilien wie Ammoniten und Schnecken, die oft als phosphoritische Innenausgüsse ihrer Gehäuse in Form von Steinkernen erhalten sind. Daneben sind kalkig erhaltene Belemniten-Rostren und kleine, konzentrisch gewellte Muschelschalen (Inoceramen) häufig (Richter 1984). In der Klamm werden die Twirren-Schichten etwa 3 m mächtig und grenzen mit scharfem Kontakt an den überlagernden Seewerkalk. Direkt am Kontakt sind eckige, dunkle Bruchstücke der Twirren-Schichten in einer hellen, glaukonitreichen Kalkmatrix eingebettet. Die phosphoritreichen Sandsteine der Twirren-Schichten sind folglich vor und während der Ablagerung des basalen Seewerkalkes aufgearbeitet worden.



Abb. 8: Horizont mit Phosphoritknollen aus der Garschella-Formation, wie sie in den Twirrenschichten, gelegentlich auch im Brisi-Sandstein vorkommen. Aufschluss an der Straße zwischen Tiefenbach und Oberstdorf.

Gute Aufschlüsse in Twirren-Schichten finden sich entlang des Klammweges, dort, wo er am Südflügel des Sesselalp-Gewölbes oder am Nordflügel des Engenkopf-Gewölbes entlangführt. Am Südflügel des Engenkopf-Gewölbes ist am orographisch rechten Flussufer der Kontakt Seewerkalk/Twirren-Schichten sichtbar. Ausgezeichnete Aufschlüsse in Twirren-Schichten und ihrem Kontakt zum Seewerkalk finden sich auch am SW-Ende der Felsböschung an der Straße von Tiefenbach nach Oberstdorf direkt an der Breitach, wo sie den Südflügel des Geißberg-Gewölbes am SE-Fuße des Burgbichls durchschneidet.

4.4 Seewerkalk

Auf den Sandsteinen der Garschella-Formation lagerten sich ursprünglich weiche, äußerst feinkörnige Kalkschlämme ab, aus denen der feste, hellgraue bis grünlichweiße, feinkörnige Seewerkalk hervorgegangen ist, der im Gegensatz zu den körnigen „Kalkareniten“ des Schrattenkalkes als „Kalklutit“ (Schlammkalk) bezeichnet wird. Dünne, oft grünlich gefärbte Tonhäutchen (<1 mm) auf buckeligen, welligen Schichtflächen sind für seine typische knollig-flasrige Schichtung verantwortlich (Abb. 9). Die grünliche Färbung zeugt von feinverteiltem Glaukonit, welcher sich an Schichtflächen durch Auflösung des Kalksteins (Drucklösung) angereichert hat. Am Südausgang der Klamm verdicken sich die Tonhäutchen sogar zu hellgrünlich gefärbten Mergeleinschaltungen im Zentimeterbereich. Das aus dem verwitterten Glaukonit stammende Eisen ist oxidiert und färbt das Gestein stellenweise leicht rostig an. Ständig wech-



Abb. 9: Für den Seewerkalk typische knollig-flaserige Schichtung. Aufschluss an der Straße zwischen Tiefenbach und Oberstdorf.

selnde Bankdicken geben diesem deutlich geschichteten Kalkstein eine unverwechselbare knollig-flasrige Struktur. Der jüngere Teil des in der Breitachklamm aufgeschlossenen Seewerkalkes hat Bankmächtigkeiten von nur 1 bis 3 cm, der ältere Teil 3 bis 7 cm. Immer wieder sind im Seewerkalk zentimetergroße Aggregate aus messingfarbenen, oft würfeligen Pyritkristallen zu finden, die hier im ursprünglich noch weichen Kalkschlamm gewachsen waren.
Im Seewerkalk sind massenhaft winzige, gekammerte Kalkgehäuse von Einzellern zu finden, die größtenteils von „planktonischen" Foraminiferen stammen (Schwerd et al.1983), also Formen, die ursprünglich im Wasser schwebend nahe der Meeresoberfläche gelebt haben. Den größten Anteil besitzen intakte Gehäuse und Bruchstücke von *Globotruncana* sp., die zwischen 0,1 und 0,5 mm groß werden können. Größere intakte Schalen dieser Einzeller sind mit einer Lupe auf frischen Bruchflächen des Gesteins als dunkle Punkte erkennbar. Ursprünglich am Meeresboden lebende „benthonische" Foraminiferen sind im Seewerkalk selten vertreten. Neben Foraminiferen enthält der Seewerkalk Schalenreste von winzigen Muschelkrebschen (Ostrakoden), Bruchstücke von teilweise sehr großen, konzentrisch gewellten Muschelschalen (Inoceramen), Belemniten-Rostren, Schalen von Brachiopoden, Reste von Stachelhäutern wie Seeigeln (Irregularia), Seesternen sowie gelegentlich sogar Zähne von Rochen und Haien. Genaueres zum Fossilinhalt des Seewerkalkes ist Schwerd et al. (1983), Föllmi (1986) oder Scholz (2016) zu entnehmen. Eine Auswahl schöner Fossilien aus dem Seewerkalk ist in der Geologie-Hütte im Knappendorf bei Burgberg am Grünten ausgestellt.
Der feinkörnige Seewerkalk ist durch Verfestigung aus einem ursprünglich weichen Foraminiferenschlamm hervorgegangen, wie er heute noch am Grunde des Mittelmeeres ab einer Wassertiefe von ca. 250 m in Form des sog. Globigerinenschlammes verbreitet ist. Auch bei der Bildung des Seewerkalkes während der Oberkreide, im Turon und Coniac, also im Zeitraum zwischen rund 90 und 87 Millionen Jahren, ist im Kreidemeer mit Wassertiefen von mehreren hundert Metern zu rechnen.
Gute Aufschlüsse im Seewerkalk sind an den Steilhängen der Breitachklamm zu finden, vor allem im N des Klammprofils, wo die ursprünglich darüber liegenden Amdener Schichten erodiert sind. Der Seewerkalk kann nach Richter (1984) im Allgäuer Helvetikum zwar mehrere Dekameter mächtig werden, was aber im Bereich der Breitachklamm bei weitem nicht erreicht wird. Während er am Nordflügel des Sesselalp-Gewölbes immerhin etwa 8 m mächtig wird, sind es im Bereich des Engenkopf-Gewölbes nur mehr 6 m.

4.5 Amdener Schichten bzw. Leistmergel

Der hell gefärbte und feste Seewerkalk wird mit scharfer Grenze von hell- bis braungrauen, stellenweise grünlichen, weichen Mergeln überlagert, den Amdener Schichten, die man früher auch als Leistmergel bezeichnet hat. Ihre stängelig bis plattig zerfallenden Mergel weisen auf vielen Schicht- und Kluftflächen bräunliche oder rötliche Eisenhydroxid-Belägen auf, die man „Kluftbestege" nennt (Abb. 10). Die tonig-schluffigen Gesteine der leicht verwittenden und rutschanfälligen Schichtfolge variieren in ihren Kalk- und Tonanteilen. Daneben enthalten sie unterschiedliche Mengen von Quarzkörnern im Schluff- bis Feinsandbereich sowie Muskovitschüppchen. Bei



Abb. 10:
Die schiefrig, stängelig zerfallenden, mergeligen Amdener Schichten am südlichen Klammausgang.

höheren Kalkgehalten scheinen diese Mergel eher dünnplattig ausgebildet zu sein. Dünnplattige Amdener Schichten sind am Bachufer nördlich des Schanzecks aufgeschlossen. In der Umgebung von Störungen, etwa an den Abschiebungen am Südflügel des Engenkopf-Gewölbes, können die Amdener Schichten auch schiefrig und dünnblättrig ausgebildet sein. Die makrofossilarmen Amdener Schichten erhalten v. a. Mikrofossilien, etwa Schalen von Muschelkrebschen (Ostrakoden), Gehäuse von Einzellern wie Radiolarien, planktonischen und benthonischen Foraminiferen sowie submikroskopisch winzige Reste einzelliger, planktonischer Algen (Coccolithen), die man wegen ihrer Winzigkeit als Nanoplankton bezeichnet. Sehr selten treten nach Hagn (1981) auch Schalen von Muscheln (Inoceramen) und Schnecken, Skelettreste von Stachelhäutern sowie Belemniten-Rostren auf.
Die mergeligen Amdener Schichten sind letztlich aus kalkig-tonigen Meeresschlämmen hervorgegangen; während ihrer Bildung dürfte die Wassertiefe wie beim Seewerkalk bei mehreren hundert Metern gelegen haben. Sie entstanden während der höheren Oberkreide, im Santon und Untercampan, also im Zeitraum vor rund 87 bis 75 Millionen Jahren. Die Amdener Schichten können Mächtigkeiten bis zu 250 m erreichen (Richter 1984), sind jedoch im Bereich der Klamm stark erodiert, kaum aufgeschlossen, fast immer von Vegetation bedeckt und meist nur daran zu erkennen, dass ihre Oberflächen sumpfige Wiesen und rutschende Hänge tragen. Die Amdener Schichten stehen am Nordflügel des Sesselalp-Gewölbes und am Südflügel des Engenkopf-Gewölbes an. Befriedigende Aufschlüsse finden sich hier aber nur im Bett der Breitach, sowie in wenigen tief eingeschnittenen Bachläufen.

