



Jahrbuch 2023

Herausgegeben vom
Vorstand der Marburger Geographischen Gesellschaft e. V.
in Verbindung mit dem Dekanat des Fachbereichs Geographie
der Philipps-Universität Marburg

Sonderdruck

Der Inhalt dieses Sonderdrucks oder Teile davon dürfen nicht ohne die schriftliche Genehmigung der Herausgeber vervielfältigt, in Datenbanken gespeichert oder in irgendeiner Form übertragen werden. Sie dürfen ausschließlich zum persönlichen Gebrauch ausgedruckt oder gespeichert werden.

Marburg/Lahn 2024

Allgemeine Beiträge – Themenschwerpunkt Kleinwalsertal

HARNISCHMACHER, STEFAN

Zur Geomorphologie des Kleinwalsertals¹

Geologisch-tektonische Strukturen im Kleinwalsertal und ihr allgemeiner Einfluss auf die Reliefbildung

Im Kleinwalsertal treffen und überlagern sich mehrere allochthone, also wurzellose Einheiten der Alpen, die ihre Entstehung einer Einengung der Erdkruste als Folge der Kollision der Eurasischen und Adriatisch-Apulischen Platte in der Kreide- und Tertiärzeit zu verdanken haben. Die Sedimentation und Diagenese (Lithogenese) der geologischen Einheiten des Kleinwalsertals erfolgte jedoch schon deutlich früher in dem mehrere 100 km breiten Meer des Penninischen Ozeans zwischen den beiden Platten (Abb. 1). In dem etwa 230 Mio. Jahre umfassenden Zeitraum zwischen dem ausgehenden Paläozoikum und dem Beginn des Känozoikums bildeten sich, je nach Ablagerungsbedingung, in dem durch zahlreiche Becken und Schwellen gegliederten Meer von Nord nach Süd Gesteine unterschiedlicher Gestalt. Bei den Baueinheiten des sog. Helvetikums handelt es sich um z. T. fossilarme Kalke und Mergel, die am

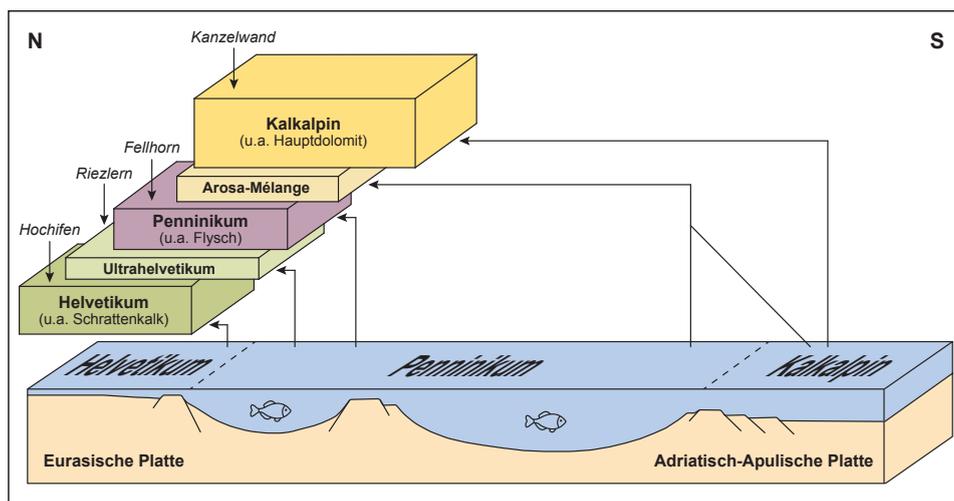


Abb. 1: Stark vereinfachtes Blockbild zu den Ablagerungsbereichen in der Unterkreide (unten) und heutige Lagerungsverhältnisse in den Allgäuer Alpen (oben) (Quelle: nach einer Schautafel des Geologischen Lehrpfads Riezlern)

¹ Hinweis: Bei dem Text dieses Beitrags handelt es sich im Wesentlichen um eine Zusammenstellung ausgewählter Passagen aus VÖLK (2001) zur Geomorphologie des Kleinwalsertals und seiner Gebirgsumrahmung, die vereinzelt ergänzt oder umformuliert wurden, häufig jedoch wörtlich wiedergegeben sind. Auf eine entsprechende Kennzeichnung wurde aus Gründen der besseren Lesbarkeit verzichtet.

Nordrand des Penninischen Ozeans im Flachwasserbereich des Kontinentalschelfs der Eurasischen Kruste zur Ablagerung kamen. Zu ihnen gehört die Schrattekalk-Formation des Hochiften-Massivs. Südlich davon schließt sich das Ultrahelvetikum an, das wohl ursprünglich zwischen dem Schelf der Eurasischen Kruste und der südlich anschließenden Tiefsee des Penninischen Ozeans entstand.

Mit dem Rhenodanubischen Flysch schließt sich eine Decke an, die ihren Ursprung in einem langgestreckten Tiefseetrog, vermutlich im nördlichen Teil des Penninischen Ozeans hat und heute im Südosten des Kleinwalsertals auftritt. Als Flysch werden im Alpenraum schiefrig-tonige Gesteine bezeichnet, die während der Gebirgsbildung von über den Meeresspiegel herausgehobenen Schwellenzonen in schmale Tröge verfrachtet worden sind. Ihr Transport erfolgte in submarinen Trübeströmen, sog. Turbiditen, die heute durch eine Wechsellagerung fossilarmer Sandsteine, Mergel, Tonsteine und Kalke gekennzeichnet sind. Die südlich angrenzende, schmale Zone der Arosa-Mélangé zeichnet sich durch ein chaotisches Gemisch von Gesteinen unterschiedlicher Herkunft aus, die neben abgescherter ozeanischer Kruste Bestandteile des Schelfs der Adriatisch-Apulischen Platte und der nördlich angrenzenden Tiefseeräume enthält. Den südöstlichen Rahmen des Kleinwalsertals bildet eine Decke fossilreicher Kalke, Dolomite und Mergel des sog. Kalk- oder Ostalpins, die ursprünglich auf dem durch Schwellen und Becken gegliederten Schelf der Adriatisch-Apulischen Platte am Südrand des Penninischen Ozeans abgelagert wurde. Das Alter der Ablagerungen ist unterschiedlich. Die Sedimentation des Kalkalpins begann mehr als 100 Mio. Jahre früher als die der Flysche. Im Allgemeinen ist festzuhalten, dass die Gesteine von Nord nach Süd immer älter werden.

Nach Einengung der Neotethys und des Penninischen Ozeans seit der Kreidezeit begann als Folge der Kollision der Eurasischen mit der Adriatisch-Apulischen Platte zu Beginn des Tertiärs die Tektogenese. Gesteine der beiden Kontinentalränder und der ehemals dazwischenliegenden Bereiche des Penninischen Ozeans (sog. Penninikum) wurden gefaltet und als Decken weit nach Norden übereinander geschoben. Als Folge dieser Überschiebungen nahmen in der anschließenden Phase der Morphogenese im Pliozän und Pleistozän die Gesteine des ehemals am weitesten südlich gelegenen Ablagerungsraums (Kalkalpin) heute die höchste Position in dem entstandenen Deckenbau ein und führten zur Entstehung der Hochgebirgskette der Alpen. Die im Zuge der tektonischen Einengungsprozesse erfolgte Überschiebung paläogeographisch südlich beheimateter Krustenabschnitte auf nördlich gelegene hatte dort, wo es die Gebirgsmechanik zuließ, auch eine Auffaltung zur Folge. Beispielhaft seien diesbezüglich die großräumigen Muldenstrukturen des Kalkalpins oder die nordvergente Faltenzüge des Helvetikums mit dem Ifen-Gottesacker-Sattel als bekannte Vertreter genannt.

