

# Geomorphologie des Kleinwalsertales und seiner Gebirgs- umrahmung. Landschaftsformen zur Eiszeit und Nacheiszeit unter Einbeziehung der geologischen Verhältnisse

von Hellmut Rudolf Völk

VORARLBERGER  
NATURSCHAU  
10  
SEITE 7–95  
Dornbirn 2001

## Zum Autor

Prof. Dr. Hellmut R. Völk, geboren 1933 in Donauwörth, Bayerisch-Schwaben. Studium der Geologie und Paläontologie an der Ludwig-Maximilians-Universität München. Dissertation an der Universität Amsterdam über ein Tertiärbecken innerhalb der Betischen Kordillere Südspaniens. Lagerstättenforschung zu „Steine und Erden“ am Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden. Habilitationsschrift an der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg über das Quartär Südspaniens. Professor für Geographie an der Universität Heidelberg seit 1980; Schwerpunkte Geomorphologie und Bodenkunde. Gegenwärtige Hauptinteressengebiete: Geomorphologie der Hochgebirge, Glazialgeschichte und Massenbewegungen.

## Inhaltsverzeichnis

<i>Abstract</i>	9
<i>Summary</i>	9
<i>Zusammenfassung</i>	10
1. <i>Gebirgs- und Reliefbildung, Geologische Formationen</i>	11
2. <i>Geologisch-tektonische Situation im Kleinwalsertal</i>	13
3. <i>Terminologische Hinweise zu Struktur-, Härtlings- und Weichformen</i>	19
4. <i>Struktur- und Weichformen im Kleinwalsertal</i>	21
4.1 <i>Strukturformen im Helvetikum</i>	21
4.2 <i>Strukturformen in der Ultrahelvetikum – Mélange</i>	22
4.3 <i>Strukturformen im Flysch</i>	23
4.4 <i>Strukturformen der Aroser-Mélange</i>	24
4.5 <i>Strukturformen im Kalkalpin</i>	24
5. <i>Glaziale Formen</i>	26
5.1 <i>Erosionsformen der Gletscher</i>	26
5.1.1 <i>Eisüberschliffene Spornrücken (Konfluenzspore)</i>	26
5.1.2 <i>Transfluenzpässe</i>	27
5.1.3 <i>Trogtäler und Rundhöcker</i>	30
5.1.4 <i>Kare</i>	31
5.2 <i>Ablagerungsformen des Gletschereises</i>	33
5.2.1 <i>Grundmoräne</i>	33
5.2.2 <i>Moränenwälle</i>	34
5.2.3 <i>Bergsturz-Moränen</i>	35
5.2.4 <i>Gesteinskomponenten der Moränen</i>	36
6. <i>Glazifluviale und glazilakustrine Formen</i>	37
6.1 <i>Glazifluviale Eisrandterrassen</i>	37
6.2 <i>Glazifluviale Schwemmfächerterrassen</i>	38



6.3	Glazifluviale Schmelzwasserrinnen	38
6.4	Eiszerfallsformen (Kames)	38
6.5	Glazilakustrine Ablagerungen	39
7.	<i>Periglazialformen</i>	39
7.1	Frostschutthalden, Hangschuttdecken und Karverfüllung	40
7.2	Firnhaldenmoränen (Schneeschuttwälle)	42
7.3	Glatthänge	42
7.4	Gelifluktions-Decken (Fließerde-Decken)	42
7.5	Nivationsmulden und -wannen	43
7.6	Nivofluviale Spülrinnen und Murkegel	43
8.	<i>Karstive Formen</i>	44
8.1	Karren und Karstgassen	45
8.2	Naturschächte	45
8.3	Karstrandebene mit Poljen entlang des Schwarzwassertales	46
8.4	Karsthydrographie der Karstrandebene und des angrenzenden Schwarzwasser-Baches	48
9.	<i>Hangmassenbewegungen; Muren; Spülrinnen; Bodenfließen</i>	49
9.1	Berg- und Felsstürze	49
	9.1.1 Bergsturz Melköde (Felsmechanische Interpretation)	49
	9.1.2 Sonstige Berg- und Felsstürze	51
9.2	Rutschformen	52
	9.2.1 Rotationsrutschformen	52
	9.2.2 Translationsrutschformen	52
9.3	Talzus Schub, Bergerrei ßung	53
	9.3.1 Kippender Talzus Schub	53
	9.3.2 Gleitender Talzus Schub	54
	9.3.3 Sackender Talzus Schub	55
9.4	Muren und Spülrinnen	56
9.5	Bodenfließen (Solifluktion) und Hangkriechen	57
10.	<i>Fluviale Formen</i>	58
10.1	Fluviale Talformen	58
10.2	Fluviale Terrassen und Schwemmfächer	62
11.	<i>Morphostratigraphie: Würmhochglazial-Spätglazial-Holozän</i>	62
11.1	Forschungsstand	62
11.2	Ermittlung der Gletschereishöhen	65
11.3	Hochstände im Kleinwalsertal (Hochglazial ?)	65
11.4	Das Spätglazial im Kleinwalsertal	67
	11.4.1 Klausenwald-Stand (Bühl-Stadium?)	67
	11.4.2 Fuchsloch-Stand (Steinach-Stadium?)	68
	11.4.3 Schwendle-Stand (Gschnitz-Stadium?)	69
	11.4.4 Baad-Stand (Clavadell-Stadium?)	69
	11.4.5 Heiterbergkar-Stand (Daun-Stadium?)	70
	11.4.6 Firnhaldenmoräne Angerer/Kemptener Kopf (Egesen-Stadium?)	70
	11.5 Die Eintiefung der Breitach und des Schwarzwasserbaches im Spätglazial	70
8	12. <i>Literaturverzeichnis</i>	71

## Abstract

Geomorphology of the Kleinwalsertal Valley and its high mountainous surroundings. Landforms during the Ice age and thereafter with regard to the geological situation.

Key words: alpine geomorphology, morphogenetic map, morphostratigraphy, Ice age, karstic phenomena, mass rock creep.

## Summary

A combination of a thematic map (1:25'000) indicating the distribution of the landforms, text and picture plates was chosen for a representation of the Kleinwalsertal Geomorphology.

What does geomorphology mean? In the beginning of the text (chapter 1) the author undertakes the attempt to define his vision as a geomorphologist and to delimit his approach from the geological points of view.

In order to cover the broad range of topics – geology, geomorphology, morpho-stratigraphy – almost all landforming processes, except snow avalanches, are described and discussed as far as they are relevant for the region. The geomorphological map contains:

- structural landforms
- hydrographical and fluvial forms
- recent mass movements and slope forms
- karstic landforms
- past periglacial and nival forms
- glacial, fluvioglacial and glaciolacustrine forms

For the coloured geomorphological map 1:25'000, prepared by A. SCHEID (Büro für Rauminformation und Angewandte Geographie), emphasis was placed upon morphogenetic aspects less upon morphological ones. Various colours on the map indicate different modes of morphogenetic origin.

Several landforms and processes, which are described in the text and the pictures, might be mentioned as being of greater interest for the reader because they are rarely treated or only found in special publications.

1. Some examples of *mass rock creep* (chapter 9.3): extremely slow mass movements of rock slopes characterizing all regions of high relief in the world.
2. *The Melköde landslide* (chapter 9.1.1): a type of spontaneous rock slide of rigid limestones upon ductile marls. The event was dated by the author as Late Glacial (Gschnitz stade?) by means of block-moraines.
3. *Variation of cirque forms* (chapter 5.1.4): several types of forms are distinguished (in plan view) and genetically explained by a combination of structural conditions and erosional processes.
4. *Levelled-off spurs* (chapter 5.1.1): the glacial polishing of confluence spurs is an indicator of former height of valley glaciers.
5. Distinction between *young and old glacial breaches* (chapter 5.1.2): the great majority of the relictic breaches across the watershed appear to be of the old type, i.e. not in function during the last great alpine glaciation.

6. *Karstic planation surface with poljés bordering the mountains (chapter 8.3)*: a low-level strip of rolling area, round about „Wäldele“, is interpreted as a karstic planation surface. It is characterized by several poljé-areas, inside, covered by basal till, in which occur karstic springs and sink-holes; the region is dissected by a side valley, Schwarzwassertal, exhibiting postglacial karstic canyon-reaches.
7. *Deltaic terraces of a former ice-dammed lake north of Riezlern (chapter 5.2.2 and 11.4)*: the damming of fluvial drainage was caused by a glacier, which had been advancing upvalley and represented a branch of the Stillach / Illertrunk glacier.
8. *Morpho-stratigraphy of the Kleinwaser-Valley (chapter 11)*: the author established a local chronology of moraine relics of the last ice age (Würmian) in the investigated region and attempted a provisional correlation with the well-known morpho-stratigraphy of Late Glacial times in the Alps as conceived by the university researchers of Innsbruck and Zürich.

An attached map 1:40 000 (Kartenbeilage 2), prepared by A. SCHEID, shows all Würmian moraine ridges, which were found. They are marked in different colours according to their morpho-stratigraphic positions.

### **Zusammenfassung**

Für die geomorphologische Darstellung des Kleinwalsertales wurde eine Kombination aus farbiger, thematischer Karte (1:25'000) für Art und Verbreitung von Landschaftsformen, zugehörigem Text und Bildteil (Fotos) gewählt.

Was bedeutet die Geomorphologie? Um dies zu verdeutlichen, unternimmt der Verfasser zu Beginn den Versuch (Kap.1), seine Sicht als Geomorphologe zu erklären und sich abzugrenzen von den Aufgabenstellungen der geologisch-tektonischen Forschungsrichtung.