5. Quartäre Lockersedimente in der Breitachklamm

Im Vergleich zu den oben beschriebenen, größtenteils mehr als 100 Millionen Jahre alten helvetischen Festgesteinen sind die Ablagerungen des Quartärs, die in der Breitachklamm angeschnitten sind, sehr jung und bestenfalls einige tausend bis hin zu wenigen zehntausend Jahren alt. Es lassen sich dabei Ablagerungen, die in der Klamm heute noch entstehen bzw. hier in den letzten Jahrtausenden entstanden sind, von solchen unterscheiden, die unter den heutigen Klimabedingungen nicht mehr entstehen.

5.1 Nacheiszeitliche Ablagerungen

Im Bett der Breitach werden ständig Kies und Blockwerk umgelagert, welche vom Fluss von S her mitgebracht bzw. durch einmündende Bäche oder über Steinschlag, Felsstürze und Lawinen seitlich zugeführt werden. Durch Steinschlag und andere Hangbewegungen entstehen am Fuße der Schluchtwände stellenweise Schutthalden. Für Steinschlag und Felsstürze sind vor allem Partien der Schluchtwände anfällig, in denen der Schrattenkalk durch Störungen stark aufgelockert und klüftig ist oder wo seine Standfestigkeit durch Mergeleinschaltungen herabgesetzt ist. Durch Störungen stark in Mitleidenschaft gezogene und aufgelockerte Partien der Schrattenkalkwände sind beispielsweise im Kern des Engenkopf-Gewölbes zu beobachten. Durch Mergeleinschaltungen im Schrattenkalk bedingte Hanginstabilitäten sind z. B. südlich der Hütte am Meldepunkt 4 im Nordflügel des Engenkopf-Gewölbes zu beobachten. Auch oberhalb des Weges zwischen Gumpenbrücke und Wasserfall führen Mergeleinschaltungen im Schrattenkalk zu Hangbewegungen. Unterhalb von solchen Stellen werden Teile der anstehenden Festgesteine durch Hangschutt verhüllt. Im Hachenloch sind die im Untergrund anstehenden, rutschanfälligen Amdener Schichten durch Fließerden verdeckt, die eckige Kalkblöcke enthalten. Gelegentlich brechen Abschnitte der Schluchtwände in sich zusammen und es ereignen sich größere Felsstürze. Das passiert besonders an Stellen, an denen mehrere wandparallel verlaufende Störungen vorhanden sind, zudem die den Störungsflächen folgenden Klammwände leicht überhängen. Hier lösen sich mitunter Felspartien zwischen zwei Störungsflächen ab und stürzen in die Klamm.
Durch ein derartiges Ereignis haben sich am 23. September 1995 ca. 50 000 m³ Fels aus der westlichen Schluchtwand gelöst, sind in den Fluss gestürzt und haben hier die Breitach aufgestaut. Der Stausee ist dann am 23. März 1996 durchgebrochen, und die Flutwelle hat Teile des Klammweges zerstört. Von ähnlichen Felsstürzen in der Vergangenheit zeugen auch die riesigen Felsblöcke, die immer wieder im Flussbett liegen oder zwischen Himmel und Erde schwebend in der Klamm hängen geblieben sind.

5.2 Eiszeitliche Geschiebemergel

In der Breitachklamm sind neben Bachschottern, Hangschutt und Sturzblöcken, die alle aus der Nacheiszeit (Postglazial) stammen, auch Ablagerungen sichtbar, die während und sogar schon vor der letzten Eiszeit (Würmglazial) entstanden sein dürften. Am Weg vom Zwingsteg zur Dornachalpe sind an der Wegböschung mehrfach feste Geschiebemergel aufgeschlossen. Dabei handelt es sich um rundliche, angerundete oder eckige Gesteinsbrocken unterschiedlicher Größe, Zusammensetzung und Herkunft, die in eine hellgraue, sandig-tonige Grundmasse eingebettet sind. Neben Schrattenkalk-, Grünsandstein- und Seewerkalkgeröllen treten unterschiedliche kalkalpine Dolomit- und Kalk-

steine sowie rote Hornsteine und Flyschsandsteine (Reiselsberger Sandstein) als Gerölle auf. Viele der größeren Kalk- und Dolomitkomponenten zeigen auf geglätteten Oberflächen deutliche Kratzspuren, wie sie auch heute noch beim Transport des Gesteinsschutts im Gletschereis entstehen. Sie werden als „gekritzte Geschiebe" bezeichnet und sind Bestandteile von Geschiebemergeln (Abb. 11), die hier viele Meter Mächtigkeit erreichen. Sie sind vom Breitachgletscher während der letzten Eiszeit zurückgelassen worden. Der Geschiebemergel ist ziemlich fest, da er an der Gletscherbasis ausgeschmolzen, vom darüber lastenden Gletschereis entwässert und hoch verdichtet (überkonsolidiert) worden ist. Das Material wird deshalb auch als „Grundmoräne" oder „lodgement till" bezeichnet. Während des Eishöchststandes der letzten Eiszeit, vor ca. 24 000 Jahren (Keller & Krayss 2005, Ivy-Ochs 2015) dürfte die Gletscheroberfläche im Gebiet des Breitachtals nach Völk (2001) bei mindestens 1425 bis 1480 m, nach Bini et al. (2011) sogar zwischen 1550 und 1600 m Höhe gelegen haben, was an dieser Stelle einer Eismächtigkeit von 500 bis 600 m entspricht. Noch an der Wende Hochglazial/Spätglazial war das Gebiet der Breitachklamm vom Eis des Breitachgletschers bedeckt, der hier wohl erst vor 16 000 bis 17 000 Jahren abgeschmolzen ist, denn Völk (2001) und Scheid (2001) ordnen unmittelbar südlich und etwas oberhalb der Klamm liegende Moränen des sog. Fuchsloch-Standes dem spätglazialen Steinach-Stadium zu, das nach Keller & Krayss (2005) ein Alter von ca. 16 000 Jahre vor heute hat. Folglich dürfte der überkonsolidierte Geschiebemergel älter sein und lässt sich vielleicht mit im Kleinwalsertal deutlich höher liegenden Moränen des Klausenwald-Standes in Verbindung bringen, die Völk (2001) und Scheid (2001) dem Bühl-Stadium zurechnen. Dem Bühl-Stadium zugeordnete Moränenwälle müssten nahe der Grenze Hochglazial/Spätglazial entstanden sein und nach Keller & Krayss (2005) damit ein Mindestalter von ca. 17 000 Jahre vor heute besitzen. Vielleicht sind die Geschiebemergel aber auch noch deutlich älter. Da sie am Weg vom Zwingsteg zur Dornachalpe unterhalb der Schluchtschulter aufgeschlossen sind, muss das Schluchttal schon vor dem Eisvorstoß zu Beginn des Hochwürmglazials angelegt und zumindest schon etwa 40 m eingetieft gewesen sein, bevor das Gebiet vom Breitachgletscher überfahren wurde.



Abb. 11:
Gerundeter und gekritzter Block aus Reiselsberger Sandstein, der aus den Geschiebemergeln im Hachenloch stammt.