Der Relieferhöhung als Folge endogener Prozesse standen von nun an exogene Erosionsprozesse entgegen, die v. a. im Pleistozän durch die abtragende Wirkung der Gletscher und Schmelzwässer besonders wirksam waren und die bis heute ihre Spu-

ren als Akkumulations- und Abtragungsformen hinterlassen haben. In der aktuellen Warmzeit des Holozäns wird das Relief des Kleinwalsertals, deutlich weniger intensiv als zuvor, lediglich von gravitativen Massenbewegungen, fluvialen Prozessen und der Lösung von Kalkstein verändert.

Der folgenden Darstellung des Reliefs im Kleinwalsertal liegt eine Unterscheidung nach Struktur- und Skulpturformen zugrunde, wie sie in der Geomorphologie häufig angewandt wird, wenn die Dominanz gesteins- oder gesteinsstrukturbedingter Reliefformen einerseits bzw. klimagesteuerter Reliefformen andererseits zum Ausdruck gebracht werden soll. Als Strukturformen im engeren Sinne gelten Reliefformen von Festgesteinen, die durch das vorgegebene Gefüge von Schicht- und Klufflächen bedingt sind. Klufflächen entstehen in mechanisch harten oder starren Gesteinen wie Kalken, Dolomiten oder Sandsteinen, die bei tektonischer Beanspruchung spröde reagieren und als kompetent gelten. Typische Strukturformen dieser Art sind glatte Felswände, Felsabbrüche oder geneigte bis gebogene Schichtebenen aus glattem Felsgestein, die flächig ausstreichen. Beispiele hierfür finden sich im Schrattekalk des Helvetikums und im Dolomitgestein des Kalkalpins. Strukturformen im weiteren Sinne sind Härtlings- und Weichformen der Festgesteine, die durch bedeutende Resistenzunterschiede gegenüber der Verwitterung und Abtragung bedingt sind.

Typische Härtlingsformen sind schroffe Gipfelpyramiden, Felsplateaus, Felskämme und felsige Hangleisten, die ihre Entstehung einer erhöhten mechanischen Widerständigkeit, vor allem aber einer erhöhten Klüftigkeit sowie Porosität und damit Durchlässigkeit für Niederschlagswasser, folglich geringem Oberflächenabfluss und schwacher Erodierbarkeit zu verdanken haben. Es sind v. a. die starren, kompetenten Kalk-, Sand-, Dolomit- und Hornsteine, die im Kleinwalsertal als Härtlinge in Erscheinung treten und vergesellschaftet mit Strukturformen im engeren Sinne das Relief prägen. Beispielhaft seien hier der Hochifen und der Widderstein genannt.

Weichformen zeichnen sich durch ein weichgezeichnetes Relief wie etwa breite Kuppen und Rücken oder als Hohlformen Mulden, Pässe und Joche zwischen widerständigen und schroffen Gipfeln aus. Als Gesteine treten Ton- und Schluffsteine, Mergel und Schiefer sowie tonige Sandsteine und dünnbankige Kalk-Mergel-Wechselagerungen auf. Sie zeichnen sich zum einen durch eine geringe mechanische Widerständigkeit und damit durch tektonische Inkompetenz und plastische Verformung ohne Bruchbildung aus, zum zweiten durch geringe Durchlässigkeit für Niederschlagswasser, die wiederum einen starken Oberflächenabfluss und hohe Erodierbarkeit bedingt. Beispiele für Weichformen im Kleinwalsertal sind die sanft geformten Bergrücken des Schlappolt- und Söllerkopfs sowie des Gundkopfs und der Gehrenspitze aus Gesteinen des Rhenodanubischen Flyschs. Skulpturformen sind klimabedingt und lassen eine klimagenetische Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte zu. Strukturelle oder petrographische Voraussetzungen spielen hier keine besondere Rolle, können aber die Ausprägung als Skulpturform beeinflussen.

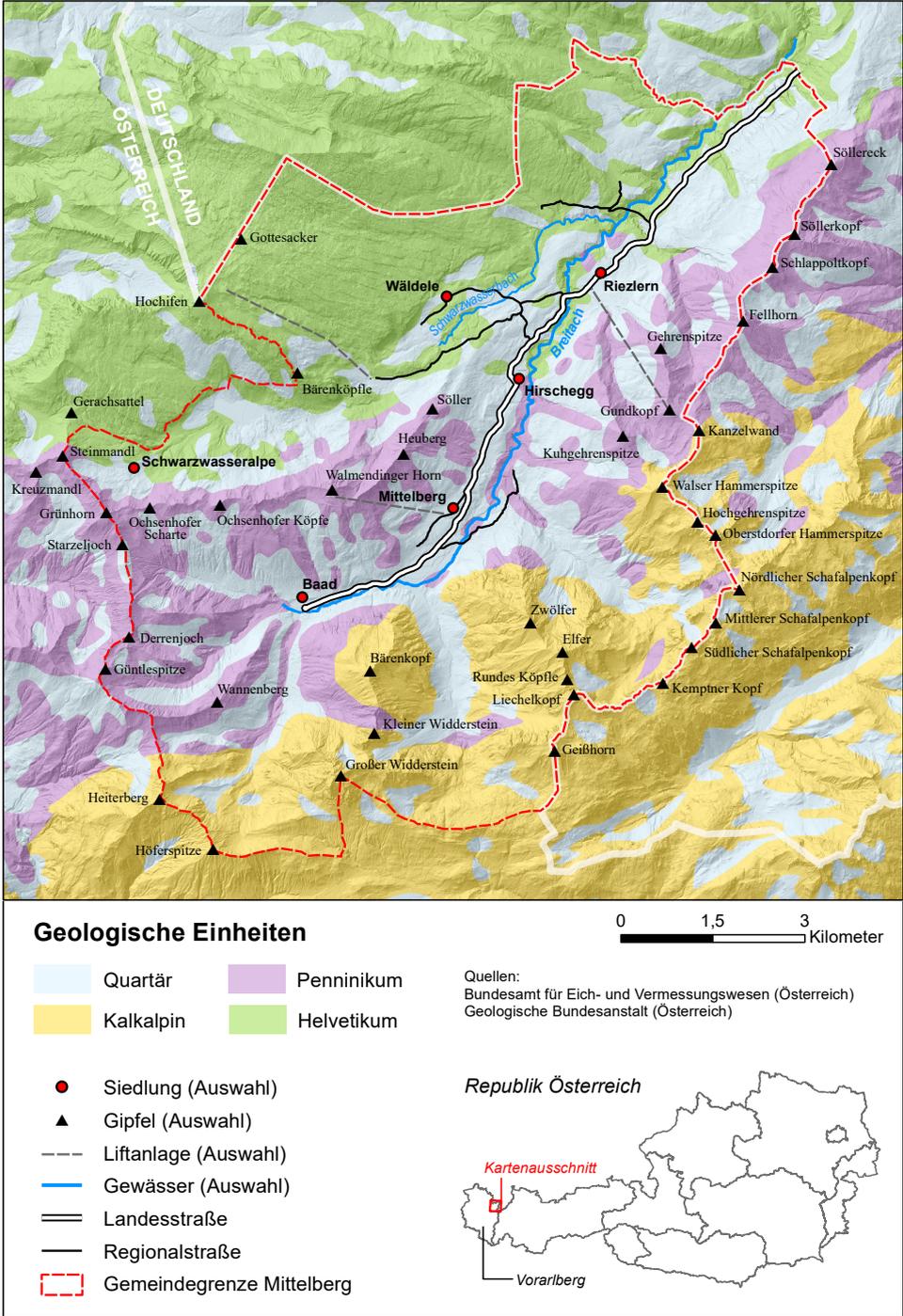


Abb. 2: Stark vereinfachte geologische Karte des Kleinwalsertals (Kartographie: S. Harnischmacher)