Um der Themenbreite – Geologie, Geomorphologie, Morphostratigraphie – gerecht zu werden, sind in Karte und Text nahezu alle für das Kleinwalsertal relevanten Formungsprozesse, außer Lawinen, angesprochen worden. Die Karte enthält:

- Strukturformen
- Hydrographie und fluviale Formen
- Rezente Massenbewegungs- und Hangformen
- Karstformen
- Vorzeitlich-periglaziale und -nivale Formen
- Glaziale, glazifluviale und -lakustrine Formen

Was die Geomorphologische Karte betrifft, erstellt von A. SCHEID (*Büro für Rauminformation und Angewandte Geographie*), so hat dabei der morphogenetische Ansatz Vorrang vor dem morphographisch beschreibenden bekommen. Die morphogenetischen Formengruppen werden durch unterschiedliche Farben kenntlich gemacht. Aus der Vielzahl konventionell angesprochener Formtypen, die in den meisten veröffentlichten, geomorphologischen Karten auftauchen,

springen in dieser Darstellung einige heraus, auf die hier aufmerksam gemacht wird, da sie sonst kaum behandelt werden oder nur in Spezial-Veröffentlichungen zur Sprache kommen.

1. Mehrere Beispiele von *Bergzerreißung oder Talzuschub* (Kap.9.3): extrem langsame Hangmassenbewegungen von Felsgesteinen, die auch im Kleinwalsertal als Kennzeichen reliefstarker Gebiete der Erde vorkommen.
2. *Bergsturz in der Melköde* (Kap.9.1.1): ein spontaner Massenversatz des Typs „Hart über Weich“. Er konnte mit Hilfe der Bergsturzmoränen als spätglazial (Gschnitz-Stadium?) eingestuft und gebirgsmechanisch als Felsgleitung definiert werden.
3. *Variation von Karformen* (Kap.5.1.4): es wird eine morphologische Typenunterscheidung vorgenommen und genetisch erklärt als Zusammenspiel von Skulptur- und Strukturformung.
4. *Konfluenzsporn-Verebnungen* (Kap.5.1.1): das glazialerosive Glätten von Konfluenzspornen kann nach Auffassung des Verfassers zur Bestimmung der ehemaligen Eisstromhöhe zweier zusammenfließender Gletscher genutzt werden.
5. Unterscheidung zwischen *Jung- und Alttransfluenzen* (Kap.5.1.2): die übergroße Mehrheit aller Transfluenzpässe der Gebirgsumrandung des Kleinwalsertales stellen Alttransfluenzen dar, über die während der letzten alpinen Großvergletscherung kein Eis mehr geflossen ist.
6. *Karstrandebene mit Poljen* (Kap.8.3): am Nordwestrand des Kleinwalsertales wurde ein schwach-welliges, niedrig gelegenes Gebiet um das „Wäldele“ als Karstrandebene bezeichnet. Es konnten drei grundmoränen-bedeckte Poljen unterschieden werden, in denen Karstquellen und Ponore vorkommen sowie postglaziale Karst-Canyonstrecken im Schwarzwassertal, dem lokalen Vorfluter.
7. *Deltaterrassen eines ehemaligen Eisstausees nördlich Riezlern* (Kap.5.2.2 und 11.4): ein talaufwärts eingedrungener Gletscherarm des Stillach/Iller-Hauptgletschers verursachte eine Staulage mit glazilakustrinen Bedingungen.
8. *Morphostratigraphie des Kleinwalsertales* (Kap. 11): mit Hilfe aller Moränenstände des Untersuchungsgebietes wurde eine lokale, morphostratigraphische Altersabfolge erstellt und mit der international bekannten Würm-Spätglazial-Abfolge, wie sie an den Universitäten Innsbruck und Zürich verwendet wird, verglichen. Kartenbeilage 2, 1:40'000, zeigt die Moränenstände im Hoch- und Spätglazial der Würmeiszeit im Kleinwalsertal, wobei diese entsprechend ihrer morphostratigraphischen Zuordnung farbig unterschieden werden.

## 1. Gebirgs- und Reliefbildung, Geologische Formationen

Vor einer Erörterung der geomorphologischen Ausprägung scheint es dem Verfasser angebracht, das geologisch-tektonische Inventar kurz zu sichten und richtig einzuordnen. Welche Bedeutung haben geologische Formationen und ihre Gesteinstypen für die Morphologie? Welche Phasen der Gebirgsbildung sind für die Reliefbildung relevant?

Geologische Formationen umfassen, soweit es sich um sedimentäre Ablagerungen handelt, eine bestimmte Schichtenabfolge, die als lithostratigraphische Einheit aufgefasst wird. Das Gesteinspaket einer Formation entspricht einer gewissen Zeitspanne. Man kann die Formation erstens nach ihrer Lithologie betrachten, mineralogisch wie mechanisch, d.h. nach Zusammensetzung, Kompetenz (Festigkeit und Verformbarkeit) und Porosität (Durchlässigkeit). Zweitens versucht man ihr Alter und ihre Fazies (Ablagerungsmilieu) zu bestimmen. Drittens wird, vor allem bei alpinen Gesteinen, die Art und der Grad der tektonischen Verformung ermittelt. Die Reliefgestaltung, schließlich, kommt erst ins Spiel, wenn die Abtragung der Formationen und ihrer Gesteine einsetzt. Und die relief-bestimmende Abtragung kann erst bei einem *Erosionsimpuls* geschehen, der durch Erdkrustenhebung ausgelöst wird. Tektonische Prozesse der Gesteinsdeformation und der isostatischen Hebung sind also die Voraussetzung für Reliefbildung.

Was nun die Gebirgsbildung, also die alpinotype Tektonik und Reliefbildung angeht, so ist aus der Sicht des geomorphologischen Forschers eine genauere Differenzierung der Vorgänge geboten. Erst wenn die geologisch-tektonische Entwicklung in ihren erdgeschichtlichen Stadien auch *vor* der alpinen Reliefentwicklung mit ihrer jüngsten Ausgestaltung, der eiszeitlichen Morphogenese, erkannt wird, ist ein Verstehen der heutigen alpinen Landschaft möglich.

Die Differenzierung des Begriffs *Gebirgsbildung* erfordert, zwischen einer Tektogenese i.e.S., also den tektonischen Einengungsprozessen wie Faltung, Überschiebung, Verschuppung sowie Dehnungsprozessen und Bruchbildung, einerseits, und der Orogenese, also der späteren, morphogenetischen Gebirgsbildung durch Aufsteigen der Faltungszonen mit seinem Deckenstapel (Krustenverdickung) zum Hochgebirge, andererseits, zu unterscheiden. Es geht darum, die verschiedenen Entwicklungsstadien der Erdoberfläche bis hin zur heutigen Landschaft zu erkennen und dabei das Stadium der Reliefbildung sowie die Zeitspanne zu ihrer Ausgestaltung richtig einzuschätzen.

Für den geomorphologischen Prozeß zählt beispielsweise nicht so sehr das Gesteins- oder Ablagerungsalter einer Formation, auch nicht das Alter der tektonischen Deformation, der Tektogenese, sondern das Entstehungsalter des Hochreliefs, der Orogenese. *Tab. 1* soll diesen Sachverhalt verdeutlichen. Geologen verwenden meist den Begriff „Orogenese“ für Krustenbildung *und* -Hebung. Aber Faktum ist, dass erst im morphogenetischen Stadium der Gebirgsbildung (Hebung) also in der ursprünglichen Bedeutung des Wortes Orogenese (gr. Oros = Gebirge) eine Prägung von Relief und Landschaft erfolgte (WILHELMY 1975).

Zur Ergänzung der in *Tab. 1* genannten Endphase der alpinen Hebung muß erwähnt werden, dass es bereits im Oligo-Miozän, 30 – 20 Mio. Jahre vor heute, eine bedeutende Hebungsphase der Alpen gab, die zu Rumpfflächenbildung „Raxlandschaft“ führte, heute aber nur noch reliktsch in den Ostalpen zu beobachten ist (TOLLMANN 1968, DONGUS 1984, HEJL 1998). Im Mio-Pliozän begann sich unter mehrmaligen Umprägungen allmählich das Gewässernetz zu entwickeln (HEIERLI 1974). Erst im Plio-Pleistozän sind nach TRÜMPY (1984) infolge erneuter Hebungs Vorgänge die heutigen Hochgebirgsketten in den Westalpen herausmodelliert worden.

Entwicklungsstadium →	Lithogenese (Gesteinsbildung)	Tektogenese (Gesteinsdeformation)	Orogenese (Morphogenese, Reliefbildung)
Prozess →	Sedimentation Diagenese (Verfestigung)	Faltung Überschiebung Verschuppung Bruchbildung Klüftung	Hebung Abtragung (Erosion und Denudation)
Alter →	Mesozoikum bis Altertertiär	Alt- bis Jungtertiär	Pliozän-Pleistozän (Endphase der Reliefentwicklung)

Das Beispiel zweier Formationen aus dem Kleinwalsertal verdeutlicht die Notwendigkeit der Differenzierung in unterschiedliche Prozesse und Alter.