5.3 Eiszeitliche Vorstoßschotter

Auf einem deutlichen Absatz oberhalb der Klamm im Bereich des Sattelkerns des Engenkopf-Gewölbes haben sich grobkörnige, geschichtete Kiese mit korngestütztem Gefüge erhalten (Abb. 12 oben). Dieses Lockergestein ist relativ schlecht sortiert und enthält Grobkieslagen mit teilweise gut gerundeten Komponenten (Abb. 12 unten). Neben Kieshorizonten kommen auch extrem grobkörnige Lagen vor, die gerundete Steine und Blöcke enthalten. Die Zwickel zwischen den Geröllen enthalten eine sandig-schluffige Matrix. Aus der deutlichen Einregelung der Gerölle (Dachziegellagerung, sog. Imbrikation (Abb. 12 unten) lässt sich auf einen Materialtransport in nördliche Richtung schließen – in Fließrichtung der heutigen Breitach. Diese Ablagerungen

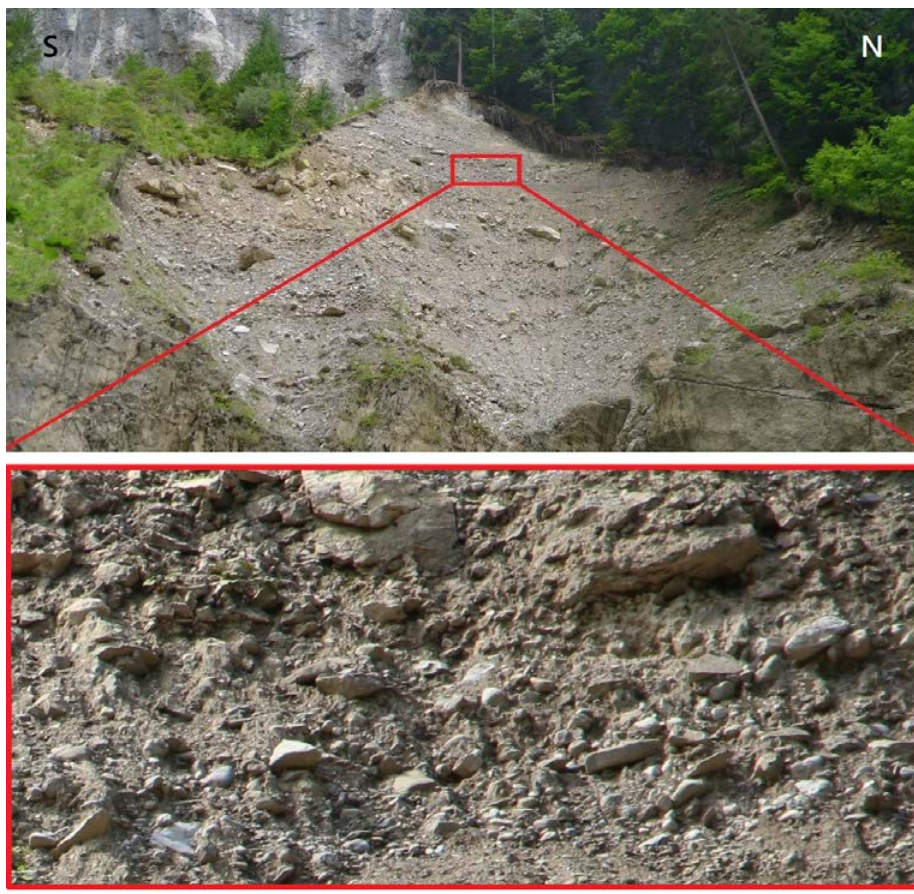


Abb. 12, oben*:* Ein Anschnitt der ca. 20 m mächtigen quartären Ablagerungen auf der Geländestufe im Sattelkern, die durch eine Rutschung freigelegt worden ist. Die Ablagerungen sind durch deutliche Korngrößenwechsel geschichtet.

Abb. 12, unten: Detail aus 12, oben. Die Nahaufnahme der Schotter zeigt eine Dachziegellagerung, die den Transport des Materials von S nach N (links nach rechts) anzeigt.

werden von Völk et al. (2004) als eiszeitliche Schmelzwasserkiese angesehen. Da diese Schotter nach Völk et al. (2004) stellenweise von Geschiebemergeln bedeckt sind, muss es sich dabei um Kiese handeln, die vom Gletschereis überfahren worden sind und deshalb älter als der letzte Eisvorstoß sein müssen. Von Völk et al. (2004) werden sie deshalb als hochwürmglaziale Vorstoßschotter interpretiert, die während des Eisaufbaus unmittelbar vor dem nach N vorstoßenden Breitachgletscher in einen damals schon existierenden Vorläufer der Breitachklamm geschüttet worden sind (vgl. Abschnitt 6.1). Damit sollten sie älter als das letzte Hochglazial sein und damit ganz sicher älter als rund 24 000 Jahre.
Leider liegen die Aufschlüsse in diesen Vorstoßschottern auf der unzugänglichen Westseite der Schlucht und sind vom Klammweg aus nur mit einem Feldstecher erkennbar. Man könnte sie nur aus der Nähe betrachten, wenn man sich an einer direkt über dem Absatz gelegenen Felswand – der erhaltenen Klammwand dieses älteren Tales – abseilen würde.

6. Talgeschichte der Breitach

6.1 „Altklamm“ und „Jungklamm“

Während man früher von einer einheitlichen Entstehung der Breitachklamm ausgegangen war (Richter 1984), erkannten Völk et al. (2004), dass es im Gebiet der Breitachklamm einen älteren Schluchtvorläufer gibt. Wie oben schon dargestellt, sind auf einem Absatz an der westlichen Klammwand, im Sattelkern des Engenkopf-Gewölbes sowie im Gebiet westlich des Zwingsteges, Hinweise auf einen Talvorläufer der modernen Breitachklamm zu finden. In dieser von Völk et al. (2004) als „Altklamm“ bezeichneten Rinnenstruktur haben sich auf einer Länge von ca. 200 m senkrecht abfallende Schluchtwände erhalten, die ähnlich steil sind wie die der von Völk et al. (2004) als „Jungklamm“ bezeichneten heutigen Breitachklamm. Sie ist aber nur max. 40 m in die Landschaft eingetieft, also bei weitem nicht so tief wie die moderne Klamm. Die senkrechten Schluchtwände der „Altklamm“ enthalten im Gegensatz zur „Jungklamm“ keine durch Wasserstrudel ausgewaschenen, glattwandigen Kolke, sondern lediglich Anschnitte von Karsthohlräumen. Die Wände sind stärker verwittert und wohl älter als die Wände der „Jungklamm“. Diese alte Rinnenstruktur folgt im Südteil der Klammstrecke mehr oder weniger dem heutigen Breitachlauf und ist als deutlicher Absatz in der westlichen Wand oberhalb der „Jungklamm“ zu erkennen. Diesem Absatz lagern eiszeitliche Schmelzwasserschotter auf (vgl. Abschnitt 5.3). Ab dem Zwingsteg verläuft die Talachse der „Altklamm“ aber etwa 100 m weiter im W. Ein Riedel aus Brisi-Sandstein trennt hier „Alt-“ und „Jungklamm“ voneinander (Abb. 13). Während der letzten Eiszeit wurde die „Altklamm“ offenbar komplett mit Lockersedimenten aufgefüllt. Nach oder beim Rückschmelzen des Breitachgletschers hat der Fluss dieses alte Tal teilweise wieder benutzt, seine Füllung ausgeräumt und sich tief in den ehemaligen Rinnenboden eingesägt. Vom Zwingsteg ab nach N hat sich die Breitach aber ein neues Tal gesucht und am Nordschenkel des Engenkopf-Gewölbes eine Rinne geschaffen, die hier einem Bündel von Querstörungen folgt und tief in die Glaukonitsandsteine der Garschella-Formation und den unterlagernden Schrattenkalk eingeschnitten ist. Der Wanderweg vom Zwingsteg zur Dornachalpe überwindet die Westflanke dieses alten Taleinschnitts in Serpentinen. Am Wanderweg selbst und auf den Hängen nördlich da-

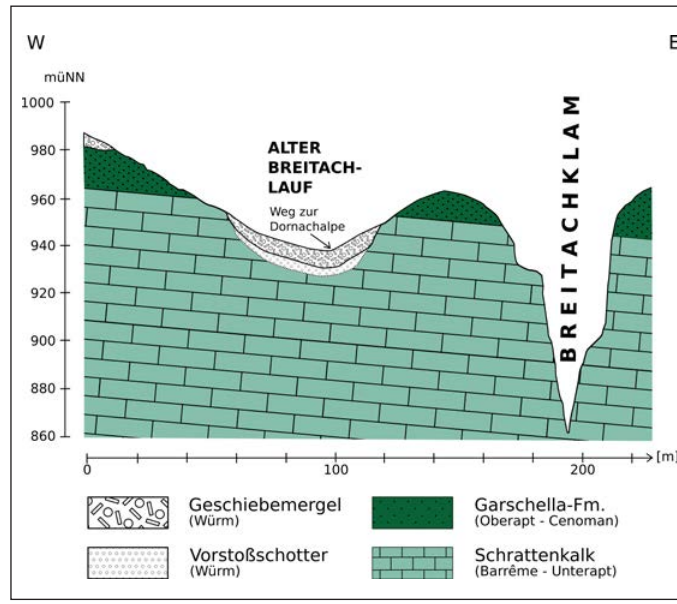


Abb. 13: Geologischer W-E-Schnitt durch Altklamm (links) und Jungklamm (rechts) nördlich des Zwingstegs. Die Altklamm ist teilweise durch quartäre Ablagerungen ausgefüllt.

von ist die ursprüngliche Füllung aus quartären Geschiebemergeln erhalten geblieben. Hier hat sich auch noch die steile, aus Glaukonitsandstein aufgebaute Ostflanke der „Altklamm“ in einem Felsriedel zwischen „Alt-“ und „Jungklamm“ erhalten.