Struktur- und Weichformen im Kleinwalsertal

Die Gebirgsketten des Helvetikums bilden die nördliche Umrahmung des Kleinwalsertals (Abb. 2) und bestehen aus gebankten Kalksteinen, Kieselkalken, Sandsteinen und Mergeln aus der Kreide- und Tertiärzeit. Geomorphologisch bedeutend ist der Schrattenkalk, zum einen wegen seiner Karstformen, zum anderen aufgrund der schroffen Abbrüche der oberen und unteren Gottesackerwände sowie rund um die Hochifen-Schichtplatte. Nahezu alle Wände entstanden durch intensive Längs- und Querklüftung in Nordwest-Südost- bzw. Südwest-Nordost-Richtung.

Der Hochifen bildet die höchste Erhebung einer gewölbten Kalksteinplatte am Südflügel einer tektonischen Sattelstruktur aus Schrattenkalk, der trotz seiner geringen Mächtigkeit von nur 50–150 m innerhalb des mesozoischen Helvetikums (ca. 1000 m) und stratigraphisch tiefen Position einen wichtigen Gipfelbildner am Nordrand des Kleinwalsertals darstellt. Während alle stratigraphisch höheren Schichtglieder der Abtragung zum Opfer gefallen sind, fungiert der Schrattenkalk als Härting und wurde nach der strukturellen Aufwölbung des Ifengebirges (Hochifen und Gottesackerplateau) herauspräpariert. Das Ifengebirge stellt ein tektonisches Fenster dar, da es im Deckenstapel zuunterst liegt und erst nach der Abtragung der tektonischen Überdeckung sichtbar wurde. Die höheren helvetischen Schichtserien sowie alle höheren Deckeneinheiten wie das Ultrahelvetikum und die Flyschdecken, möglicherweise sogar das Kalkalpin (Ostalpin) sind verlorengegangen. Kleinräumig weist der starre Kalksteinkörper des Schrattenkalks entlang der zahlreichen Sattelachsen intensive Zerrspalten auf, die sich als tiefe morphologische Furchen bemerkbar machen, so etwa entlang der Ifenmulde.

Die Gesteine des Ultrahelvetikums machen sich als Strukturform am Hangfuß des die Breitach begleitenden Gebirgszugs südöstlich von Hirscheegg und Riezlern bemerkbar, wo sie aufgrund ihrer relativen Abtragungsresistenz über eine Länge von wenigen 100 m eine deutliche Hangstufe ausbilden, am deutlichsten erkennbar in der Umgebung der Mittelalpe am Fuß des Schlappoltkopfs.

Das Relief der Flyschberge bildet mit der Bergkette Gundkopf (1961 m), Fellhorn (2039 m), Schlappoltkopf (1969 m), Söllerkopf (1925 m) und Söllereck (1706 m) östlich von Hirscheegg und Riezlern den nordöstlichen Rahmen des Kleinwalsertals (Abb. 3). Westlich der Orte Hirscheegg und Mittelberg setzt sich mit dem Gebirgsrücken Heuberg (1797 m), Walmendinger Horn (1990 m), Ochsenhofer Köpfe (1950 m) und Grünhorn (2039 m) die Kette der Flyschberge fort. Alle Flyschformationen zeichnen sich durch sanfte, relativ niedrige (meist unter 2000 m NN) und begrünte Bergformen aus, die auf den hohen Anteil toniger, schluffiger und feinsandiger Gesteine sowie engständige Wechsellagerungen von dünnplattigen Kalken und Tonsteinen zurückzuführen sind. Ihre relativ geringe Durchlässigkeit fördert den Oberflächenabfluss von Regen und Schneeschmelzwasser, so dass sie gegenüber der Erosion und Denudation durch fluviale Prozesse sehr anfällig sind.



Abb. 3: Blick nach Nordosten vom Fellhorn auf den Schlappoltkopf (Foto: © M. Bader)

Die Formationen des Kalkalpins prägen mit der Gipfelreihe Widderstein (2533 m), Liechelkopf (2384 m), Schafalpenköpfe (2272–2320 m) und Kanzelwand (2059 m) den Süd- bis Südost-Rahmen des Kleinwalsertals. Das aus Dolomitgesteinen der oberen kalkalpinen Trias (sog. Hauptdolomit) bestehende Hochrelief mit seinen wuchtigen, grobklotzig wirkenden Kamm- und Gipfformen verdankt seinen Ursprung der Position des Kalkalpins im höchsten Stockwerk des tektonischen Deckenbaus, so dass auch orographisch die größten Höhen erreicht werden, z. B. im Widderstein mit 2533 m NN (Abb. 4). Darüber hinaus neigt das mechanisch spröde Gestein des mächtigen Hauptdolomits bei Raumverkürzung während der Tektogenese weniger zur Faltung als vielmehr zur Verschuppung, wie an der Grobklotzigkeit im Massiv des Großen Widdersteins erkennbar ist. Schließlich trägt die starke Zerklüftung des Dolomitgesteins zum Reliefcharakter bei, da die hohe Durchlässigkeit einen mangelnden Oberflächenabfluss, Gewässerarmut und eine sehr geringe Taldichte zur Folge hat. Die lithologisch und tektonisch verursachte, bruchhafte Struktur des Dolomitgesteins sorgt für die Bereitstellung enormer Massen an Gesteinsschutt, die sich am Fuß der Bergmassive als auffällige Sturzhalden und Moränen zeigen. Die wenigen inkompetenten, geomorphologisch weichen Gesteine in den kalkalpinen Schichtenfolgen sind für die Hohlformen verantwortlich, z. B. Sättel und Jochformen zwischen dem Hochrelief.



Abb. 4: Der Große Widderstein mit der typischen grobklotzigen Form des Kalkalpins
(Foto: © R. Gähler)

Skulpturformen im Kleinwalsertal

Glaziale Formen

Das Kleinwalsertal war im Pleistozän mit Ausnahme der letzten Eiszeit (Würm) Teil eines Eistromnetzes, das den Alpenraum mindestens sechsmal überzog und aus vergletscherten, durch Transfluenzpässe verbundenen Alpentälern bestand. Einzelne Grate und Gipfel ragten als Nunatakker aus der Gletscheroberfläche heraus und sind noch heute durch ihre rauen, kantig-schroffen Felspartien erkennbar, besonders gut erhalten in den kompetenten, harten Kalksteinen und Dolomiten der Nunatakker-Gipfelkette am Südostrand des Kleinwalsertals zwischen Widderstein und Kanzelwand. Schwieriger als Nunatakker zu identifizieren ist die Flyschkette zwischen Fellhorn und Söllerkopf, da hier erhaltungsfähige Felsbildner fehlen.