**Tab.1: Reliefbildung als Endstadium der erdgeschichtlichen Entwicklung**

*Beispiel (a): Hauptdolomit-Formation*, repräsentiert im Widderstein-Massiv der Kalkalpin-Decke am Südostrand des Kleinwalsertales und *Beispiel (b): Schrattenkalk-Formation*, repräsentiert im Hochifen-Massiv am Westrand. Die Dolomitgesteine entstanden vor etwa 215 Mio. Jahren in der mittleren Trias aus dolomitisiertem Kalkschlamm (Lithogenese) der marinen Schelfgebiete des afrikanischen Südkontinents etwa 500 km weiter südlich der heutigen geographischen Position des Kleinwalsertals. Die Schrattenkalke dagegen sind bioklastische Trümmerkalke, teilweise Riffschuttbildungen aus dem marinen Schelfgebiet des europäischen Nordkontinents und entstanden vor etwa 125 Mio. Jahren (Lithogenese) in einer Position von etwa 25 km südlich der heutigen Lage. Beide Formationen wurden während der Tektogenesen im Eo-Oligozän, 45 – 35 Mio., und im Oligo-Miozän, 25 – 5 Mio. Jahre vor Heute, nach Norden aufeinander zu bewegt und übereinander geschoben (TRÜMPY 1984), wobei die Hauptdolomit-Formation getrennt von einigen Zwischenpaketen – Ultrahelvetikum-Mélange, Flysch-Decke und Arosier Mélange – über dem Schratten-Kalk zu liegen kam (vgl. Abb.2). Zum Hochgebirge aufgestiegen und mit annähernd heutigen Reliefverhältnissen versehen, sind beide Formationen (Hauptdolomit der Trias und Schrattenkalk der Unterkreide), wie alle anderen präquartären Festgesteine der Umrahmung des Kleinwalsertals, erst im Zeitraum Pliozän und Pleistozän, seit etwa 5 Millionen Jahren. Über die frühe, voreiszeitliche Reliefgenese der Alpen informieren Veröffentlichungen von MAULL 1958, TOLLMANN 1968, EMBLETON 1984, DONGUS 1984.

## 2. Geologisch-tektonische Situation im Kleinwalsertal

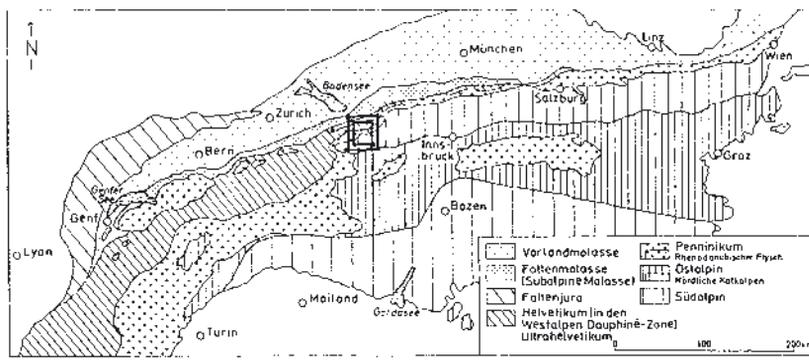
Ohne Zweifel sind die geologisch-tektonischen Verhältnisse im Kleinwalsertal recht kompliziert. Es treffen und überlagern sich dort mehrere allochthone, also wurzellose Einheiten der Alpen. Im Gegensatz zum autochthonen außeralpinen Raum liegt dem alpinen Relief ein tektogenes Deformationsmuster zugrunde, quasi eine „Knautschzone“, die durch Einengungsprozesse der Erdkruste, nämlich durch Plattenkollision zwischen der europäischen und der adriatischen

(= apulischen) Platte in der Kreide- und Tertiärzeit entstand. Die adriatische Platte ihrerseits stellt einen von Afrika (Gondwana) abgerissenen Sporn bzw. eine Mikroplatte dar (vgl. FRISCH & LOESCHKE 1990, *Abb.9-10*). Die großtektonischen Vorgänge, die zur Ausbildung von Überschiebungsdecken führten, sind in mehrere Phasen zu unterteilen und hängen letztlich mit der Öffnung des Atlantiks zusammen.

Im ausgehenden Erdaltertum gab es einen einzigen Superkontinent, Pangäa, der zu Beginn des Erdmittelalters (Triaszeit) zu zerbrechen begann. Nur ein einzelner keilförmiger Meeresausläufer zerteilte bis dahin aus dem Urpazifik kommend, die Pangäa und trennte als Ur-Mittelmeer Eurasien von Afrika. Während des späteren Erdmittelalters (Jura-Kreidezeit) lösten sich die großen Platten Amerika und Afrika voneinander und drifteten als Kontinente auseinander, während gleichzeitig Eurasien und Afrika gegeneinander drehend sich näherten und schließlich im Tertiär zusammenstießen. So entstand in mehreren Akten der Plattentektonik das „Kollisions-Tektogen“ Alpen. Die Kollision verursachte eine Raumverkürzung der Erdkruste im alpinen Bereich und dadurch wurden Krustenteile nicht nur verfaltet, sondern auch über- bzw. unterschoben (*Abb.2*).

Die Begriffe „Überschiebungsdecke“ und „Mélange“ lassen sich skizzenhaft wie folgt beschreiben: Bei „Überschiebungsdecken“ handelt es sich um größere von ihrem Untergrund abgescherte Krustenteile von regionaler Ausdehnung (Kilometer-Dimension), die ohne ihren inneren Zusammenhang verloren zu haben Zehnerkilometer bis über mehrere Hundertkilometer weit („Ferndecke“) von ihrem Ursprungsort, Wurzel, subhorizontal auf andere, fremde Krusten überschoben wurden.

**Abb. 1:** Geologisch-tektonische Lage des Kleinwalsertales im Rahmen der decken-tektonischen Großgliederung der Alpen. Aus: SCHWERD 1996 (Arbeitsgebiet umrahmt).



Während nun tektonische Decken oder Überschiebungsdecken in ihrem Zusammenhang erkennbar bleiben, also eine klare stratigraphische Ordnung aufweisen (vgl. *Tab.2*), sind tektonische „Mélangen“ (frz.: Mischungen) in Einzelteile zerrissene, oft chaotisch vermischte Gesteinskörper aus „Scherlingen“ starrer (kompetenter) und „Quetschmassen“ plastisch reagierender (inkompetenter) Art, erstere oft aus exotischen Anteilen unbekannter Herkunft (Kristallin, Spilite u.a.). Mélangen entstanden durch Subduktion ozeanischer Platten, zerlegt in „Scherlinge“ plus marine hemipelagische Sedimente (Tone und Sande; Akretionskeil), unter eine kontinentale Kruste und zeigen durch ihre Zusammenset-

zung aus tektonischen Schuppen und zerrissener Füllmasse ohne stratigraphischen Zusammenhang einen hohen Grad tektonischer Zerlegung (HSÜ & BRIEGEL 1991).

Die Ultrahelvetikum-Mélange ist m.E. nicht als Decke aufzufassen, sondern als das Ergebnis der Unterschiebung des helvetisch-ultrahelvetischen Plattenrandes (Kontinentalrandes) Europas in der Kollisionszone unter die Adriatische Platte (vgl. HSÜ & BRIEGEL 1991). Die meisten Autoren allerdings glauben im Ultrahelvetikum zwei echte Decken zu erkennen, die Liebensteiner und die Feuerstätter Decke, wenngleich eingeräumt wird, daß es sich insgesamt um einen ziemlich chaotischen Schollenteppich handelt, der massenhaft exotische Komponenten enthält, sog. Wildflysch.

Da die Deckentektonik der Alpen ein Forschungsgegenstand der Strukturgeologie ist, werden dem an Einzelheiten und der Forschungsgeschichte interessierten Leser empfohlen, einschlägige Lehrbücher oder Aufsätze dieses Forschungszweiges nachzulesen: RICHTER 1974, 1984; GWINNER 1978; BÖGEL & SCHMIDT 1976; OBERHAUSER 1980; TOLLMANN 1976, 1986; TRÜMPY 1984, HSÜ & BRIEGEL 1991; SCHOLZ 1995. Von großer Bedeutung sind ferner die geologischen Karten des Untersuchungsraumes insbesondere Blatt Oberstdorf 1 : 100'000 (ZACHER 1972) sowie Blatt Mittelberg 1 : 50'000 (ZACHER 1990).

Folgende Überschiebungsdecken und Mélangen, häufig auch tektonische Einheiten genannt, treffen wir schräg übereinander liegend an (Abb.2, Abb.3, Tab.2):

- |                                    |       |
|------------------------------------|-------|
| 5. Kalkalpin (Decke)               | oben  |
| 4. Aroser Mélange                  |       |
| 3. Rhenodanubischer Flysch (Decke) |       |
| 2. Ultrahelvetikum-Mélange         |       |
| 1. Helvetikum (Decke)              | unten |

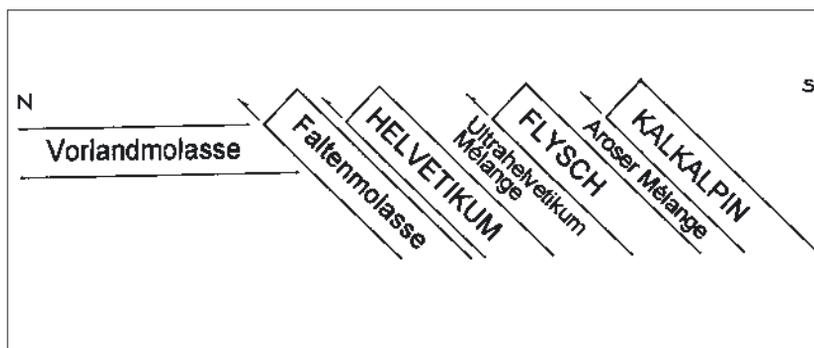


Abb. 2: Schematische Darstellung der alpinen Deckenüberschiebung sowie der Lage und Vergenz der tektonischen Einheiten am Nordrand der Alpen in Vorarlberg und im Allgäu. Leicht verändert nach SCHOLZ 1995.