6.2 Ein alter Breitachlauf zwischen „Altklamm“ und Hirschsprung?

Die heutige Breitach weist im Bereich der Breitachklamm ein extrem hohes Gefälle auf und überwindet, auf einer Entfernung von nur 2 km, einen Höhenunterschied von fast 100 m! Die „Altklamm“ scheint hingegen ein deutlich geringeres Gefälle zu besitzen. Auf eine Entfernung von etwa 500 m lässt sich hier eine Höhendifferenz des Talbodens von nur 5 bis max. 10 m abschätzen. Auf die gesamte 2 km lange Schluchtstrecke umgerechnet ergibt sich daraus ein Höhenunterschied von nur 20 bis 40 m. Warum hat die moderne Breitach im Vergleich zu ihrem älteren Vorläufer ihr Gefälle derart drastisch erhöht? Hierfür könnte eine Änderung ihres Talverlaufes nördlich der Breitachklamm verantwortlich sein.

Das heutige Breitachtal beschreibt unterhalb der Klammstrecke und einer nördlich davon gelegenen Talerweiterung einen weiten Bogen, verwendet dann bei Bachtel südlich von Tiefenbach ein schluchtartig eingeschnittenes Tal an der Südostflanke des Burgbichels und erreicht das Illertal schon 2 km nördlich von Oberstdorf. Nördlich der Klamm folgt das Breitachtal dem Südostrand des Helvetikum-Halbfensters und ist hier v. a. in weiche, leicht erodierbare, tonig-mergelige Schichtfolgen eingeschnitten, die der höchsten helvetischen Oberkreide, dem Ultrahelvetikum, dem Feuerstätter Flysch sowie dem Rhenodanubischen Flysch angehören. Nördlich von Tiefenbach gibt es eine breite, vom Breitachtal nach N abzweigende Talfurche, die Burgbichl und Ochsenberg auf der Ostseite von Geisberg, Falkenberg und Schwarzenberg auf der

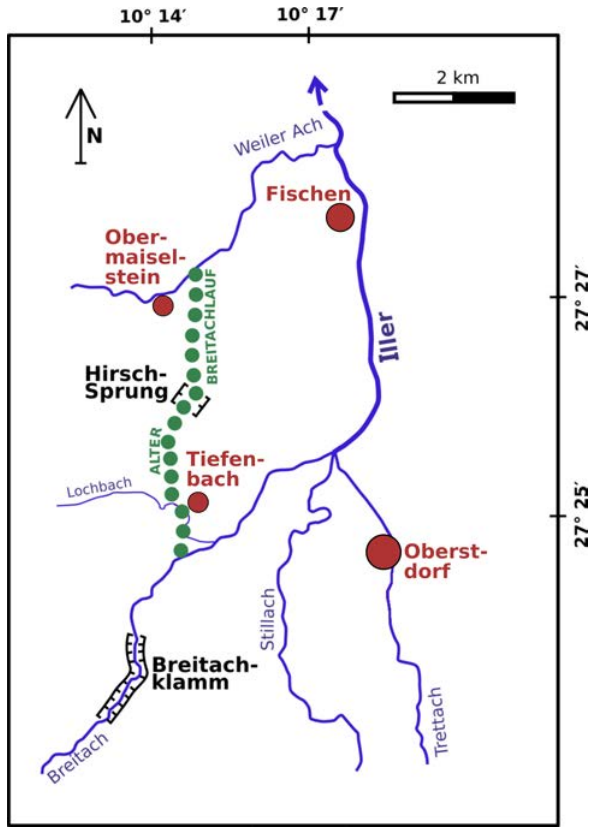


Abb. 14:
Vermutlich führte der alte Breitachlauf durch die Talfurche der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke, den klammartigen Einschnitt des Hirschsprungs, das Tal der Weiler Ach und mündete nördlich von Fischen in die Iller.

Westseite trennt (Abb. 14). Von Völk et al. (2004) wird diese Talfurche Lochwiesen-Hirschsprung-Senke genannt. Auch sie folgt – wie die Breitachklamm – einem Bündel von NNE-SSW-orientierten, linkssinnigen Blattverschiebungen. Im N endet diese Talung mit der klammartig eingeschnittenen, aber heute trockenen Engstelle am Hirschsprung. Diese weite Talung wird heute nur von den kleinen Bächen Lochbach, Falkenbach und Mühlbach benutzt, die sicherlich nicht für die Entstehung dieser weiten Talfurche und den klammartigen Einschnitt des Hirschsprungs verantwortlich gemacht werden können. Man kann zudem an mehreren Stellen erkennen, dass diese Senke mit allen möglichen eiszeitlichen Ablagerungen aufgefüllt ist, mit Moränen, Kiesen und Seeablagerungen, die größtenteils beim Zurückschmelzen des Gletschereises am Ende der letzten Eiszeit entstanden sein dürften (Völk et al. 2004). Einige der hier vorhandenen eiszeitlichen Bildungen, v. a. stark verfestigt Konglomerate, dürften auch älter sein, da sie von Geschiebemergeln bedeckt sind. Das ursprüngliche Felsbett dieser mit Sedimenten aufgefüllten Talung liegt also deutlich tiefer als ihre heutige Oberfläche.
Es wäre durchaus denkbar, dass ein Vorläufer der Breitach, vielleicht der gleiche, der auch für die Entstehung der „Altklamm“ verantwortlich gewesen ist, vor der letzten

Eiszeit ab Tiefenbach dieser Lochwiesen-Hirschsprung-Senke in nördlicher Richtung gefolgt ist, den Südschenkel des Schwarzenberg-Gewölbes am Hirschsprung in einer Klamm durchschnitten und ab Obermaiselstein das Tal der Schönberger Ach (Weiler Ach) benutzt hat, bevor er nördlich von Fischen die Iller erreichte (Abb. 14). Ein derartiger mit etwa 10 km bedeutend längerer Breitachlauf hätte natürlich ein wesentlich geringeres Gefälle und damit auch eine deutlich geringere Erosionskraft besessen als der heutige. Vielleicht ist es einem irgendwo in der Nähe von Bachtel entspringenden Bach gelungen, sich in die damals noch deutlich höher liegende Landschaft westlich des Illertales einzuschneiden, die Breitach anzuzapfen und ihr dadurch einen wesentlich kürzeren Weg ins Illertal zu ermöglichen. Damit wäre ihr Lauf um etwa 6 km verkürzt worden. Dies könnte vielleicht schon kurz vor dem Höhepunkt der letzten Eiszeit passiert sein. Erst ab dieser Zeit könnte die Eintiefung der modernen Breitachklamm („Jungklamm“) mit ihrem hohen Gefälle möglich gewesen sein. Es gibt zwar durchaus einige Hinweise auf eine solche Möglichkeit; ob es aber tatsächlich so war, ist vorerst nicht zwingend beweisbar.

7. Die Profilaufnahme in der Breitachklamm (siehe S. 126)

Die Profilaufnahme erfolgte im Frühjahr und Sommer des Jahres 2018 im Rahmen einer am Institut für Geologie der Universität München (LMU) von Dr. D. Frieling (LMU) angesetzten Bachelor-Arbeit (Thurner 2018). Die Arbeit wurde im Gelände von Dr. D. Frieling (LMU) gemeinsam mit Prof. Dr. H. Scholz (früher TUM) betreut. Das von L. Thurner aufgenommene geologische Detailprofil folgt dem Verlauf der Breitachklamm auf einer Länge von knapp 2 km. Wie eingangs schon geschildert wurde, liegt das Nordende des Klammprofils dort, wo der vom Besucherparkplatz südlich von Tiefenbach her kommende Klammweg die Breitach erreicht (R: 35.93019, H: 52.52097), in einer Höhe von 827 m ü. NN. Sein Südende liegt etwa 200 m südlich der Brücke zur Walserschanz (R: 35.92581, H: 52.50610), in einer Höhe von 913 m ü. NN. Ergänzend zu den Geländebefunden wurde für die Auswertung, neben den im Literaturverzeichnis zitierten Publikationen und den oben schon erwähnten geomorphologischen bzw. geologischen Karten in unterschiedlichen Maßstäben (Zacher 1972, 1990 und Scheid 2001), auch eine vor einigen Jahren an der TUM gleichfalls in der Breitachklamm angefertigte Bachelor-Arbeit (Vergin 2013) verwendet. Außerdem standen nicht veröffentlichte Ergebnisse von mehreren geologischen Kartierungsübungen der TU München zur Verfügung, die westlich und nördlich der Klamm in den Jahren 2005 bis 2013 von H. Scholz durchgeführt und betreut worden waren.