Nordwärts des Söllerkopfs (1925 m) versank die südöstliche Wasserscheide des Kleinwalsertals mit Söllereck (1706 m) und Sattelkopf (1422 m) stufenweise unter das Gletschereis und bildete einen eisüberflossenen und deshalb geglätteten Konfluenzsporn zwischen dem Breitach- und dem Stillachgletscher-Eisstrom (VÖLK 1996). Der Kammverlauf ab Söllerkopf zeigt nach Norden mehrere fast horizontal verlaufende Abschnitte von Bergrücken, die durch Stufen getrennt sind, z. B. am Söllereck. VÖLK (2001)

deutet sie als Konfluenzsporn-Verebnungen der sich vereinigenden Eisströme und ordnet den Abschnitt zwischen Schlappoltkopf und Schlappolteck (1968–1937 m) der drittletzten (Mindel), den zwischen Schlappolteck und Söllereck (1760–1706 m) der vorletzten (Riß) und den niedrigsten, nördlichen Abschnitt zwischen Sattelkopf (1422 m), Söller-Wirtshaus (1380 m) und Söllereckbahn-Bergstation (1350 m) der letzten Großvergletscherung (Würm) zu. Ein weiterer Konfluenzsporn tritt, weniger auffällig, in den Flyschformationen zwischen Breitach- und Schwarzwasserbachtal südwestlich Hirschegg auf. Er beginnt am Nordostende des Walmendinger Horns bei etwa 1850 m und endet bei ca. 1250 m westlich Hirschegg. Die beiden genannten Beispiele zeigen, dass die Talgletscher ihre Eisscheiden offensichtlich dort besonders gut glätteten, wo die Spornlagen am Zusammenfluss von Gletschern überströmt wurden und zudem die inkompetenten, weichen Gesteine der Flyschformationen anstehen. Die jüngeren Konfluenzsporne der Würmeiszeit liegen unterhalb von 1500 m NN und sind, im Gegensatz zu den älteren, breiter und rundlicher im Querschnitt.

Als Transfluenzpässe bezeichnet man die konkav geformten Einsattelungen zwischen den Nunatakkern, wo das Gletschereis quer zur Eisscheide von einem Talsystem zum anderen überströmte und häufig die geologisch-strukturellen Schwachstellen nutzte. Die Höhe der Pässe kann daher als Mindesthöhe der alpenauswärts gerichteten Eisströme betrachtet werden. Aufgrund wesentlich größerer Eismächtigkeiten während

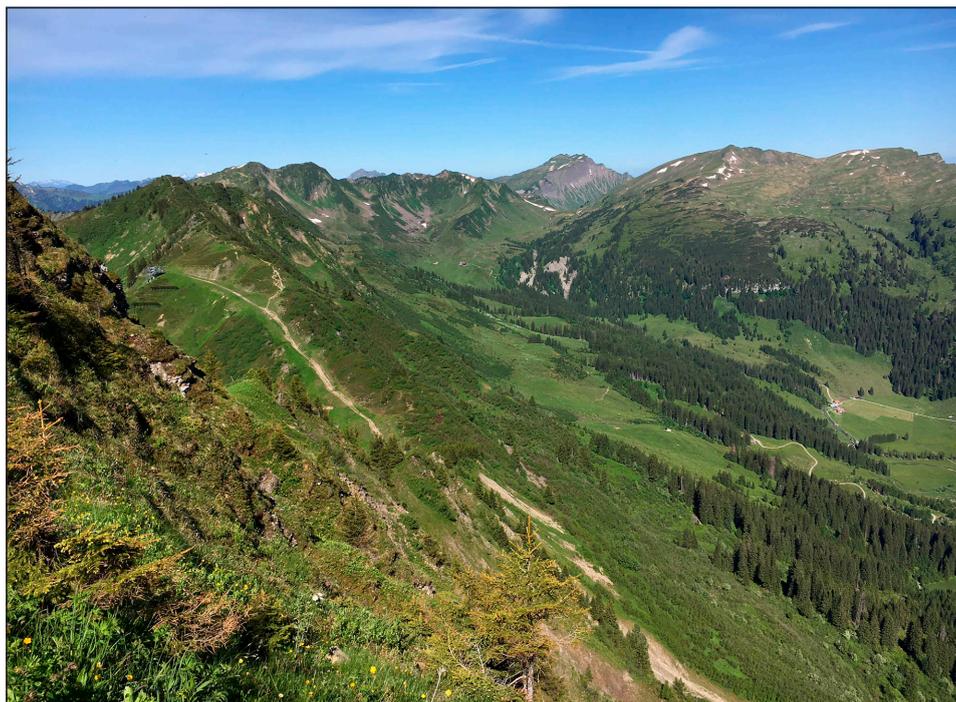


Abb. 5: Gerachsattel am oberen Ende des Schwarzwassertals (Foto: © M. Bader)

der dritt- und vorletzten Vereisung, der Mindel- bzw. Risseiszeit, wurden die älteren Pässe in der jüngsten Würmeiszeit nicht mehr überströmt und unterlagen einer periglazialen oder glazigenen Überprägung. Dies macht sich heute in einer relativ schmalen Passoberfläche und steilen Felswänden darunter bemerkbar. VÖLK (2001) bezeichnet sie als Alttransfluenzen und erkennt eine Verbreitung in Höhen oberhalb 1700–1800 m NN. In der Würmeiszeit verblieb das Kleinwalsertal in seiner Vergletscherung weitestgehend isoliert. Einzig der Gerachsattel am westlichen Ende des Schwarzwasserbachtals könnte aufgrund seiner geringen Höhe von 1752 m NN und vergleichsweise guten Erhaltung im Hochglazial der Würmeiszeit kurzzeitig überflossen worden sein (Abb. 5). Nahezu alle anderen Pässe in der Umrahmung des Kleinwalsertals befinden sich oberhalb 1800 m NN und müssen als Alttransfluenzen interpretiert werden.

Typische Trogtäler mit einem charakteristischen U-förmigen Querschnitt als Zeugen einer glazialerosiven Überprägung präglazialer Kerbtäler sind im Kleinwalsertal mit Ausnahme des vorderen Haupttalbereichs südwestlich der Walserschanz bestenfalls als umgewandelte Reliktformen erhalten. Lehrbuchhafte Trogtalformen fehlen, da viele Täler parallel zu den geologisch-tektonischen Deckengrenzen verlaufen und somit eine strukturell bedingte Talasymmetrie zeigen. Zusätzlich weisen das Haupttal der Breitach und die ehemals eindeutig vergletscherten Seitentäler wie etwa das Schwarzwassertal zahlreiche Varianten eines breit ausladenden Talquerschnitts auf, die durch eine postglaziale Verschüttung der Trogtalböden oder Rundhöcker auf dem Talboden bedingt sind. Solche glazial überschliffenen Felsbuckel dienen im Haupttal häufig als Standorte von Kirchen, etwa in Baad oder Mittelberg. Untere Partien der Felshänge sind häufig durch späteiszeitliches und holozänes Lockermaterial wie Moränenwälle, Frostschutthalden oder Murkegel bedeckt, die stellenweise kerbtalähnliche Querschnitte aufweisen.