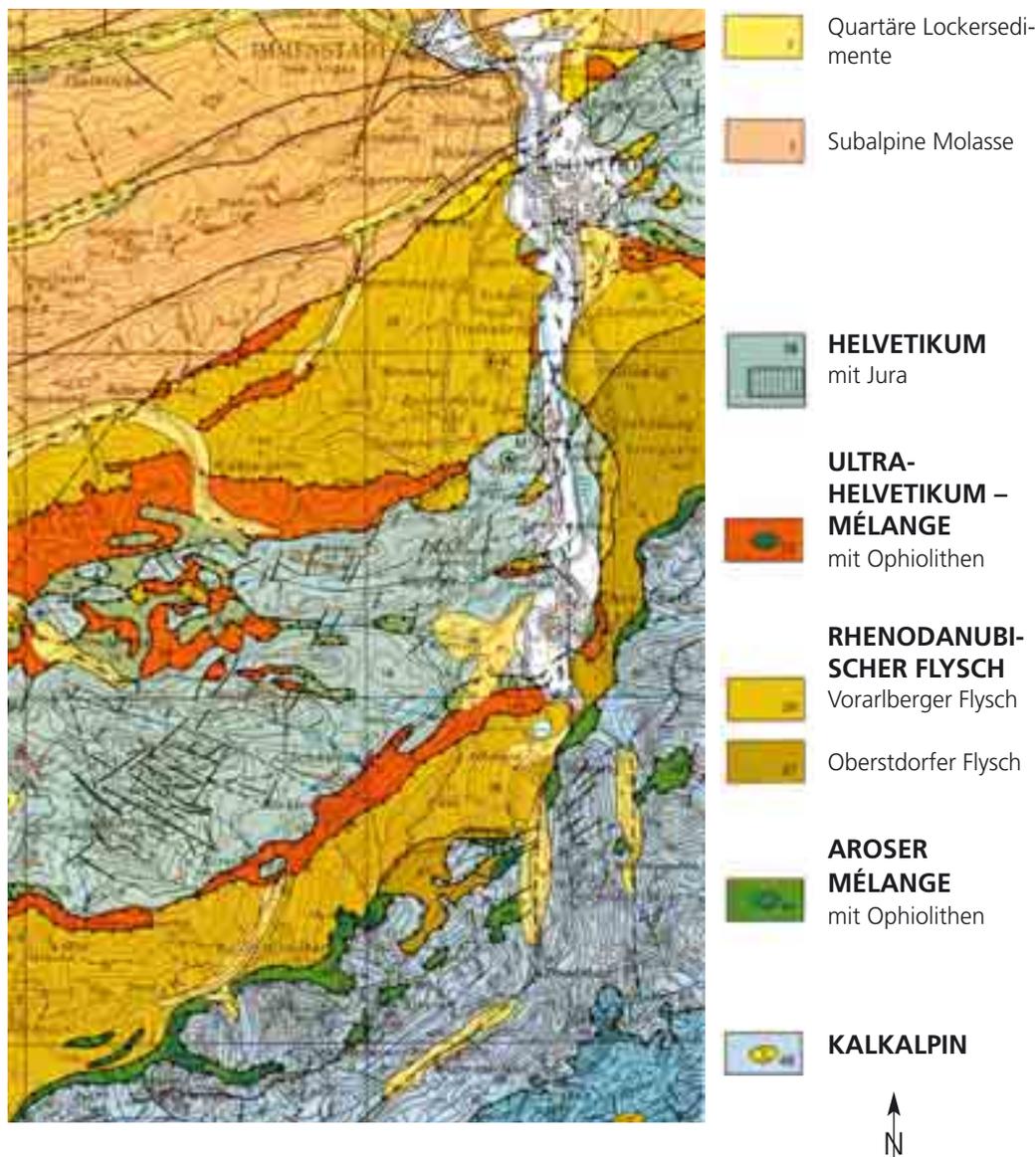
Wie aus der „schuppenförmigen“ Struktur in der schematisch vereinfachten Darstellung des Deckenstapels am Alpennordrand hervorgeht (vgl. Abb.2), ist eine klare Nordvergenz der Deckenüberschiebung vorhanden. Dieser Trend ist natürlich auch an den genaueren geologischen Querprofilen durchgehend zu erkennen (vgl. Abb.4, 5).

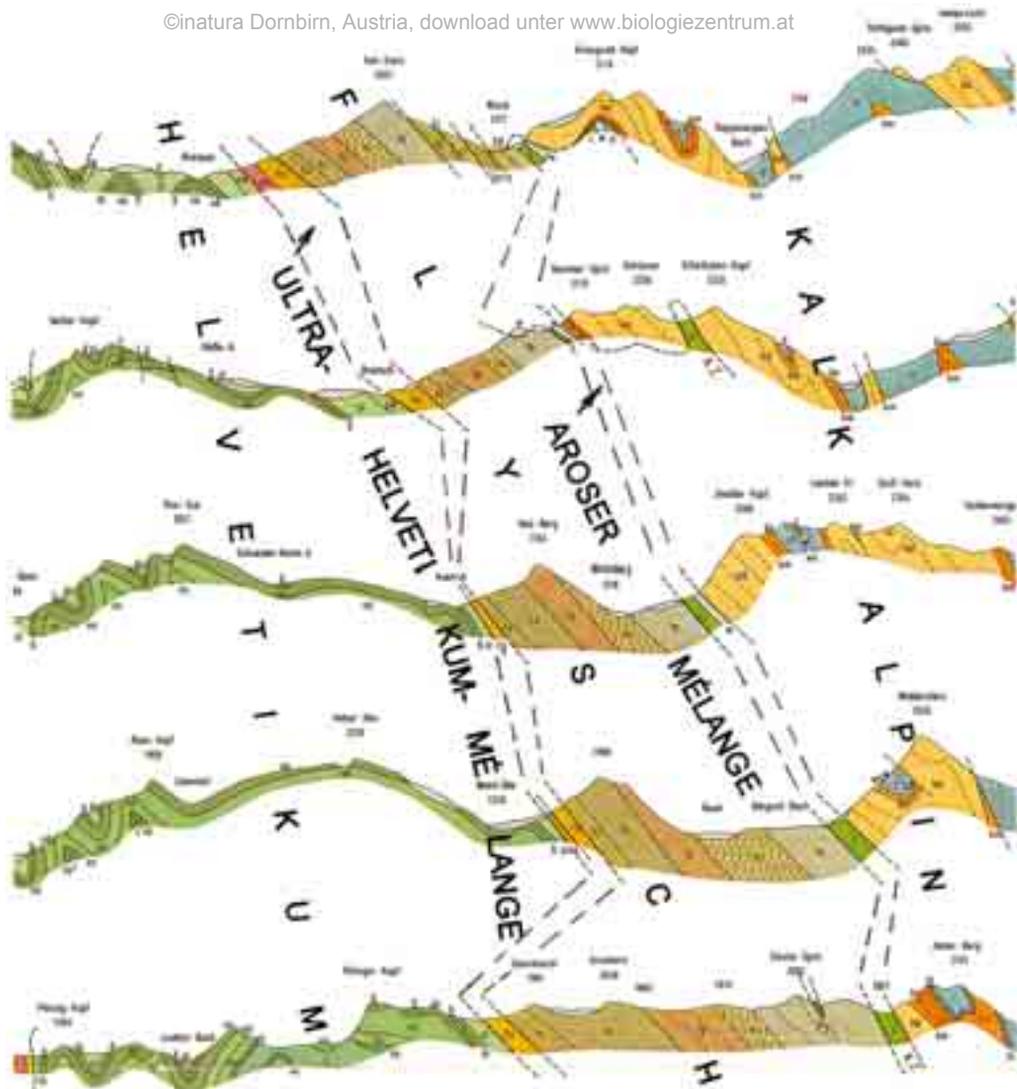
Paläogeographisch südlich beheimatete Erdkrustenabschnitte wurden während der tektonischen Einengungsprozesse (Tektogenese) als Decken über

die nördlichen Krustenabschnitte geschoben und dabei dort, wo die Gebirgsmechanik es zuließ, isoklinal verfaultet: siehe großdimensionierte Muldenstrukturen des Kalkalpins beim Auftreten von Juramergeln zwischen Zwölfer- und Liechelkopf, am Widderstein-Nordabhang sowie am Heiterberg (vgl. SCHÜLER 1959 in: RICHTER 1984, *Abb.45*).

Auch in der Flyschzone gibt es isoklinale Faltung, die allerdings aufgrund völlig anderer geomechanischer Bedingungen viel kleiner dimensioniert ausgefallen (siehe LANGE 1956, *Abb.6, 7*) und daher im Maßstab 1:100'000 (ZACHER 1972) nicht darstellbar sind. Gut wahrnehmbar in den Profilen, *Abb.4*, sind hingegen die nordvergenten Faltenzüge des Helvetikums, auf der linken Seite der Profile, wo sich die bekannten, harmonischen Faltenzüge des Ifen-Gottesacker-Antiklinoriums abzeichnen.

**Abb. 3: Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg – Ausschnitt Kleinwalsertalregion und Oberallgäu. Leicht geändert nach OBERHAUSER & RATAJ 1998.**





**HELVETIKUM**

- sl Amdener Schichten
- g Gault-Grünsandschichten
- nk Schrattenkalk
- nd Drusberg-Schichten
- ns Kieselkalk
- vk Oolithkalk
- v Valendismergel

**ULTRAHELVETIKUM-MÉLANGE**

- Fo Ob. Junghansen-Schichten mit Bolgenkonglomerat
- Fh Hörnlein-Serie
- se Leimern-Schichten

**AROSER- MÉLANGE**

- c Cenoman-Schichten
- w Aptychen-Schichten
- d Ophiolith

**FLYSCH**

- fb Bleicherhorn-Serie
- fh Hällritzer Serie
- fp Piesenkopf-Serie
- fs Reiselsberger-Sandstein
- fo Ofterschwanger-Schichten

**KALKALPIN**

- c Cenoman-Schichten
- w Aptychen-Schichten
- wh Radiolarit
- ef Allgäu-Schichten
- ko Rätoliaskalk
- km Kössener-Schichten
- hd Hauptdolomit

**Abb. 4: Geologische Profile NW-SE durch die Kleinwalsertal-region. Aus: ZACHER 1972.**

**Tab. 2: Geologische Formationen der tektonischen Einheiten: Helvetikum, Ultrahelvetikum, Flysch, Aroser-Mélange und Kalkalpin.**

*Bemerkung zu Tab.2*

Die Gesteine der geologischen Formationen wurden in kompetent- und inkompetent-reagierende eingeteilt, d.h. in druckfeste (harte) und plastisch verformbare, weiche Gesteinstypen. Diese geomechanischen Eigenschaften sind auch für die geomorphologische Betrachtungsweise von Bedeutung, vor allem im Hinblick auf Strukturformung des Reliefs sowie zur Bewertung der morphologischen Widerständigkeit. „Faltungskompetenz“ ist damit nicht angesprochen.