7.1 Aufnahmemethoden und Profildarstellung

Als Grundlage für die Profilaufnahme diente eine von L. Thurner eigens erstellte Höhenlinienkarte im Maßstab 1 : 5000, welche auf einem digitalen Geländemodell mit einer Auflösung von 1 m basiert. Die Daten für dieses digitale Geländemodell wurden freundlicherweise vom Bayerischen Landesamt für Digitalisierung, Breitband und Vermessung kostenlos zur Verfügung gestellt. Aus dieser Höhenlinienkarte wurde ein Profil angefertigt, das dem Verlauf der Klamm und damit auch dem Klammweg folgt. Abgebildet wurde die orographisch linke Felswand entlang der Breitach als vertikale Fläche. Auf dieser Fläche, die meist mehr oder weniger senkrecht zum Streichen der

angeschnittenen Schichten verläuft, wurden alle relevanten geologischen Daten projiziert. Auf diese Weise ließ sich im Profil überall das reale Einfallen abbilden, nicht immer aber auch die tatsächliche Mächtigkeit.
Die Breitachklamm wurde im Gelände in Längsrichtung durch Schrittmaß vermessen und die Anzahl der Schritte dann in Meter umgerechnet. Die ermittelten Werte mussten nur in wenigen Fällen mit GPS-Daten korrigiert werden. Die Ermittlung der Höhenlage der Breitach innerhalb des zentralen Klammeinschnittes erfolgte mithilfe von Maßband und Schnurlot, während die Höhenlage des Flussbettes nördlich und südlich der Klamm digital, mit Hilfe des DGMs ausgelesen werden konnte. Die Höhenlage des Weges und der Brücken wurde im Gelände mit einem GPS-Gerät (Garmin eTrex 30x) mittels eingebautem Luftdrucksensor bestimmt.
Streichen und Fallen der geologischen Einheiten sowie Störungen wurden mit einem Geologenkompass nach Clar eingemessen und sind konsequent als „Clar-Werte“ angegeben (Fallrichtung/Fallwert in Grad). Abhängig von der Qualität der Schicht- und Störungsflächen wurden jeweils mehrere Clar-Werte gemessen und daraus ein Mittel gebildet.
Die Oberkante des Profils, die dem Gefälleknick an der Klammschulter folgt, wurde in erster Linie anhand der aus dem Digitalen Geländemodell erstellten Höhenlinienkarte ermittelt. Da das Profil die im Gelände erkennbaren Verhältnisse möglichst genau abbilden sollte, wurde die Profillinie entlang der steil abfallenden Felswände gezogen. Die Ermittlung der Entfernungen und Höhenlagen erfolgte über das Geoinformationssystem QGIS.
Die Profilaufnahme erfolgte im Gelände im Maßstab 1:1000. Der Scan des Profils wurde anschließend im Vektorprogramm „Inkscape“ nachgezeichnet und eingefärbt. Die Farben der geologischen Einheiten orientieren sich größtenteils an der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50 000, Blatt Nr. 113 Mittelberg (Zacher 1990). Als größte Schwierigkeit bei der Profildarstellung erwies sich die Abgleichung des realen Schichteinfallens mit der Streichrichtung des Profils, da der Flusslauf nicht immer völlig geradlinig der Fallrichtung folgt. Da die Entfernungen entlang des Klammweges gemessen wurden, welcher nahezu flussparallel verläuft, sind die Schichten in den Bereichen, in denen die Klamm stärker von der Fallrichtung abweicht, etwas zu mächtig dargestellt. Diese Darstellung wurde gewählt, damit der Betrachter die Entfernungen zwischen den Schichtkontakten und Störungen im Profil exakt abgreifen kann. Die meisten der zahlreichen, an den Schluchtwänden deutlich erkennbaren, vielfach gestriemten Störungsflächen sind im Profil leider nicht darstellbar, da sie häufig N-S oder NE-SW streichen und somit der Profillinie folgen.

7.2 Profilbeschreibung

Die Breitach durchschneidet die Schichtfolge in Form einer tief eingeschnittenen Klamm mehr oder weniger senkrecht zum Streichen der Schichten und legt somit ein natürliches Profil frei. Im südlichen Teil der Breitachklamm ist dabei ein vollständiger Schnitt durch das Engenkopf-Gewölbe aufgeschlossen. Süd- und Nordflügel des Sattels kulminieren in einer knickhaften Scheitellage am tiefsten Einschnitt des Flusses etwa 100 m südlich der Kasse 2. Im Nordteil der Klamm ist das kleinere Sesselalp-Gewölbe angeschnitten, dessen Südflügel durch eine grabenartig eingesunkene tektonische Struktur im Hachenloch abgeschnitten ist.

7.2.1 Sedimentgesteine im Klammprofil

Im Folgenden wird das Breitachprofil von N nach S beschrieben, so wie es ein Besucher erlebt, der vom Parkplatz aus flussaufwärts wandert. Die einzelnen Gesteine werden unten nicht näher beschrieben. Informationen zu deren Aussehen, Aufbau, Besonderheiten, Alter und Entstehung etc. sind in den Abschnitten 4.1 bis 4.5 zu finden. Alle geographischen oder topographischen Angaben beziehen sich auf die im Profil vermerkten Orientierungspunkte.

Folgt man vom Parkplatz südlich der Starzlachbrücke und vom Eingang zur Breitachklamm herkommend dem Klammweg flussaufwärts, durchschreitet man zunächst eine auf einer ebenen Talaue liegende Kuhweide. Im Untergrund sind hier Amdener Schichten verborgen, die von jungen Flussablagerungen überdeckt sind. An einem markanten Kalkstein- Findling (nördlicher Startpunkt des Profils) beginnt das Gelände anzusteigen und sich dem Einfallen vom Nordflügel des **Sesselalp-Gewölbes** anzugleichen. Die von Wald bedeckten Amdener Schichten liegen hier dem festeren **Seewerkalk** auf. Dieser helle, flasrige Kalkstein ist hier besonders gut aufgeschlossen. Die Amdener Schichten sind größtenteils abgetragen und ihre Auflagerungsfläche auf dem hier ca. 8 m mächtigen Seewerkalk ist freigelegt. Der scharfe Kontakt zwischen beiden Gesteinen wird am Weg von einem abgerutschten, flach liegenden Seewerkalkblock markiert. Unter dem 14 m breit ausstreichenden Seewerkalk kommen die 3 m mächtigen **Twirren-Schichten** der Garschella-Formation heraus, welche sich in erster Linie durch den Farbwechsel von hellgrau zu dunkel-rostbraun sowie die intensive Klüftung abheben. Das Liegende bildet der hellere **Brisi-Sandstein**, der entlang des Weges auf einer Länge von etwa 46 m ausstreicht. Die deutlich bankrechte Klüftung zeigt sich vor allem in einer Engstelle am Nordeingang zur Klamm. Eine am Weg herausragende Kalksteinbank markiert den moosbewachsenen Kontakt zwischen Garschella-Formation und **Schrattenkalk**. In eine Schichtfläche sind links über dem nördlichen Tunneleingang für den Schrattenkalk typische Rinnenkarren eingetieft (Abb. 6). Am südlichen Tunnelausgang wird der gut gebankte Kalkstein durch eine etwa 1 m mächtige Mergellage unterbrochen, welche auch auf der gegenüberliegenden Flussseite auf gleicher Höhe ausstreicht. Bei einigem Suchen lassen sich hier auf Schichtunterseiten große, verzweigte Grabspuren von *Calianassa* sp. finden.

Das Sesselalp-Gewölbe ist 40 m südlich des Tunnelausgangs durch eine Störung abgeschnitten. Die nördliche Abschiebung einer kleinen Grabenstruktur („Hachenloch-Graben“) wird hier durch eine markante Schrattenkalk-Steilwand nachgezeichnet, deren Fuß an ein flaches Hangschuttfeld grenzt. Das etwa 90 m breite Hachenloch wird durch einen sumpfigen Wald- und Wiesenhang markiert, im Untergrund stehen von Fließerden bedeckte **Amdener Schichten** an, ohne dass davon etwas aufgeschlossen wäre. Nur ein etwa 2 m breiter Rutschblock dieses Gesteins ist hier zu finden. Die südliche Abschiebung des „Hachenloch-Grabens“ folgt einem kleinen Bachbett am Südrand des Hachenlochs.