In den Kesseln der Kare wurde während der Eiszeiten ganzjährig Schnee akkumuliert und über verschiedene Stadien der Firnbildung zu dichtem Gletschereis umgewandelt, das in Bewegung geriet und die heute so charakteristischen Hohlformen in Gebirgshängen, mit steilen Rück- und Seitenwänden, flachem Karboden und einer oft aus Schuttmaterial oder festem Fels aufgebauten Karschwelle, hinterlassen hat. Insgesamt 24 deutlich ausgebildete und variabel gestaltete Kare zählt der Gebirgsrahmen des Kleinwalsertals, mit den meisten und größten im Hauptdolomit (Kalkalpin) des Südrahmens, überwiegend in Höhen von 1700 bis 1850 m. Die auffällige Häufung in diesem Bereich hat orographische Gründe (Höhenlage bis 2500 m NN), aber auch die Exposition quer zur Hauptwindrichtung der Stauniederschläge aus dem Nordwesten mag die Karbildung im Pleistozän begünstigt haben. Die Karwände im spröden Hauptdolomit wirken alles andere als glattgeschliffen, da die Felswände während der Vereisungsphasen durch glazigene Detraktion aufgeraut und bis zum Spätglazial durch periglaziale Frostverwitterung von Schutt nahezu begraben wurden.

Ein Berg mit scharfkantiger und mehr oder weniger pyramidenförmiger Gestalt, der durch die zwei- oder mehrseitige Anlage von Karen und deren Kargletscher an

seinen Hängen entstanden ist, wird im Allgemeinen als Karling bezeichnet. Auch die harmonisch geschwungenen Grate dazwischen sind das morphologische Ergebnis der von allen Seiten und in hoher Besatzdichte angreifenden Karwand-Erosion. Die meisten Gipfel der Hochgebirgskette am Süd- und Südostrand des Kleinwalsertals sind als Karlinge anzusprechen. Im Gebiet des Kalkalpins zählen die Hammerspitze, die Gipfelgruppe Zwölfer-, Elfer- und Liechelkopf, der Große Widderstein und der Heiterberg hierzu, im Gebiet der Flyschberge sind es das Walmendinger Horn und die Güntlespitze.

Von morphologischer Bedeutung sind die zahlreichen Moränenwälle des Kleinwalsertals mit kleinen bis mittleren Höhen von maximal 10 m, die stationäre Eisrandlagen der Talgletscher mit Phasen eines ausgeglichenen Massenhaushalts bezeugen. Alle Wallformen stammen aus dem Hoch- und Spätglazial der Würmeiszeit, ältere Moränenwälle sind nicht erhalten. Während Endmoränenwälle in den Tallagen kaum bekannt sind, treten zahlreiche langgestreckte bis schwach gekrümmte Seitenmoränenwälle auf, besonders zahlreich zu beiden Seiten des nach Norden auslaufenden Konfluenzsporns Walmendinger Horn-Söllerkamm westlich und nordwestlich von Hirschegg. Hier hat die Konfluenz von Breitach- und Schwarzwassergletscher bei sukzessiv abnehmender Gletscherhöhe die Entstehung mehrerer Generationen spätglazialer Moränenstände gefördert. Weitere Moränenwälle finden sich nordöstlich von Riezlern zu Füßen des Flyschkamms sowie in den Hochlagen der Karmulden.

Bergsturz-Moränen entstehen, wenn Gesteinsschutt aus eisfreien Kar- oder Trogtalwänden oberhalb des Gletschers auf das Eis stürzt und nach Abtauen des Eises die heutige Geländeoberfläche als unregelmäßiges Geröllfeld bedeckt. Das bekannteste Beispiel ist diesbezüglich die Bergsturz-Moräne Melköde im oberen Schwarzwassertal, wo sich im Spätglazial ca. 1 Mio. m³ Schrattenkalk von der Südflanke des Hochiften-Massivs löste, auf den Schwarzwassergletscher stürzte und ihn über 1,2 km Länge und 600 m Breite überdeckte. Nach Abtauen des Schwarzwassergletschers blockierten diese Bergsturzmassen den Abfluss im Schwarzwassertal und trugen somit zur Ablagerung limnofluviatiler Stausedimente bei, die heute ein Großteil der Bergsturzmasse begraben und die Talebene der Melköde ausbilden. Die heute noch erkennbaren Sturzmassen bilden stellenweise ein zu Moränenwällen umgeformtes Geröllfeld, das sich besonders an der Südostflanke des Hochiften-Massivs entlang dreier Hangstufen beobachten lässt und als möglicher Beleg für eine endgültige Ablagerung der Bergsturzmassen in Gestalt von Seitenmoränen des Schwarzwassergletschers dient.

Glazifluviale Formen

Nach VÖLK (2001) sind eisrandparallele Abflüsse an Talgletschern in der Lage, erosive Rinnen oder Hangleisten in die Talflanken zu schneiden, ohne dabei glazifluviale Sedimente wie Schotter oder Sande zu hinterlassen. Solche erosiven Eisrandterrassen mit Längen und Breiten von max. 75 bzw. 25 m sind im Kleinwalsertal insbesondere in den leicht erodierbaren, inkompetenten Gesteinen von Helvetikum, Rhenodanubi-

schem Flysch und Ultrahelvetikum-Mélange zahlreich vertreten, so etwa im Schwarzwassertal, orographisch rechts unterhalb des Bergkammes Ochsenhofer Köpfe – Walmendinger Horn, im Breitachtal, orographisch links unterhalb des Walmendinger Horns, sowie im Breitachtal, orographisch rechts unterhalb von Hammer- und Kuhgehrenspitze.

Auf der orographisch rechten Talflanke der Breitach fallen nordöstlich von Riezlern hoch über dem heutigen Flussbett zwischen dem Tal des Zwerenbachs und der Staatsgrenze im Norden unterhalb des Flyschkamms Fellhorn-Söllereck zahlreiche terrassenähnliche reliktsche, heute unterschrittene Schwemmfächer auf. Sie entstanden, als eiszeitlich Seitenbäche auf den Breitachgletscher entwässerten und am Eisrand Schwemmfächersedimente ablagerten. Vergleichbare Formen begleiten das obere Breitachtal und das Schwarzwassertal z. B. im Bereich des Mahdtalhauses.

Rinnenartige Erosionsformen als Folge des Abflusses von Schmelzwasser sind im Kleinwalsertal als Überlaufrinnen quer zur heutigen Wasserscheide bzw. einstigen Eisscheide bekannt. So quert z. B. eine Trockentalfurche zwischen dem Schwarzwasser- und dem Breitachtal den Söllersporn südwestlich von Riezlern auf 1260 m Höhe und wird als zeitweiliger Überlauf zwischen einem ehemaligen Schwarzwasser-Eisstausee ins Breitachgletschertal gedeutet.

Glazifluviale Sedimente, die in der Abschmelzphase auf stagnierendem Eis oder Toteis zur Ablagerung kommen, hinterlassen nach Abtauen des Eises unregelmäßige, kleinhügelige Landschaftsformen von 2 bis 4 m Höhe, die auch als Kames bezeichnet werden und im Gegensatz zu Moränen aus mehr oder weniger zugerundeten, schwach sortierten Schottern, oft mit Sackungsstrukturen, bestehen. Solche Zeugen des Eiszerfalls treten rechts der Breitach bei Zwerwald, südlich von Riezlern und links des Schwarzwasserbachs östlich Oberwald und Unterwald auf.