**Tab.2a Formationen des Helvetikums**

Stratigraphische Benennung		Gesteinstyp	Alter der Ablagerung
Kompetente Formation	Inkompetente Formation		
Seewerkalk Brisi-Schichten (= Garschella-Formation)	Wangschichten Buchberger Grünsandstein Amdener Schichten	Mergel(-Kalk) Mürbsandstein Mergel Kalkstein	Oberkreide
	Gamser Schichten	Glaukonit-Quarzsandstein mergeliger Glaukonit-Sandstein	Unterkreide
Schrattenkalk	Drusberg-Schichten	bioklastischer Kalk	
Kieselkalk		Mergel Kieselkalk	

**Tab.2b Gesteine der Ultrahelvetikum-Mélange**

Stratigraphische Benennung		Gesteinstyp	Alter des Gesteins
Kompetente Anteile	Inkompetente Anteile		
Liebensteiner Kalk	Leimern-Schichten	Kalkmergel Mergelkalk	Alttertiär Oberkreide
	Schmiedebach-Serie Schelpen-Serie Junghansen-Schichten	Tonstein Sand- und Tonstein, kristallinführender Geröllmergel	Oberkreide / Alttertiär?
Bolgen-Konglomerat		kristallinführendes Konglomerat	Altertertiär?
Feuerstätter Sandstein	Hörnlein-Schichten	glaukonitreicher Quarz- sandstein u. Kristallinbrekzie Sand- und Tonstein, Serpentinit-Schollen	Oberkreide?

**Tab.2c Formationen des Flyschs**

Stratigraphische Benennung		Gesteinstyp	Alter der Ablagerung
Kompetente Formation	Inkompetente Formation		
Reiselsberger Sandstein	Bleicherhorn-Serie Hällritzer Serie Piesenkopf-Schichten	Mürbsandstein Sandstein dünnplattiger Kalk glimmerreicher Sandstein	Oberkreide-Alttertiär Oberkreide
	Ofterschwanger-Schichten	schiefrige Kalkmergel	
Tristel-Schichten		sandiger Kalk	Unterkreide

**Tab.2d Gesteine der Aroser-Mélange**

Stratigraphische Benennung		Gesteinstyp	Alter des Gesteins
Kompetenter Scherling	Inkompetenter Scherling		
Radiolarit-Scherlinge	Spilit-Scherlinge	Diabas	Kreide  bis  Jura
	Losenstein – Scherlinge	Mergel und Sandstein	
	Aptychenschichten-Scherlinge	Kalk-Mergel	
	Ophiolith-Scherlinge	Serpentin-Peridotit	
Kristallin-Scherlinge	Allgäuschichten-Scherlinge	Kieselschiefer	Präkambrium
		Mergel-Kalk und Tonschiefer	
		Gneis Glimmerschiefer Amphibolite	

**Tab.2e Formationen des Kalkalpins**

Stratigraphische Benennung		Gesteinstyp	Alter der Ablagerung
Kompetente Formation	Inkompetente Formation		
Radiolarite	Losensteiner Schichten	Sandstein und sandiger Mergel	Kreide
	Aptychen-Schichten	Kalkstein und Mergel	
	Allgäu-Schichten	Hornstein	Jura
Roter Liasbasiskalk	Mergelkalk- und Tonschiefer		
Hauptdolomit	Kössener Schichten	Mergelkalk	
	Raibler Schichten	Mergel und Kalke Dolomit Mischfazies aus Mergel, Sandstein und Rauhwacke	Trias

### 3. Terminologische Hinweise zu Struktur-, Härtlings- und Weichformen

#### *Strukturformen i. e. S.*

Hier handelt es sich im engeren Sinn um Reliefformen von Festgesteinen, die durch das vorgegebene Trennflächengefüge aufgrund von Schichtung oder tektonischer Klüftung bedingt sind. Im ersten Fall spricht man von primärem im zweiten von sekundärem Gefüge einer Gesteinsformation. Die durch tektonische Trennflächen verursachte Klüftigkeit von Gesteinskörpern wird nur bei mechanisch harten oder starren Gesteinen wie Kalken, Dolomiten und Sandsteinen gut sichtbar, da sie bei tektonischer Beanspruchung unter Druck, Zug oder Scherung spröde reagieren, also ohne plastische Verformung. Solche Gesteine gelten im Prozess tektonischer Verformungen, wie Faltungsprozessen, als kompetent.

Typische Strukturformen sind glatte Felswände, Felsabbrüche oder geneigte bis gebogene Schichtebenen aus glattem Felsgestein, die flächig zutage treten. Klassische Beispiele für solche Strukturformen finden sich im Schrattekalk (Helvetikum) und Dolomitgestein (Kalkalpin).

#### *Härtlingsformen (Strukturformen i.w.S)*

Unter Härtlingsformen der Festgesteine versteht man gesteinsbedingte Relief-  
formen (Landschaftsformen), die durch bedeutende Resistenzunterschiede ge-  
genüber der Verwitterung und Abtragung bedingt sind, also durch vorgegebene  
Eigenschaften lithologischer Art; man spricht von Petrovarianz. Als Härtlingsfor-  
men oder Strukturformen i.w.S. werden hier vom Autor schroffe Gipfelpyrami-  
den, Felsplateaus, Felskämme und felsige Hangleisten aufgefaßt, weil sie gegenü-  
ber ihrer Umgebung kantig herausragen und reliefbestimmend sind. Ihre  
Entstehung verdanken sie in der Regel einer erhöhten mechanischen Widerstän-  
digkeit, aber vor allem der hohen Klüftigkeit bzw. Porosität und damit der Durch-  
lässigkeit ihrer Gesteine für Niederschlagswasser, oder anders ausgedrückt, dem  
geringen Maß an Oberflächenabfluß und Erodibilität. Typische Härtlingsformen  
bestehen im Kleinwalsertal aus starren, kompetenten Gesteinen, z.B. Kalk-, Sand-  
stein, Dolomit oder Hornsteine. Deshalb ist es nicht verwunderlich, daß Härtlings-  
formen häufig mit Strukturformen vergesellschaftet sind. Beispiele: Hoher Ifen,  
Widderstein. Als *Weichformen* sind jene Formen anzusprechen, welche als Voll-  
formen weichgezeichnete Landschaftsformen wie breite Kuppen und Rücken  
oder als Hohlformen Mulden, Pässe und Jöcher zwischen widerständigen („har-  
ten“) und schroffen Gipfeln ausbilden. Diese sanften Formen bestehen in der  
Regel aus Tonsteinen, Schluffsteinen, Mergeln und Schiefen sowie halbfesten  
Mürbsandsteinen, tonig-gebundenen Sandsteinen und dünnbankigen Kalk-Mer-  
gel-Wechsellagerungen. Allen Gesteinen der weichen Landschaftsformen sind  
zwei Eigenschaften gemeinsam: Erstens geringe mechanische Widerständigkeit,  
also tektonische Inkompetenz; zweitens geringe Porosität bzw. geringe Durch-  
lässigkeit für Niederschlagswasser. Das bedingt hohen Oberflächenabfluß und  
hohe Erodibilität. Beispiele für Weichformen: Bergrücken: Schlappolt- und Söller-  
kopf; Bergrücken: Gundkopf-Gehrenspitze, beide aus Flyschgesteinen.

#### *Skulpturformen*

Dieser Formtypus gilt als klimabedingte Landschaftsform und wurde in den letz-  
ten Jahrzehnten am meisten untersucht. Man unternahm damit den Versuch,  
die Landschaftsgeschichte einer bestimmten Region klimagenetisch zu deuten  
und den Wandel von einer zur anderen Reliefgeneration als Folge eines Klima-  
wandels herauszuarbeiten. Im Gegensatz zu den bisher angesprochenen Form-  
typen spielen hierbei weder strukturelle noch petrographische Voraussetzungen  
eine besondere Rolle. Freilich kann die Ausprägung der Skulpturform strukturell  
beeinflusst werden: als Beispiel dafür wäre das etwas seltsame „Schlauch“-Kar  
der Ifenmulde zu nennen. Näheres zu Skulpturformen wird in den *Kapiteln 5-8*  
und *10* ausgeführt. Für weiterführende Studien zu Landschaftsformen im Hoch-  
gebirge wird die Lektüre von STAHR & HARTMANN (1999) empfohlen.

#### 4. Struktur- und Weichformen im Kleinwalsertal

Die Darstellung struktur- und gesteinsbedingter Formen des Kleinwalsertals und seiner Umgebung soll hier nicht anhand einzelner Felsgesteine der voreiszeitlichen Epochen vorgenommen werden, sondern durch Skizzierung ganzer Gesteinsfolgen und zwar in der Gruppierung wie sie durch den alpidischen Deckenbau gegeben ist.