Südlich dieses Bachbettes steht der mit Moos bewachsene, flasrige **Seewerkalk** an, welcher schon zum konsequent nach Nord einfallenden Nordflügel des **Engenkopf-Gewölbes** gehört. Darunter kommen ca. 2 m mächtige, dunkle **Twirren-Schichten** heraus, die wiederum von 48 m mächtigem, heller gefärbten Brisi-Sandstein unterlagert werden. Der darunter ausstreichende **Schrattenkalk** ist hier feinarenitisch und massig

ausgebildet. Nach einer markanten Engstelle weitet sich das Tal nach Süden zu. Grund hierfür sind Mergeleinschaltungen im Schrattenkalk (Abb. 5). Auffällig ist, dass die Mergel, wie im Sesselalp-Gewölbe im Liegenden, in einer massigeren und festeren Schrattenkalkpartie auftreten, welche eine deutliche Engstelle in der Schlucht bedingt. Die Mergel sind dabei stark zurückgewittert, sodass die Kalksteinbänke herausbrechen, sich eine Talerweitung bildet und der Untergrund mit Hangschutt verhüllt ist. Da der Schrattenkalk hier deutlicher gebankt, von mergeligen Horizonten durchzogen und stark herausgewittert ist, handelt es sich hier wohl um ein Äquivalent des von Lienert (1965) aus der Ostschweiz beschriebenen Mittleren Schrattenkalks, der vom hier ca. 20 m mächtigen Oberen Schrattenkalk überlagert wird. Ab der Gumpenbrücke (zentrale Klamm) erscheint der darunter folgende und ständig weiter nach N einfallende Untere Schrattenkalk wieder massiger und bildet schroffe Steilwände. Über einer großen Harnischfläche zwischen Gumpenbrücke und Wasserfall treten im Schrattenkalk weitere Mergeleinschaltungen auf, die oberhalb der Klamm eine Geländestufe bedingen.

Durch das stark gestörte Gestein kommt es am Wasserfall zu einem Taleinschnitt, welcher daher auch „im Bruch“ genannt wird. In der zentralen Klamm ist der glattgeschliffene Schrattenkalk, vor allem in den unteren Bereichen, durch Mergeleinschaltungen auf seinen Schichtflächen von wenigen Zentimetern unterbrochen. Der Sattelkern des Engenkopf-Gewölbes ist durch eine Blattverschiebung gestört. Im Sattelkern treten im Flussbett unter der Steilwand dunkle Mergel zutage. Da diese mit etwa 2 m Mächtigkeit deutlich mächtiger sind als die Mergeleinschaltungen im Schrattenkalk selbst, ist davon auszugehen, dass es sich hier um die den Schrattenkalk unterlagernden **Drusbergschichten** handelt und deren jüngster Abschnitt hier gerade noch aufgeschlossen ist. Etwa 15 m höher als der Klammweg ist auf der gegenüberliegenden Talseite eine markante Geländestufe zu erkennen. Es handelt sich um den Rest der „**Altklamm**“, in der die oben erwähnten **Vorstoßschotter** zu finden sind (vgl. Abschnitte 5.3 und 6.1). Die Aufschlüsse in den eiszeitlichen Kiesen sind überhaupt erst durch die neu entstandene Ausbissnische des Felssturzes von 1995 geschaffen worden und nur mit einem Feldstecher erkennbar. Im Flussbett darunter sowie an der östlichen Klammwand befinden sich Reste der Trümmermassen dieses Felssturzes, auf den eine hier stehende Hinweistafel aufmerksam macht.

Auch am jetzt konsequent in die andere Richtung nach S einfallenden Südflügel des **Engenkopf-Gewölbes** lässt sich, gemäß der Untergliederung von Lienert (1965), ein Unterer, Mittlerer und Oberer Schrattenkalk abgrenzen. Die Grenze Unterer/Mittlerer **Schrattenkalk** dürfte dabei im Liegenden der Mergeleinschaltungen südlich vom Meldepunkt 11 gezogen werden. Dort, wo die Mergeleinschaltungen zurückwittern, sind an den welligen Schichtunterseiten der Schrattenkalkbänke bauchige Belastungsmarken (loadcasts, vgl. Abschnitt 4.1) freigelegt. Die Mergel bilden an dieser Stelle eine weitere Geländestufe auf der orographisch linken Talseite, welche unter der des Sattelkerns liegt. Der Schrattenkalk wird hier von einigen **Blattverschiebungen** durchsetzt, welche meist wandparallel verlaufen und so im Profil nicht darstellbar sind. Die zwei markantesten lassen an beiden gegenüberliegenden Schluchtwänden subhorizontal gestriemte Harnischflächen erkennen – 25 m nördlich der Brücke zur Walserschanz sowie 70 m südlich vom Meldepunkt 11. Der massige Obere

Schrattenkalk grenzt 60 m südlich der Brücke zur Walserschanz mit einer Abschiebung, die durch eine völlig zerrüttete **Störungszone** markiert ist, direkt an den **Brisi-Sandstein** der Garschella-Formation. Darüber folgen ca. 2 m mächtige dunkle **Twirren-Schichten**, welche mit scharfem Kontakt vom Seewerkalk überlagert werden. Die Auflagerungsfläche ist auf der orographisch rechten Talseite besonders gut aufgeschlossen. Am Südflügel des Engenkopf-Gewölbes ist der flasrige **Seewerkalk**, im Vergleich zum Nordflügel des Gewölbes, nur noch 6 m mächtig, weist bis zu 2 cm mächtige Einschaltungen von Mergeln auf und ist leicht gelblich gefärbt.
Am Ende der Stahltreppe, einige Meter nördlich des Schanzecks, sind die über dem Seewerkalk liegenden **Amdener Schichten** in einer Senke gut aufgeschlossen. Sie weisen hier eine deutliche Transversalschieferung auf (Abb. 15). Nach 35 m vom Wald bedeckten Amdener Schichten folgt erneut **Seewerkalk**. Im Untergrund ist hier zwischen beiden eine Abschiebung zu vermuten. Südlich des Seewerkalkes folgen erneut diesen überlagernde **Amdener Schichten**, welche die sumpfigen Wiesen südlich des Profilendes unterlagern.



Abb. 15: Eine durch tektonische Überprägung entstandene Transversalschieferung ist spitzwinklig zu den ursprünglichen Schichtflächen der Amdener Schichten orientiert. Aufschluss am Schanzeck nahe der Stahltreppe.

7.2.2 Tektonische Erscheinungen im Klammprofil

Der Nordflügel des **Sesselalp-Gewölbes** fällt mit 022/51 bedeutend steiler ein als der Nord- und Südflügel des Engenkopf-Gewölbes. Die Faltenachse streicht NNE-SSW und taucht leicht nach E hin ab.
Das **Engenkopf-Gewölbe** ist in der Klamm vollständig aufgeschlossen und streicht bedeutend breiter aus als das Sesselalp-Gewölbe. Schichtmessungen des Engenkopf-Gewölbes in der Breitachklamm ergeben ein Achsenfallen von 117/10. Das Tauchen der Faltenachse nach E zeigt sich vor allem am Südflügel der Antiklinale zwischen Sattelkern und Brücke zur Walserschanz. Die Schrattenkalkbänke ragen hier sichtlich über den Weg hinaus und fallen mit 135/30 nach SE ein. Die sonst typische Nordvergenz der Gewölbe im Bereich des Allgäuer Helvetikums (Richter 1984) ist in der

Klamm nicht erkennbar. Im Profil nimmt der etwas kürzer ausstreichende und steiler einfallende Südflügel ca. 475 m ein, während der flacher gelagerte Nordflügel auf etwa 900 m Länge angeschnitten ist. In der Breitachklamm zeigt sich im Engenkopf-Gewölbe also eher eine leichte Südvergenz.
Die N-S gerichtete Kompression bedingte eine Dehnung der Falten in E-W-Richtung, welche **Querstörungen** entstehen ließ, die fast ausschließlich N-S oder NE-SW streichende Blattverschiebungen darstellen. Großflächige und zum Teil mehrere Dekameter lange subhorizontal gestriemte Harnischflächen verdeutlichen die enormen Horizontalversätze an diesen Blattverschiebungen. Besonders gut sind diese Harnische an den Felswänden des Sattelkerns und zwischen Pegelbrücke und Korninger Wasserfall aufgeschlossen (Abb. 16). Die Striemung auf den Harnischflächen streicht häufig horizontal, fällt aber zum Teil auch mit bis zu 20° nach N oder NE ein. Die Versatzbeträge der einzelnen Blattverschiebungen lassen sich hier schlecht abschätzen, da meist das Gegenstück erodiert ist, dürften an einzelnen Querstörungen aber im Bereich von mehreren Dekametern liegen.



Abb. 16: Eine große freigelegte Störungsfläche (Harnisch) in der Zentralklamm mit flach in nördliche Richtung einfallender Striemung. Dabei handelt es sich um eine tektonische Gleitfläche und nicht um eine sedimentäre Schichtung. Die Wandhöhe beträgt ca. 25m.