Periglazialformen

Periglazialformen entstehen dort, wo häufige Frostwechsel und fehlende Vegetationsbedeckung eine intensive physikalische Verwitterung des Locker- und Festgesteins verursachen, so v. a. im Hochgebirge oberhalb der mit geschlossener Vegetation bedeckten Landschaft bis hinauf in die Gipfelregionen mit einem Hauptverbreitungsgebiet in der subnivalen und nivalen Stufe. Die Periglazialformen des Kleinwalsertals sind überwiegend Vorzeit- oder Reliktformen, mit Ausnahme der Frostschutthalden in den Hochregionen der nordexponierten Dolomitketten zwischen Widderstein und Elferkopf.

Frostschutthalden mit Neigungen von 25–35° fallen besonders am Fuß der steilen Felswände, und hier insbesondere unterhalb der Karrückwände auf. Sie bestehen aus scharfkantigen Gesteinsbruchstücken bis zur Blockgröße, die als Folge der Frostsprengung an Graten und Felswänden entstanden sind. Frostschutthalden können den glazial geschaffenen Trogtalquerschnitt nach dem Abtauen der Gletscher stark verändern und zu kerbtalähnlichen Formen beitragen. Insbesondere im Spätglazial der Würm-

eiszeit, als alle Kare des Kleinwalsertals eisfrei und die Schuttmassen nicht mehr abtransportiert wurden, vermochten die Frostschuttmassen die Karwannen weitgehend bis vollständig auszufüllen. Rezente Sturzhalden treten an Felswänden der subnivalen Höhenzone ab etwa 2100 m aufwärts, insbesondere an nord- bis nordostexponierten Karwänden auf. Auffallend schuttreich sind z. B. die Kare um Elferkopf, Kemptener- und Liechelkopf, Schafalpenköpfe, Geißhorn, Hochifen sowie Großem und Kleinem Widderstein. Kare und Steilwände mit begrünten Sturzhalden unterhalb 2100 m NN gelten als vorzeitlich und wurden noch im Spätglazial der Würmeiszeit mit Schutt versorgt, während heute Formungsruhe herrscht.

Neben den Sturzhalden der Dolomittfelswände gelten nivofluviale Spülrinnen und Murkegel als auffälligste Reliefelemente im jüngsten Würm-Spätglazial. Insbesondere in den Hangflanken der Flysch-, Ultrahelvetikum- und Helvetikum-Gebiete des Kleinwalsertals sind auf leicht erodierbaren, wenig durchlässigen Gesteinen zahlreiche, meist parallel verlaufende Trockenrinnen erkennbar, die am Oberhang einsetzen und auf vorzeitliche Murkegel des mittleren bis unteren Hangbereichs zulaufen. Schmelzwässer aus perennierenden Firndecken am Oberhang verlegten auf diese Weise diesen zurück und bauten gleichzeitig den Mittel- bis Unterhang vor, so dass als Folge dieser nivofluvialen Prozesse, ähnlich wie bei den Frostschutthalden, eine periglaziale Abschrägung der ursprünglich konkaven Trogtalhänge einsetzte, die stellenweise – deutlich abgeschwächt – bis heute anhält.

Eine entsprechende, beispielhaft ausgeprägte Hangformung weisen die nordwest-exponierten Talflanken unterhalb des Fellhorn-Söllereck-Kamms sowie die nordexponierte Südflanke des oberen Schwarzwassertals auf, wo rezente, episodisch aktive Spülrinnen und Murgänge mit vorzeitlich periglazialen Analogformen vergesellschaftet sind. Besonders auffällig ist ein polygenetischer Murkegelkomplex am südwest-exponierten Hang zwischen dem Talboden des Wildentalbachs und der Kammlinie Hammer-/Hochgehrenspitze, der wohl bereits unter periglazialen Bedingungen im Würm-Spätglazial aufgeschüttet wurde, aber nicht ganz bis zum Wildentalboden reichte, da noch ein spätglazialer Gletscherrest das Tal ausfüllte. Nachfolgend zerschnitten jüngere Murgänge den spätglazialen Murkegelkomplex und verschütteten den Talraum gemeinsam mit Murzungen und -kegeln des gegenüberliegenden Elfer- und Zwölfer-Kars.

Karstformen

Wasserlösliche Gesteine des Kalkalpins (Hauptdolomit) und im Schrattekalk des Helvetikums haben ein charakteristisches Karstrelief hinterlassen. Zu den berühmten Karstformen des Gottesackerplateaus nordöstlich des Hochifen gehören die zahlreichen Karren mit Tiefen von wenigen Millimetern bis zu mehreren Metern (Abb. 6). Oberflächlich entstandene Rillen- und Rinnenkarren können von den tiefer hinabreichenden Kluffkarren unterschieden werden, die an tektonisch bedingte Klüfte und Störungen angelehnt sind und das Gottesackerplateau in einem regelmäßigen Netz-



Abb. 6: Karrenfeld auf dem Gottesackerplateau (Foto: © M. Bader)

werk überziehen. Durch Korrosion klamm- bis schluchtartig erweiterte, viele Meter tiefe und einige Meter breite Kluftkarren werden als Karstgassen bezeichnet. Im Hauptdolomit des Kalkalpins treten die Karren gegenüber dem helvetischen Schrattekalk stark zurück. Karstschlote, natürlichen Schächten vergleichbar, bilden sich auf dem Gottesackerplateau an den Kreuzungspunkten zweier Kluftsysteme, wo Niederschlags- und Schneeschmelzwasser spontan versickert und lösungsbedingt einen trichterförmigen Eingang von einigen Metern Breite schafft.

Zwischen dem Mittellauf des Schwarzwassertals und dem Ifengebirge fällt eine durch längliche Kalksteinkuppen gekammerte, niedrige Grundmoränenlandschaft auf, die sich durch steil ansteigende Felswände des Schrattekalks vom angrenzenden Gebirge absetzt und von VÖLK (2001) als Karstrandebene bezeichnet wird. Sie ist karstkorrosiv entstanden und durch talartige Tiefenlinien, Dolinen, Ponore und Karstquellen gekennzeichnet. Die länglichen, durch niedrige Kalksteinrücken getrennten Hohlformen können als halboffene Poljen angesprochen werden, in denen durch Seitenkorrosion auf wasserundurchlässigen Lösungsrückständen und der wasserstauenden Grundmoräne die Karstrandebene ausgedehnt wird. Das Marburger Haus befindet sich am nördlichen Rand der mittleren von insgesamt drei schlauchartigen Poljen im mittleren Schwarzwassertal. In der nördlichen Polje sind eine Reihe von Dolinen in der Grundmoränendecke zu beobachten, gefolgt von einer per-

ennierenden Karstquelle an ihrem Ostende, der Kesselschwandquelle, deren hoher Abfluss schon nach kurzer Strecke ein talartiges Gerinnebett geschaffen hat und dem Schwarzwasserbach bei der sog. Naturbrücke zuströmt.