##### 4.1 Strukturformen im Helvetikum

###### *Der Schrattenkalk als Wandbildner*

Die Gebirgsketten des Helvetikums bilden die nördliche Umrahmung des Kleinwalsertals, (vgl. *Abb. 3*). Hier handelt es sich um eine Abfolge von Sedimentgesteinen wie gebankten Kalksteinen, Kieselkalken, Sandsteinen und Mergeln, die altersmäßig der Kreide- und Tertiärzeit angehören (*Tab. 2a*). Geomorphologisch herausragend, also reliefbestimmend ist der Schrattenkalk, nicht zuletzt bekannt wegen seiner Verkarstungsformen ober- und unterirdischer Art. Weithin sichtbar ist der markante Hochifen, die höchste Erhebung einer gewölbten Kalksteinplatte – Südflügel einer tektonischen Sattelstruktur aus Schrattenkalk – das mehr oder weniger schwach gewellte Gottesacker-Plateau und die schroffen Abbrüche der oberen und unteren Gottesackerwände aus Schrattenkalk. Beinahe alle Wände, auch die Felsabbrüche rund um die Hochifen-Schichtplatte entstanden durch intensive Längs- und Querklüftung in NW-SE- bzw. SW-NE- Richtung (*Foto 1-4*). Auffällig ist auch das erosive Herausschneiden von spitzwinkligen Sattelstrukturen aus dem großen Ifen-Gottesackergewölbe (Antiklinorium, siehe *Abb. 4, 6; Foto 5*).

###### *Morphologisch-tektonische Stellung des Schrattenkalkes*

Zwei geomorphologisch interessante Phänomene werden am Ifengewölbe sichtbar. Obwohl die Schrattenkalk-Formation mit 50 – 150 m Mächtigkeit nur einen geringen Teil des mesozoischen Helvetikums (ca. 1000 m) ausmacht und gar nicht die stratigraphisch höchste Position einnimmt, ist der Schrattenkalk einer der wichtigsten Gipfelbildner am Nordrand des Kleinwalsertals. Dies zeigt erstens seine Funktion als Härtling innerhalb der helvetischen Schichtserie; denn alle stratigraphisch höheren Schichtglieder sind größtenteils der Abtragung zum Opfer gefallen, da sie weniger widerständig sind. Zweitens hat die tektonisch späte, wahrscheinlich erst nach dem Deckenschub erfolgte, strukturelle Aufwölbung des Ifengebirges (Hochifen und Gottesacker-Plateau) zur Folge, daß dort das Helvetikum mit dem gipfelbildenden Schrattenkalk zutage tritt. Es handelt sich beim Ifengebirge also um ein *tektonisches Fenster* (genauer: ein nach Osten geschlossenes Halbfenster), da es zuunterst im Deckenstapel liegt und erst durch Abtragung der tektonischen Überdeckung sichtbar wurde. Dies bedeutet, daß in der Ifenregion nicht nur die höheren helvetischen Schichtserien verloren gegangen sind, sondern auch alle höheren Deckeneinheiten wie Ultrahelvetikum und Flyschdecken, die früher darüber lagerten, möglicherweise sogar das Kalkalpin (Oberostalpin); und dadurch das Ifengebirge heute die herausragende

geologisch-morphologische Landschaft bildet, also einen „Einblick“ durch ein „Erosionsfenster“ in den Untergrund zuläßt. Es handelt sich auch – anders ausgedrückt – um eine Art Reliefumkehr, wobei ein strukturell tieferes Stockwerk (Helvetikum) sich orographisch höher darstellt als das strukturell höhere Stockwerk (Ultrahelvetikum und Flysch), und dadurch morphologisch dominant wird.

#### *Typische Strukturformen des Schrattenkalkes*

Bemerkenswert in struktureller Hinsicht ist ferner die sogenannte „Faltungsfreudigkeit“ der helvetischen Decke, d.h. im Fall des Kleinwalsertales der harmonische nordvergente Faltenwurf, der durch geologische Querprofile der Schrattenkalk-Faltung im Ifengebirge aufgezeigt werden kann (*Abb.4*). Erklärbar wird diese ideal-typische Biegefaltung durch eine im Helvetikum vorgegebene Wechselfolge von kompetenten, spröden Schichten (Kalkstein; untergeordnet Sandstein und Kieselkalk) und inkompetenten Schichtgliedern (Mergel), wodurch gebirgsmechanisch günstige Voraussetzungen für eine gleichmäßige Faltung vorhanden waren (WAGNER 1950).

Gleichwohl hat der starre Kalksteinkörper des Schrattenkalk-Schichtpakets auf den konvexen Faltenumbiegungen der tektonischen Sättel derart intensive Zerrspalten erlitten (FINSTERWALDER & SCHMIDT-THOMÉ 1963, *Abb.7*; SCHOLZ 1995, *Abb.63*), dass die rasche und vollständige Abtragung der Kalkstein-Gewölbe vorprogrammiert war und nur durch zeichnerische Rekonstruktion vorstellbar wird. Betrachtet man heute die geologischen Querprofile des Ifen-Antiklinoriums (*Abb.4*), so sieht man anstelle der ursprünglichen Gewölbe tiefe morphologische Furchen, also Erosionsstreifen in der Schrattenkalkplatte, und die Erosion hat dabei häufig auch die liegenden Drusberg-Mergel aufgeschlitzt. Ein schönes Beispiel dafür bietet u.a. die Ifenmulde, die später in den Eiszeiten durch glazigene Exaration zum Schlauchkar (*Foto 1 und 4*) entwickelt und heute teilweise verschüttet ist. Auch diese morphologische Verwandlung eines ehemaligen Sattels zur Mulde ist eine Reliefumkehr.

#### 4.2 Strukturformen in der Ultrahelvetikum-Mélange

Die nächst höhere Einheit ist die Ultrahelvetikum-Mélange. Wie bereits oben (*Kap.2*) dargelegt, stellt sie ein außerordentlich heterogenes Gesteinspaket dar, nämlich eine tektonisch erzeugte Mischung aus Gesteinen verschiedener Herkunft, quasi einen tektonisch erzeugten Flickenteppich.

Die ultrahelvetische Gesteinsmischung (Mélange) ist hauptsächlich am Südrand des Kleinwalsertales vorzufinden, also in der südlichen Umrandung des Helvetikum-Halbfensters (Ifenstock-Gewölbe), wo sie den Hangfuß des die Breitach begleitenden Gebirgszugs südöstlich Hirschegg und Riezlern unterlagert, weitgehend verborgen unter quartären Ablagerungen.

Geomorphologisch sind die Gesteine dennoch von Belang, da sie stellenweise eine weithin sichtbare Hangstufe ausbilden, aufgrund relativer Abtragsresistenz im Vergleich zu weicheren Schichten darunter und darüber. Diese Schichtstufe zeigt sich am besten in der Umgebung der Mittelalpe, östlich Oberwestegg am Fuß des Schlappoltkopfs (*Foto 29 und 37*). Die morphologische Wi-

derständigkeit oder Härte beruht wohl v.a. auf den grobklastischen Gesteinen der Ultrahelvetikum-Mélange welche wegen ihrer Durchlässigkeit, also höherer Infiltrationsraten für Regenniederschläge gegeben ist. Das gilt insbesondere für Sandsteine, Konglomerate und Blocklagen, die dort in der Mélange unregelmäßig auftreten, was wiederum erklärt, weshalb die erwähnte Schichtstufe nur lokal, d.h. nur über wenige 100 m Hangerstreckung verfolgbar ist. Die Anteile der Liebensteiner „Decke“ innerhalb der Mélange wie Leimern-Kalk, -Mergel und Schmiedebach-Tone, sind hingegen wegen ihrer Undurchlässigkeit oft verätzt und stark erosionsanfällig.

Die Deutung der Hangstufe am Fuß des Schlappoltkopfes gelingt nicht als Skulpturform, z.B. als erosive Eisrandterrasse, sondern nur als Strukturform aufgrund morphologischer Härte; denn die Hangterrasse zeigt ein leichtes Längsgefälle talaufwärts und schließt somit eine rein glazigene oder glazifluviale Erosionsform des Breitachgletschers aus (MEHRFERT 1998). Profilausschnitte aus ZACHER (1972) bzw. WYSSLING (1985), machen die strukturelle Deutung plausibel.

#### 4.3 Strukturformen im Flysch

Das Relief der Flyschberge bildet den nordöstlichen Rahmen des Kleinwalsertales, östlich Hirschegg und Riezlern (*Foto 6*). Es wird geformt durch die Bergkette: Gundkopf (1961 m), Fellhorn (2039 m), Schlappoltkopf (1969), Söllerkopf (1925 m) und Söllereck (1706 m). Aber auch westlich der Orte Hirschegg und Mittelberg setzt sich die Kette der Flyschberge fort und bildet den Gebirgsrücken zwischen der oberen Breitach und dem Schwarzwassertal: Heuberg (1797 m), Walmendinger Horn (1990 m), Ochsenhöfer Köpfe (1950 m) und Grünhorn (2039 m).

Generell gesprochen aber sind Flyschformationen eher durch sanfte, also weichkonturierte und begrünte Bergformen charakterisiert. Die Flyschgipfel tragen zwar oft kraftvolle Namen wie Horn, z.B. Walmendinger Horn; gleichwohl fehlen den Flyschbergen i.d.R. die Schroffheit und Felsigkeit der Kalkalpen, wie sie in *Kap. 4.1* und *4.5* besprochen werden. Nur selten treten kantigere Formen zutage. Die Bezeichnung „Flysch“ stammt aus der Deutschschweiz, wo den dort ansässigen Bergbauern auffiel, dass die Gesteine bei starker Durchnässung fließfähig sind.