Die im E gelegenen Einheiten sind dabei immer (linkssinnig) relativ nach NE versetzt. Die vielen einzelnen Blattverschiebungen bilden zusammen die Breitachstörung (Zacher 1990). Nach Richter (1984) und Völk et al. (2004) beträgt der Versatz hier etwa 50 m. Er ist am Oberen Steg südlich der Brücke zur Walserschanz relativ deutlich zu erkennen. Auf der orographisch rechten Talseite liegt der Kontakt von dunkel angewittertem, massigem Brisi-Sandstein zu hellem, flasrigem Seewerkalk etwa 60 m weiter im S als am linken Flussufer. Der Kontakt befindet sich hier am Ende des Oberen Steges unter der Stahltreppe. Der Südschenkel des Engenkopf-Gewölbes ist im Be-

reich des Schanzecks jedoch so stark gestört, dass es nicht möglich ist, anhand dieser beiden Aufschlüsse einen genauen Versatzbetrag zu bestimmen. Da die tektonischen Verhältnisse auf der Ostseite der Breitach nicht eindeutig geklärt sind, kann der Versatzbetrag nicht genau bestimmt werden. Es ist anzunehmen, dass die Gesteine am Ostufer um etwa 50 bis 70 m (linkssinnig) relativ nach N versetzt sind.
Es fällt auf, dass die Kontakte im Nordflügel des Engenkopf- sowie im Südflügel des Sesselalp-Gewölbes nicht durch die Breitachstörung versetzt erscheinen. Darüber hinaus korrespondieren die Abschiebungen des „Hachenloch-Grabens“ sowie die Mergeleinschaltung im Sesselalp-Gewölbe auf beiden Flussseiten und sind hier offensichtlich nicht gegeneinander versetzt. Es ist nicht ganz eindeutig, an welcher Stelle sich der Breitachlauf vom Verlauf der Breitachstörung löst. Höchstwahrscheinlich ist dieser

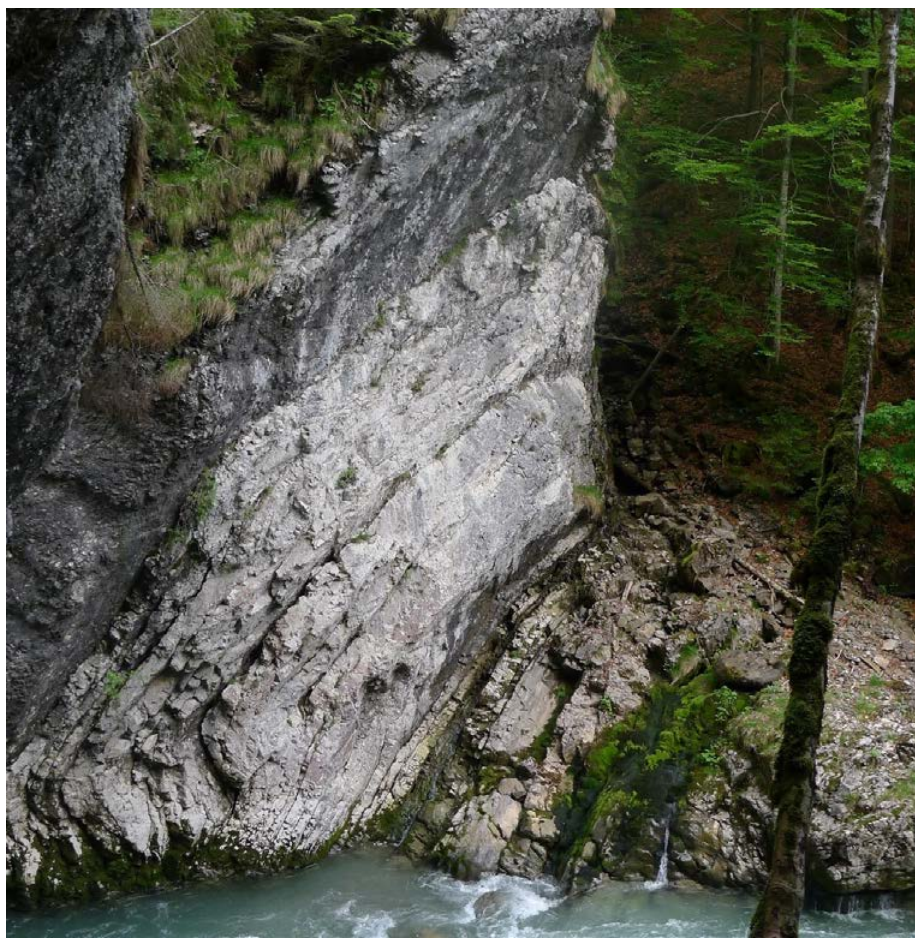


Abb. 17: Die Kalkbänke des Mittleren Schrattenkalkes sind an einer Störung durch Schleppen deutlich verbogen. An der senkrecht zur Breitach, im Schrattenkalk liegenden Störungsfläche ist der Schrattenkalk im Vordergrund relativ nach oben versetzt.

Punkt entweder in der Störung am Korninger Wasserfall oder an einem morphologischen Einschnitt nördlich der Zentralklamm zu suchen. Zwischen diesen beiden Störungen ändert die Breitach zudem ihren SW-NE-Verlauf und fließt weiter in Richtung N.

Abgesehen von Blattverschiebungen stören vereinzelte **Aufschiebungen** im Bereich des Sattelkerns und einige **Abschiebungen** an den Gewölbeflanken die Schichtfolge in der Breitachklamm. Durch Kompression im Sattelkern kommt es folglich zur Extension (Dehnung) an den Flanken. Der Südflügel des Engenkopf-Gewölbes ist durch drei Abschiebungen unterbrochen, in denen der jeweils nördlichere Block relativ nach unten versetzt ist. Im N macht sich die Extension im tektonischen Graben des Hachenlochs bemerkbar. Die Nordflanke des Engenkopf- und die Südflanke des Sesselalp-Gewölbes werden hier beidseitig von Abschiebungen abgeschnitten. Die nördliche Abschiebung zeigt dabei einen deutlich höheren Versatz. Auf beiden Seiten der Breitach ragt hier die freigewitterte Störungsfläche des relativ nach oben versetzten Schrattenkalkes heraus (fault scarp). Die Kalkbänke des gut gebankten Mittleren Schrattenkalkes im Sesselalp-Gewölbe sind an der Störung deutlich verbogen und geschleppt (Abb. 17).
Da die Amdener Schichten direkt an den Schrattenkalk grenzen, ist hier von einer Sprunghöhe (Vertikalversatz) von über 100 m auszugehen. Der Südteil des Grabens, welcher den Nordflügel des Engenkopf-Gewölbes abschneidet, weist hingegen einen deutlich geringeren Versatzbetrag auf. Angesichts des Verlaufes der Senke ist davon auszugehen, dass die Abschiebung nach N einfällt. Da das Einfallen der Amdener Schichten im Hachenloch nicht gemessen werden kann, ist unklar, wie die Mergel hier gelagert sind.

Literaturverzeichnis

Bayerisches Geologisches Landesamt [Hrsg.] (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000.– 329 S., 1 geol. Kt. 1 : 500 000

Bayer, B. (2011): Untersuchungen an Sandsteingängen der Kreide (neptunian dykes) im oberen Teil des helvetischen Schrattenkalkes bei Tiefenbach.– unveröffentlichte Bachelorarbeit am Lehrstuhl für Ingenieurgeologie der TU München, 54 S., 1 geol. Kt. 1 : 5000

Bini, A., Buonchristiani, J.-F., Couterrand, S., Ellwanger, D., Felber, M., Florineth, D., Graf, H. R., Keller, O., Kelly, M., Schlüchter, C. & Schoeneich, P. (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM).– Karte 1 : 500 000, mit Kurzerläuterungen

Bollinger, D. (1988): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian, Drusberg-, Mittagsspitz- und Schrattenkalk-Fm. im Vorarlberg und Allgäu.– Dissertation an der ETH Zürich, 136 S.

Föllmi, K. B. (1986): Die Garschella- und Seewer Kalk-Formation (Aptian–Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum.– Dissertation an der ETH Zürich, Nr. 8100, 392 S.