Formen gravitativer Massenbewegungen

Beim Bergsturz Melköde handelt es sich um den Kollaps eines Teils der Schrattenkalk-Schichtplatte am Südschenkel des Hochifen-Sattels, am sog. Bärenköpfle, 1,5 bis 2 km südöstlich des Hochifen-Gipfels (Abb. 7 und 8). Hier löste sich eine ca. 75 m mächtige Kalksteinplatte und glitt auf den unterlagernden, inkompetenten Drusbergmergeln dem Schichteinfallen folgend mit hoher Geschwindigkeit ins Schwarzwassertal. Die Schichtplatte hat sich kurz nach Beginn des Abreißen in zahlreiche Felsfragmente zerteilt und als Blockstrom den Schwarzwassergletscher in damals 1440 m Höhe überfahren, etwa 100 m höher als die Aufschüttungsebene der heutigen Melköde-Tal-füllung. Die Ablagerungen können als Bergsturmoränen gedeutet werden (s. oben), da sie auf beiden Talflanken terrassenähnliche Seitenmoränen hinterlassen haben, die zum Zeitpunkt des Ereignisses auf die Anwesenheit und Bewegung eines Gletschers im Schwarzwassertal hindeuten. Als Ursachen des Bergsturzes gelten die Unterschneidung des Schrattenkalkhangs durch glaziale Erosion des ehemaligen Schwarzwassergletschers, der Verlust des Widerlagers am Hangfuß bei Abtauen des spätglazialen



Abb. 7: Blick von Südosten auf Hochifen und Gottesackerplateau (Foto: © E. Thoma)

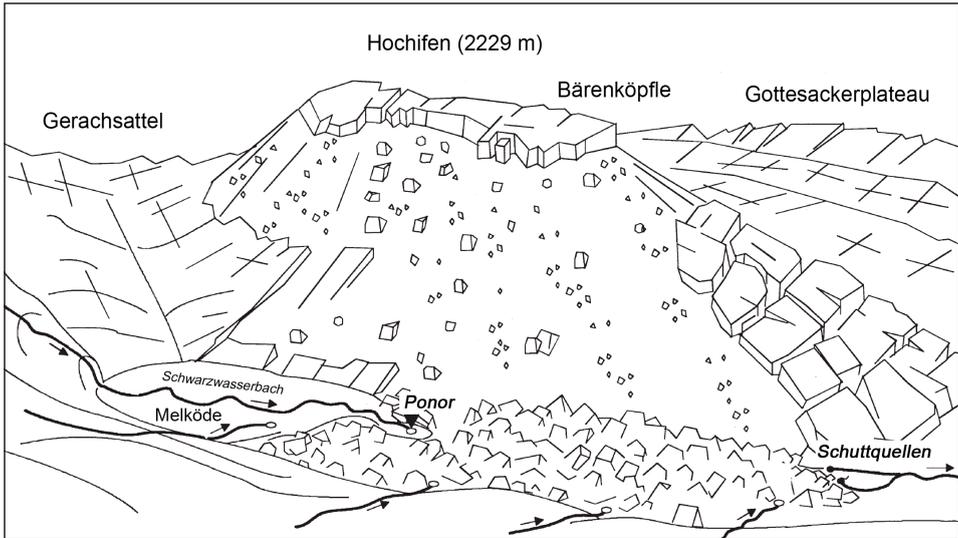


Abb. 8: Hochifen und Bergsturzmasse im oberen Schwarzwassertal von Südosten. Der Schwarzwasserbach versinkt am Bergsturziiegel in mehreren Ponoren vollständig und ganzjährig. Am talwärtigen Ende der Bergsturzmasse treten schüttungsstarke Schuttquellen aus.
(Quelle: SINREICH et al. 2002, S. 8, verändert)

Schwarzwassergletschers sowie ein langsames Auseinanderdriften und eine Zerrung der Felsplatte auf der weichen Mergelschicht, so dass eine seitliche Abstützung der Hochifen-Schichtplatte am Bärenköpfe entfiel. Auslöser mögen ein positiver Porenwasserdruck auf der Trennfläche zwischen Schratenkalkbasis und undurchlässigem Drusbergmergel sowie eine Aufweichung des Mergels gewesen sein.

Hangrutschungen bilden, neben Muren und Spülrinnen, den Hauptanteil nacheiszeitlicher, flächenhaft wirkender Formungsaktivität an Hängen. Sie machen sich als oberflächennahe, kleine bis mittelgroße Rotationsrutschungen und kleinere Translationsrutschungen bemerkbar. Die größte Rotationsrutschung befindet sich im mittleren Derrental, nahe des Zusammenflusses der beiden Quellbäche, direkt unterhalb des Wannenberg-Gipfels (1829 m), der, wie die gesamte Talflanke, aus Flysch-Sandstein besteht. Kleinere Translationsrutschungen auf hangparallelen Gleitflächen sind v. a. im anstehenden Flyschgestein verbreitet.

Muren sind Schutt- oder Schlammströme hoher Fließgeschwindigkeit, die aus wassergesättigten Gesteinsfragmenten und Feinsedimenten bestehen. Neben hinreichender Schuttansammlung im Oberhang bedarf es episodischer Starkregenniederschläge und/oder großer Mengen an Schneeschmelzwasser sowie ein hohes Gefälle, um ein Murenereignis zu produzieren. All diese Voraussetzungen sind im Kleinwalsertal entlang der meisten Kammlagen gegeben und können die zahlreichen Vorkommen von Murgängen, -kegeln und -zungen erklären. Deutlich erkennbar sind rezente Murgänge und -kegel entlang der Dolomitketten des südlichen Kleinwalsertals. Sie gehen im We-

sentlichen aus der Umlagerung vorzeitlicher Sturzschutthalde n am Fuß der Kammlagen hervor und können dank der typischen hellgrauen Farbe des Dolomitschutts un schwer verfolgt werden. Dolomitschutthalde n bilden ein großes Reservoir beweglichen Lockermaterials, das durch jährlich wiederkehrende, exzessive Starkregenereignisse während der Frühjahrsschneeschnelze spontan als Schuttstrom mobilisiert und zu niedrigeren Murkegeln umgebaut wird, die sich bis in die tieferen Tallagen vorschieben und in Ausnahmefällen Bäche und Flüsse zeitweise zurückstauen können.

Eng vergesellschaftet mit den rinnenartigen Hohlformen der Murbahnen zeigen sich auch Spülrinnen auf den Steilhängen der Talhänge. Besonders zahlreich und oft parallel verlaufend finden sich diese Rinnensysteme entlang der Steilhanglagen im nordöstlichen Kleinwalsertal unterhalb des Fellhorn-Söllereckkamms östlich Riezlern. Die Rinnenspülung ist vor allem in Gebieten der Flysch- und Ultrahelvetikum-Einheiten verbreitet, wo undurchlässige Tonsteine, Tonschiefer und Mürbsandsteine dominieren.