Die weichen Formen sind, wie bereits in *Kap.3.2* angeklungen ist, auf den hohen Anteil toniger, schluffiger und feinsandiger Gesteine zurückzuführen. Auch engständige Wechsellagerungen von dünnplattigen Kalken und Tonsteinen tragen zum Erscheinungsbild des Flyschs bei. Dieses sanfte und relativ niedrige Flysch-Relief (meist unter 2000 m Meereshöhe) liegt begründet in der hohen Erodibilität seiner Gesteine durch Oberflächenabfluß von Regen und Schneeschmelzwasser von den Hängen der Bergrücken und Kuppen. Der übermäßige Oberflächenabfluß liegt in der geringen Durchlässigkeit der Gesteine für Sickerwasser begründet. Glättende flächige Spülprozesse einerseits und hohe Gewässer- und Taldichte sind die Folge.

Die oberflächennahe Wasserhaltigkeit oder Vernässung der Böden ist be-

achtlich, vor allem durch Staunässe. Man findet deshalb auf Flyschhängen häufig sog. hydromorphe Bodentypen, z.B. Hanggley bzw. Hangpseudogley, die durch überdurchschnittliche Gehalte an Bodenwasser gekennzeichnet sind und deshalb meist vernässt und schwer begehbar sind; sumpfige Naßwiesen und Anmoor sind häufig anzutreffen. Als Beispiel wären die Flyschhänge des Söllereck-Kamms zu nennen (*Foto 37*).

#### 4.4 Strukturformen der Aroser-Mélange

Grundsätzlich finden sich die Gesteine der Aroser-Mélange in einer schmalen Zone entlang der tektonischen Naht zwischen den Flyschgesteinen im Norden und den Kalkalpin-Gesteinen im Süden. Diese tektonischen Mischgesteine sind trotz ihrer Heterogenität und mangelnder Kohärenz morphologisch teilweise widerständiger als die Flyschgesteine, so daß sie lokal kleine eigene Vollformen ausbilden konnten. Im Kanzelwand / Hammerspitz-Kar am Südwestfuß der Kanzelwand ragen einige Felshügel aus dem Karboden, die der Aroser-Mélange zugerechnet werden (MEHRFERT 1998). Südlich Riezlern z.B. kommen diese tektonischen Mischgesteine noch auf der Kuhgehrenspitz (1910 m) und dem Sattel zu dem markanteren Gipfel des Kalkalpins, der Hammerspitz (2170 m) zum Vorschein.

Trotz kleiner Aufragungen gilt für die Reliefformen der Aroser-Mélange das für die Ultrahelvetikum-Mélange und für die Flyschzone Gesagte, nämlich das Fehlen schroffer felsiger Bergformen, also die Dominanz weicher Formen. Die Gesteine erscheinen häufig in morphologisch unterdrückten Positionen (vgl. *Abb. 5*), z.B. südlich Baad in den westlichen Gebirgsfußzonen von Bärenkopf (2083 m) und Widderstein (2533 m).

#### 4.5 Strukturformen im Kalkalpin

##### *Morphologische Dominanz der Dolomitgesteine*

Die Formationen des Kalkalpin formen den Süd- bis Südost-Rahmen des Kleinwalsertales, wobei die Gipfelreihe Widderstein (2533 m), Liechelkopf (2384 m), Schafalpenköpfe (2272-2320 m) und Kanzelwand (2059 m) als wichtigste Erhebungen zu nennen sind (*Foto 7, 14, 15, 16*).

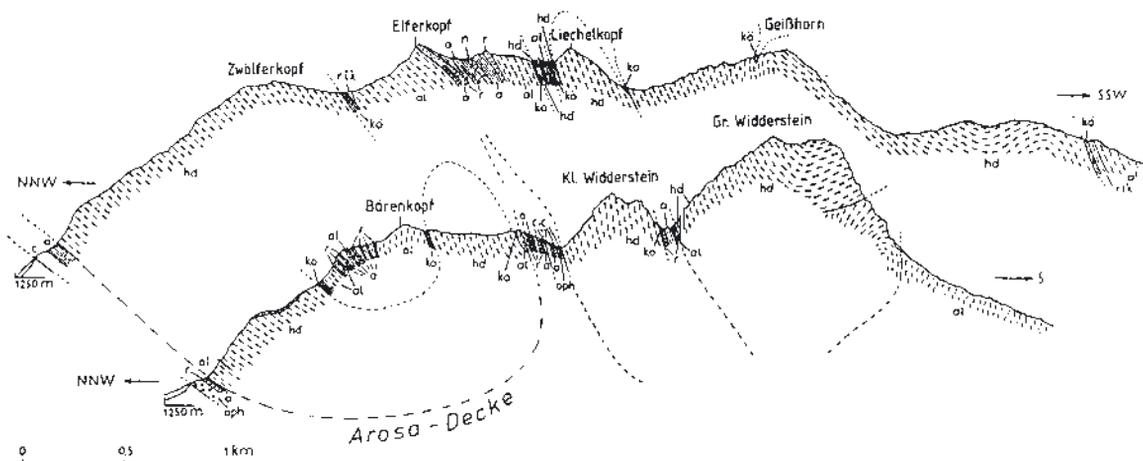
Hier sind sehr markante Strukturformen zu beobachten. Als wichtigste Felsbildner treten Dolomitgesteine in weiter Verbreitung auf: Insbesondere der Hauptdolomit aus der oberen kalkalpinen Trias. Es handelt sich um ein überaus klüftiges, karbonatisches Gestein, dessen Relief sich durch wuchtige, bisweilen grobklüftig wirkende Kamm- und Gipfelformen darstellt. Dieses Hochrelief hat mehrere Ursachen. Zum einen macht sich die Position des Kalkalpin im höchsten Stockwerk des tektonischen Deckenbaus dadurch bemerkbar, dass nun die orographisch größten Höhen erreicht werden: z.B. im Widderstein mit 2533 m Meereshöhe (*Foto 7*). Wir befinden uns oberhalb von 2200 m in einer nahezu vegetationsfreien Höhenstufe, der subnivalen Zone, die durch aktive Frostsprengung und Steinschlag gekennzeichnet ist (SCHMIDGALL 1998). Zum anderen ist

das mechanisch spröde Gestein des Hauptdolomits vergleichsweise weit weniger eng und harmonisch faltbar als der Schrattekalk des Helvetikums, der als eindrucksvollster Felsbildner im Nordrahmen des Kleinwalsertales hervortritt. Der Grund für die Grobklötzigkeit wie sie z.B. im Massiv des Großen Widdersteins auffällt ist wohl darin zu sehen, dass ein derart mächtiger Schichtstapel dolomitischer Karbonatgesteine nur eingeschränkt faltbar ist und daher bei Raumver Kürzung während der Tektogenese eher zur Verschuppung als zur engen Faltung neigte (siehe Abb. 5).

Schließlich trägt auch die hohe Klüftigkeit des Dolomitgesteines zum Reliefcharakter bei: mangelnder Oberflächenfluß, Gewässerarmut, sehr geringe Tal dichte sowie edaphische Trockenheit sind die Folgen der hohen, nahezu voll ständigen Durchlässigkeit für Niederschlagswasser. Quellen sind deshalb eine ausgesprochene Seltenheit im Hauptdolomitgebiet. Alle wichtigen, bereits ge nannten Gipfel des Kalkalpins im Kleinwalsertal bestehen aus diesem Hauptdolomit, der aufgrund seiner tektonisch erworbenen Brüchigkeit enorme Massen an Gesteinsschutt liefert, die wir sowohl als Moränen wie als Sturzschutthalden am Fuß der Dolomitmassive vorfinden.

Allerdings treten in den kalkalpinen Schichtfolgen – ebenso wie in den bereits angesprochenen Helvetikum-Schichtfolgen – neben kompetenten, „har ten“ Gesteinen auch ganz andere ton- und sandhaltige Sedimentgesteine auf, z.B. die Allgäu-Schichten oder die Aptychen-Schichten mit ihrem hohen Tonan teil. Diese inkompetenten „weichen“ Gesteine sind in der Regel in Hohlformen des Reliefs erhalten, also in Sätteln und Jochformen zwischen dem Hochrelief. Geologische Profile wie die von SCHÜLER (1959) (Abb.5) machen dieses Phäno men deutlich. Am Profil durch den Elferkopf wird zugleich sichtbar, daß selbst geringmächtige, morphologisch widerständige Schichten wie die kieseligen Radiolarite bei geeigneter Lagerung dazu befähigt sind, Gipfel auszubilden, indem sie unterlagernde Schichten geringer Resistenz, hier tonige Allgäuschichten, lokal vor Abtragung schützen.

**Abb. 5: Geologische Profile durch das kalkalpine Hochgebirge zwischen Wilden- und Bärunt-Tal zeigen neben einer klaren Nordvergenz der Faltenstrukturen auffällige Reliefunterschiede, hervorgerufen durch unterschiedliche Abtragungsresistenz der Gesteinsabfolge im N-S Profil: man beachte u.a. das Joch zwischen den Härtingen Gr. und Kl. Widderstein, das hauptsächlich von inkompetenten und leichter abzutragenden Gesteinen gebildet wird, nämlich Kössener-, Allgäu- und Aptychen-Schichten; daneben geringmächtige Radiolarite sowie Schubfetzen von Aroser-Mélange (= Aroser-Decke; (nach SCHÜLER 1959; vgl. Abb.4).**



n	Neokom-Aptychenschichten	al	Allgäuschichten	hd	Hauptdolomit
a	Malm-Aptychenschichten	rlk	Rätoliaskalk	c	Cenoman-Schichten
r	Radiolarit	kö	Kössener-Schichten	oph	Ophiolith

## 5. Glaziale Formen

Das Kleinwalsertal war mehrfach vergletschert. Das läßt sich nicht nur aus dem Vorhandensein von Moränen belegen, sondern auch durch Erosionsformen des Eises im Talbereich und auf dem Hochgebirgsrahmen des Tals.