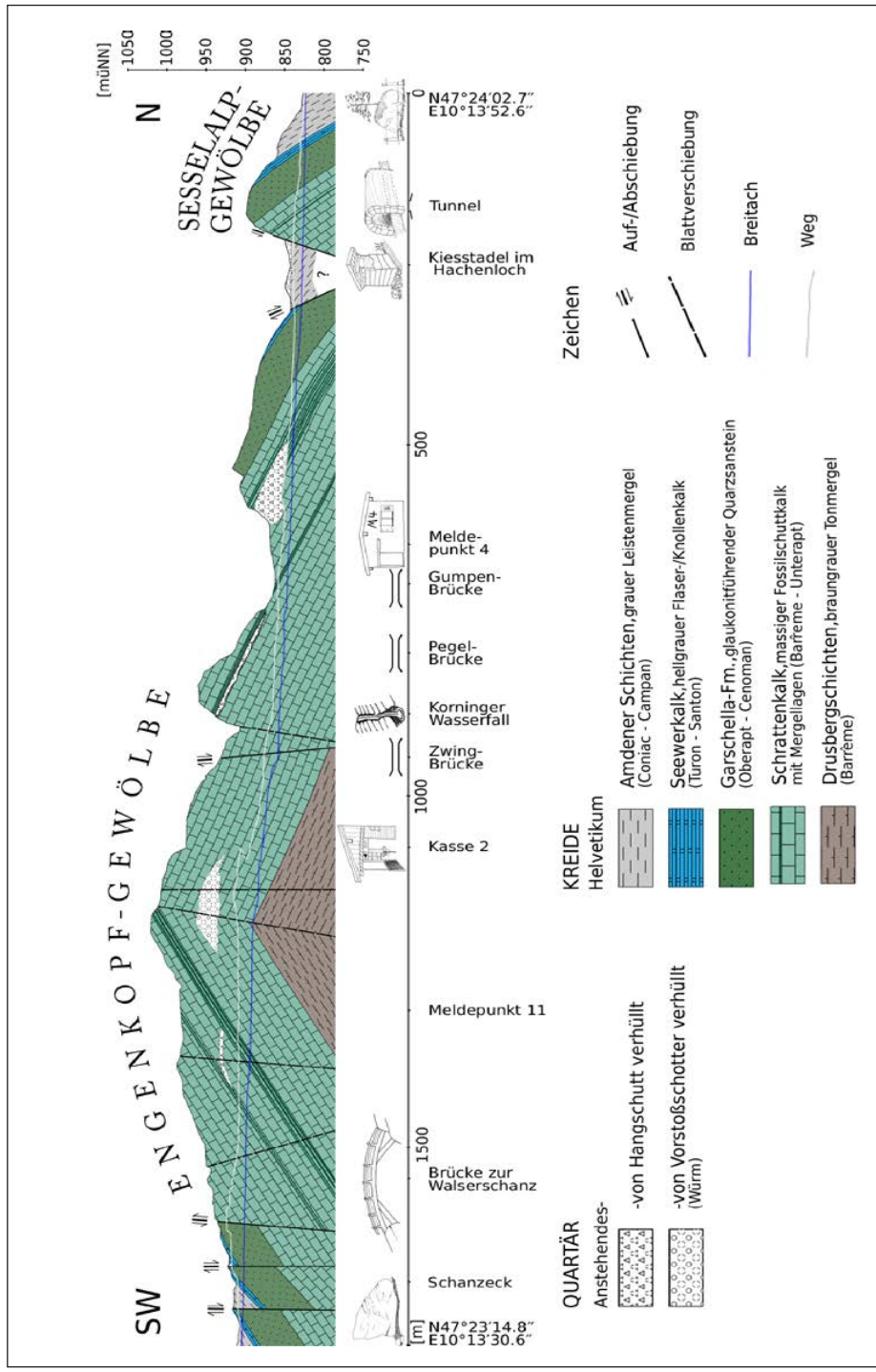
Föllmi, K. B. & Ouwehand, P. J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian-Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und Vorarlbergs.– Eclogae Geol. Helv. 80: 141-191

Schwerd, K. (1996): Helvetikum.– In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 4. Aufl., S. 195-205; München (Bayer. Geol. Landesamt).

Hagn, H. (1981): Ultrahelvetikum.– Geologica Bavaria 81: 65-113

Ivy-Ochs, S. (2015): Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. – Cuadernos de Investigation Geografica 41 (2): 295-315

Keller, O, & Krayss, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. – Vierteljahrschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 150 (3-4): 69-85
Klinkisch, L. (2014): Untersuchung des in einem Straßenprofil angeschnittenen Sattels vom Burgbichl an der Breitach bei Oberstdorf (Kreide, Helvetikum).– unveröffentlichte Bachelorarbeit am Lehrstuhl für Ingenieurgeologie der TU München, 26 S., 1 Profilbeilage
Lienert, O. G. (1965): Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattenkalkes am Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitoliniden.– Dissertation an der ETH Zürich, 141 S.
Moussavian, E. (1987): Parakymalithon, eine neue Gattung der Corallinaceen (Rhodophyceae) aus der Unterkreide. Facies 16: 187-194
Richter, M. (1966): Allgäuer Alpen.– Samml. Geol. Führer, 45, 1. Aufl., 189 S.; Berlin (Borntraeger-Verl.)
Richter, D. (1984): Allgäuer Alpen.– Samml. Geol. Führer, 77, 3. Aufl., 253 S.; Berlin (Borntraeger-Verl.)
Scheid, A. (2001): Geomorphologische Karte des Kleinen Walsertales 1 : 25 000.– Vorarlberger Naturschau 10: 96
Scholz, H. (1984): Bioherme und Biostrome im Allgäuer Schrattenkalk (Helvetikum, Unterkreide).– Jb. Geol. B.-A., 127 (3): 471-499; Wien.
Scholz, H. (1991): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft.– 2. Aufl., 305 S.; Stuttgart (Schweizerbart – Verl.)
Scholz, H. (2000): Die Helvetischen Berge in den Allgäuer Alpen.– Karst und Höhle 2000/2001: 31-49; Stuttgart
Scholz, H. (2016): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft.– 3. Aufl., 354 S.; Stuttgart (Schweizerbart – Verl.)
Schwerd, K. Ebel, R. & Jerz, H. (1983): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8427 Immenstadt i. Allgäu.– 258 S.; München (Bayer. Geol. Landesamt)
Thurner, L. (2018): Geologische Profilaufnahme der Breitachklamm bei Oberstdorf 1 : 2500 (Helvetikum).– unveröffentlichte Bachelorarbeit am Institut für Geologie der LMU, 38 S., 1 Profilbeilage; München
Triggs, O. C. (2012): Profilaufnahme einer gut aufgeschlossenen Schichtfolge der Drusbergschichten am Mühlbach in Tiefenbach bei Oberstdorf (Unterkreide, Allgäuer Helvetikum).–unveröffentlichte Bachelorarbeit am Lehrstuhl für Ingenieurgeologie der TU München, 36 S., Profilbeilage
Vergin, A. R. (2013): Geologisches Profil durch die Breitachklamm bei Oberstdorf (Helvetikum, Allgäu) und Darstellung der Ergebnisse in einem Blockbild.– unveröffentlichte Bachelorarbeit am Lehrstuhl für Ingenieurgeologie der TU München, 35 S.
Völk, H. R. (2001): Geomorphologie des Kleinwalsertales und seiner Gebirgsumrahmung. Landschaftsformen zur Eiszeit und Nacheiszeit unter Einbeziehung der geologischen Verhältnisse.– Vorarlberger Naturschau 10: 7 – 95, mit einer geomorph. Kartenbeilage S. 96
Völk, H. R., Piekniewski, A., Lippert, I. (2004): Geomorphologie des unteren Breitachtales bei Oberstdorf. Mit einer Spezialbetrachtung zur Breitachklamm-Entstehung.– Vorarlberger Naturschau 14: 9-66
Zacher, W. (1972): Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt Nr. 670 Oberstdorf.– 2. Aufl., ohne Erläuterungen; München (Bayer. Geol. Landesamt).
Zacher,W. (1973): Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu – Vorarlberg).– Geotekt. Forsch. 44: 1 – 74
Zacher, W. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Blatt Nr. 113 Mittelberg. – ohne Erläuterungen; Wien (Geol. B.-A.)


SW
ENGENKOPF-GEWÖLBE
N
SESSELALP-GEWÖLBE
[müNN]
1050
1000
950
900
850
800
750
[m]
0
500
1000
1500
N47°24'02.7"
E10°13'52.6"
N47°23'14.8"
E10°13'30.6"
Tunnel
Kiesstadel im Hachenloch
Melde-punkt 4
Gumpen-Brücke
Pegel-Brücke
Korninger Wasserfall
Zwing-Brücke
Kasse 2
Meldepunkt 11
Brücke zur Walserschanz
Schanzeck
QUARTÄR
Anstehendes-
-von Hangschutt verhüllt
-von Vorstoßschotter verhüllt (Würm)
KREIDE
Helvetikum
Amdener Schichten, grauer Leistenmergel (Coniac - Campan)
Seewerkalk, hellgrauer Flaser-/Knollenkalk (Turon - Santon)
Garschella-Fm., glaukonitführender Quarzsanstein (Oberapt - Cenoman)
Schrattenkalk, massiger Fossilschuttkalk mit Mergellagen (Barreme - Unterapt)
Drusbergschichten, braungrauer Tonmergel (Barreme)
Zeichen
Auf-/Abschiebung
Blattverschiebung
Breitach
Weg

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte des naturwiss. Vereins für Schwaben, Augsburg

Jahr/Year: 2019

Band/Volume: 123

Autor(en)/Author(s): Thurner Ludwig, Frieling Dorothea, Scholz Herbert

Artikel/Article: Ein geologisches Detailprofil durch die Breitachklamm bei Oberstdorf 95-126