Fluviale Formen

In der Nacheiszeit setzte eine fluviale Zerschneidung der glazialen Trogtäler zu Kerbtälern und Klammern ein, da die würmglazialen Trogtalböden der Hauptgletscher fast überall tiefer lagen als die der Gletscher in den Nebentälern mit oft gestuften Tal mündungen (Hängetalstufen). Aus diesem Grund ist auch das eiszeitliche Breitach trogtal als Hängetal zum Illergletschergebiet entwickelt, wo es durch eine Stufe von 75 m Höhe vom größeren, tiefergelegenen Illertal getrennt ist und wo nacheiszeitlich die Breitachklamm entstand. Die Tendenz der Breitach zur Tiefenerosion setzt sich als Schluchttal bis in die Gegend von Riezlern und Außerhirsche gg fort, um dann talaufwärts gegen Mittelberg allmählich abzunehmen und in ein Sohlenkerbtal mit Hochflutbett überzugehen. Alle Nebentäler der Breitach zeigen Kerbtalzerschneidung ihrer Stufenmündungen. Dazu zählen (von Nord nach Süd) Schwarzwasser-, Schmiede bach-, Zwerenbach-, Wilden-, Gemstel- und Bärgunttal, ferner die Quellbachtäler Derren- und Turatal. Innerhalb der Nebentäler reicht die fluviale Einkerbung mit abnehmenden Beträgen meist bis nahe an die Talschlüsse heran. Die rückschreitende Erosion im Oberlauf der Seitenbäche hält bis heute an und lässt sich anhand von frischen Uferabbrüchen oft gut erkennen. Bei kleineren Nebentälern, wie dem Schmiede- und Zwerental bei Riezlern, sind in den Oberläufen die Trogtalformen erhalten. Im südlichen Einzugsgebiet der wasserreichen Seitenbäche der Breitach, d. h. im Wilden-, Bärgunt- und Derrenbach, werden derzeit die Karschwellen entlang kleinerer Wasserfälle zu tiefen Klammern zerschnitten.

Die fluviale Zerschneidung des v. a. im vorderen Kleinwalsertal noch gut erkennbaren Trogtalbodens des ehemaligen Breitachgletschers begann wohl erst im jüngsten Spätglazial, nachdem auch der Illergletscher im Oberstdorfer Raum vollständig verschwunden war und den Abfluss der Breitach nicht mehr – wie noch im frühen Spätglazial – zurückstaute.

Die Breitachklamm folgt überwiegend einem bedeutenden Südwest-Nordost-Kluftsystem (Querklüfte) des Gottesackerplateaus, an dem bei einer Wanderung durch die Klamm auch eine Harnischstriemung zu erkennen ist. In Folge des steilen Einfallens (80°) der Klüfte nach NW erhält der Klammeschnitt streckenweise eine entsprechende, vom Lot abweichende Schräglage. Nur jeweils kurze Versatzabschnitte der Klamm sind in Nordwest-Südost-Richtung (entsprechend der Klufttrichtung) als Längsklüfte angelegt.

Im Mittel- und Unterlauf des Schwarzwassertals durchquert der Bach die Ausläufer des Ifenmassivs und des Gottesackerplateaus (Helvetikum) mit den nach Südosten abtauchenden Falten- und Muldenstrukturen. Die Talmorphologie hat sich an das geologisch-tektonisch vorgegebene Muster angepasst und entsprechende Talabschnitte entwickelt. Auf einer Strecke von etwa 10 km durchbricht der Schwarzwasserbach in drei canyonartigen Schluchten Sattelstrukturen des Schrattenskalks, während in Muldenstrukturen relativ weiche Mergelschichten durchschnitten werden, wobei Talweitungen in Form von Sohlentalkerbtälern mit Hochflutsedimenten entstanden sind.



Abb. 9: Die „Naturbrücke“ – Relikt einer Höhlendecke im unterirdischen Karst? (Foto: © E. Stanetzek)

In den Schluchten fallen Felstreppen aus gebankten Kalken, glatte vertikale Kluftflächen als Seitenwände, stellenweise Felstunnel („Naturbrücke“, Abb. 9) sowie ein unausgeglichenes Längsprofil mit z.T. spektakulären Wasserfällen auf. Es handelt sich wohl um eine geomorphologisch junge, spätglazial-nacheiszeitliche Talanlage, in der fluviale Prozesse und Kalklösung zusammenwirken. Teile der Schluchtstrecken scheinen ehemalige Karsthohlräume zu sein, die ihre Entstehung einer unterirdischen Kalklösung zu verdanken haben, bevor sie durch fluviale Prozesse exhumiert und stellenweise mit Kolken

nachgearbeitet wurden. Die sog. „Naturbrücke“ scheint demnach der noch verbliebene Rest einer ehemaligen Höhlendecke im unterirdischen Karst zu sein.

Die Terrassenlandschaft südwestlich Mittelberg ist durch zeitweiligen Rückstau der Breitach samt ihrer fluvialen Geschiebefracht zu erklären und durch holozäne Bergsturz- und Murkatastrophen verursacht. Die zahlreichen Schwemmfächer der Seitentäler werden vom Vorfluter unterschritten und sind somit überwiegend fossil. Der rezente Talboden der Breitach liegt eingetieft unter der würmglazialen Trogtalsole und wird heute periodisch überflutet. Auf diesen Flusslauf sind die wenigen, noch jungen rezenten Schwemmfächer der Seitenbäche und Hangkerben eingestellt. Die fluviale Erosionsbasis aller Fließgewässer im Kleinwalsertal, auf die eine bis heute anhaltende nacheiszeitliche Tiefenerosion ausgerichtet ist, bildet das untere Talende der Breitachklamm.

Schlussbemerkung

Die Oberflächenformen des Kleinwalsertals weisen eine große Themenbreite auf, wobei geologische, geomorphologische und morphostratigraphische Aspekte ineinandergreifen. So finden sich Hydrographie und fluviale Formen, rezente Massenbewegungs- und Hangformen, Karstformen, vorzeitlich-periglaziale und -nivale Formen sowie glaziale, glazifluviale und glazilakustrine Formen in engem Nebeneinander – Fragestellungen also, die für die Alpenentstehung insgesamt von zentraler Bedeutung sind.

Literatur

- PFIFFNER, O. A. (2015): Geologie der Alpen. 3. Auflage. Bern.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1960): Zur Geologie und Morphologie des Ifengebirgsstockes (Allgäu). In: *Erdkunde* 14(3), S. 181–195. Online: <https://www.erdkunde.uni-bonn.de/article/view/1317>.
- SCHOLZ, H. (2016): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. 3. Auflage. Stuttgart.
- SINREICH, M., GOLDSCHIEDER, N. & H. HÖTZL (2002): Hydrogeologie einer alpinen Bergsturzmasse (Schwarzwassertal, Vorarlberg). In: *Beiträge zur Hydrogeologie* 53, S. 5–20.
- VÖLK, H. R. (1996): Zur Höhe der würm- und rißglazialen Talvergletscherung des Illergletschers, Oberallgäu. In: MÄUSBACHER, R. & A. SCHULTE (Hrsg.): Festschrift für Dietrich Barsch. *Heidelberger Geographische Arbeiten* 104, S. 259–274.
- VÖLK, H. R. (2001): Geomorphologie des Kleinwalsertales und seiner Gebirgsumrahmung. Landschaftsformen zur Eiszeit und Nacheiszeit unter Einbeziehung der geologischen Verhältnisse. In: *Vorarlberger Naturschau* 10, Dornbirn, S. 7–95. Online: https://www.zobodat.at/pdf/VNFE_10_0007-0095.pdf.

Autor

apl. Prof. Dr. Stefan Harnischmacher
Fachbereich Geographie
Deutschhausstraße 10
35032 Marburg
E-Mail: stefan.harnischmacher@geo.uni-marburg.de