Mindestens sechs Großvergletscherungen oder Eiszeiten haben die Alpen im Pleistozän, 2 Millionen bis 10 000 Jahre vor heute, erfahren. Dabei wurden die Alpen in jeder Eiszeit von einem Eisstromnetz überzogen. Es handelte sich im Prinzip um eine Vergletscherung von Alpentälern, die durch Transfluenzpässe miteinander vernetzt waren. Das Kleinwalsertal war mit Ausnahme der letzten Eiszeit (Würm) ein Teil des Netzes. Einzelne Grate und Gipfel der Wasserscheiden ragten als sogenannte Nunatakker aus der Gletscheroberfläche heraus. Sie geben sich bis in die heutige Zeit durch ihre rauhen, kantig-schroffigen Felspartien zu erkennen, soweit es sich um kompetente harte Gesteine, beispielsweise Kalksteine und Dolomite handelte. Diese Nunatakker finden sich auf den Wasser- bzw. Eisscheiden, z.B. gut sichtbar die Nunatakker-Gipfelkette am Südostrand des Kleinwalsertals zwischen Widderstein und Kanzelwand, die das Kleinwalsertal vom Lech- und Illergebiet (Krumbach- und Stillachtal) trennen. Weniger gut erkennbar als Nunatakker dagegen die Flyschkette Fellhorn-Söllerkopf, da dort erhaltungsfähige Felsbildner fehlen.

### 5.1 Erosionsformen der Gletscher

Bekannte Formen der Eiserosion sind die zu U-Tälern ausgehobelten Flußtäler, die zu Rundhöckern umgeformten Felshügel und die zu Lehnssessel-artigen Kessel oder Wannern, nämlich *Karen*, ausgeschürften Quellmulden und Nivationsnischen der Hochgebirgsflüsse. Zwei weitere Erosionsformen sind im Kleinwalsertal beispielhaft vorhanden: die zu eisüberschliffenen *Spornrücken* bearbeiteten Konfluenzsporne am Zusammenfluß zweier Talgletscher und die zu sattelförmigen Hohlformen ausgeschliffenen Transfluenzpässe zwischen den rauhen Felsgraten der Hochgebirgskämme. Bei diesen Formen handelt es sich um klimagenetische Skulpturformen.

#### 5.1.1 Eisüberschliffene Spornrücken (Konfluenzsporne)

Nordwärts des Söllerkopfes (1925 m) versank die südöstliche Wasserscheide des Kleinwalsertales mit Söllereck (1706 m) und Sattelkopf (1422 m) stufenweise unter das Gletschereis und bildete einen eisüberflossenen und deshalb geglätteten Konfluenzsporn oder geglättete Eckflur zwischen dem Breitach- und dem Stillachgletscher-Eisstrom (vgl. VÖLK 1996b). Genauer betrachtet zeigt der Kammverlauf ab Söllerkopf nach Norden mehrere fast horizontal verlaufende Abschnitte von Berg Rücken, die durch Stufen getrennt sind, z.B. am Söllereck. Der Verfasser hat sie als Konfluenzsporn-Verebnungen der sich vereinigenden Eisströme gedeutet, wobei die beiden höheren Abschnitte der flachen Rücken (1760-1706 m und 1968-1937 m) wohl der vorletzten bzw. der drittletzten Großvergletscherung (Riß- bzw. Mindeleiszeit), während der niedrigere, nördlichere Abschnitt Sattelkopf (1422 m) – Sölller-Wirtshaus (1380 m) – und Söllereckbahn-Bergstation (1350 m) der letzten Großvergletscherung (Würmeiszeit)

zuzuschreiben ist. Die vorhandenen Steilstufen wären nach dieser Deutung durch sukzessiv abnehmende Eismächtigkeiten am Ende der Hochglaziale zu erklären (*Foto 8, 32, 37*).

Ein weiteres Beispiel eines deutlich eisüberschliffenen, ehemals unter die Gletscheroberfläche absinkenden Konfluenzsporn-Rückens (Eckflur), finden wir im Flysch-Spornrücken zwischen Breitach- und Schwarzwasserbach-Tal südwestlich Hirschberg. Von der Entstehung her und in der Höhenlage vergleichbar, nur kleiner in der Dimension als der oben besprochene Söllereck-Flyschrückens, setzt am Nordostende des Walmendinger Horns ein stärker zugerundeter Rücken an. Er beginnt bei etwa 1850 m, verbreitert sich nach Nordosten ziehend lokal im Heuberg (1797 m), einem eingeschalteten Rundhöcker, und nimmt dann stufenweise, z.B. am Söller (ca. 1600 m), an Höhe ab, zeigt mehr und mehr rundlichere Züge und endet bei ca. 1250 m westlich Hirschegg (*Foto 9*).

Auch von der Kuhgehrenspitze (1910 m), einem Flyschberg westlich der Kanzelwand, zieht sich ein Bergkamm nach Norden zu, der mehrere Niveaus von Konfluenzspornverebnungen aufweist. In diesem Fall war es die gemeinsame glazialerosive Wirkung des Breitach- und des Zwerenbach-Seitengletschers. Letzterer ging vom Kanzelwand-Hammerspitz-Kar aus. Hier finden sich Abflachungen des Kamms bei 1750 m, 1640 m, 1460 m und 1390 m, wobei 1460 m und 1390 m, von der letzten Eiszeit überprägt, als besterhaltene Formen gelten können.

In den genannten geomorphologischen Situationen glätteten die Talgletscher ihre Eisscheiden, also ihre trennenden Felskämme dort, wo die Spornlagen am Gletscher-Zusammenfluß vom Eis überströmt werden konnten. Dies gelang der Gletscher-Erosion verhältnismäßig leicht und rasch, da die betroffenen Gesteine aus den Flysch-Einheiten eher zu den inkompetenten, weichen Materialien gerechnet werden können. Die jüngeren Konfluenzsporne (unter 1500 m) unterscheiden sich von den älteren durch bessere Erhaltung der gletscherüberschliffenen Form; sie sind breiter und rundlicher im Querschnitt. Wenn man sich vorstellt, dass sowohl der Kamm Fellhorn-Söllerkopf (2039-1925 m) als auch der Kamm Ochsenhofer-Köpfe – Walmendinger Horn (1950-1990 m) während der letzten Großvereisungen, Riß- und Würmeiszeit, als Eisscheiden fungierten, also Nunataker waren, dann muß für die Vorwürm-Gletscher, von einer maximalen Eisstromhöhe bei etwa 2100 m im hinteren und 1800 m im vorderen Kleinwalsertal ausgegangen werden. Für die Würmvereisungen veranschlagt der Verfasser eine maximale Eishöhe von etwa 1800 m Meereshöhe für das hintere und etwa 1500 m für das vordere Kleinwalsertal.

### 5.1.2 *Transfluenzspässe*

Eine andere morphologische Methode zur Ermittlung der ehemaligen Eishöhen eines vormals vergletscherten alpinen Gebietes liegt – neben der Berücksichtigung von abgeschliffenen Spornrücken – in der Untersuchung der Position von Transfluenzspässen. Darunter versteht man die konkav geformten Einsattelungen zwischen den Nunatakkern, die das überströmende Gletschereis quer zur Eisscheide, den Niederschlags-Einzugsgrenzen, herausgeschliffen hat. Oft sind es geologisch-strukturelle Schwachstellen im Verlauf der Wasser-

scheiden bzw. Eisscheiden, an denen die Pässe eingeschnitten sind (vgl. nachfolgende Beispiele).

### *Jung- und Alttransfluenzen*

Über solche Transfluenzspässe also waren die alpinen Talgletschersysteme miteinander zu einem Eisstromnetz verbunden. Die Höhe der funktionsfähigen Pässe kann daher als minimales Höhenmaß der alpenauswärts gerichteten Eisströme im Untersuchungsraum betrachtet werden. Allerdings müssen dabei, wenn möglich, außer Funktion geratene Formgenerationen der vergangenen Eiszeiten davon unterschieden werden (VÖLK 1996b). Bekanntlich waren die Eismächtigkeiten während der vor- und drittletzten Vereisung, Riß- und Mindelzeit, erheblich größer als zur letzten Eiszeit, der Würmzeit. Das hatte zur Folge, dass die älteren Paßstrecken von Riß und Mindel während der letzten Vereisung (Würm) über der Gletscheroberfläche lagen und daher durch periglaziale Frostsprengungsprozesse und glazigene Erosion teilweise morphologisch umgeprägt, also zu Reliktformen degradiert werden konnten. Dies geschah in der Regel durch Nivation und sekundäre Neuanlage einer Karmulde mit Rückwand (Bergschlund) für ein neues lokales Gletschernährgebiet. Man erkennt deshalb heute einen sekundären Bergschlund, entstanden durch glaziale Detraktion unterhalb des Passes, der während der Würmeiszeit offenbar nicht überflossen wurde. Dabei wird der Paß von der Oberhangseite des Einzugsraumes her unterschritten, die Paßoberfläche verschmälert, und es entsteht lokal darunter eine Felswand (*Foto 10*). Der Verfasser hat solche Reliktformen von Transfluenzen und überhaupt alle während der Würmeiszeit außer Funktion geratenen Transfluenzspässe als Alttransfluenzen bezeichnet, soweit sie heute über 1800 m (oder 1700 m) liegen (VÖLK 1996b).

Wohlerhaltene Pässe aus der Würmeiszeit d.h. Jungtransfluenzen, sind nach Meinung des Verfassers unter 1700 m positioniert, im Kleinwalsertal jedoch kaum vorhanden. Die Transfluenzspässe in der Kleinwalsertaler Hochgebirgsumrahmung sorgten also nur während der älteren Gletscherperioden, wahrscheinlich der Mindel- und Rißeiszeiten für den Eisaustausch mit den benachbarten Gletschergebieten; während der letzten Vereisung, der Würmeiszeit dagegen verblieb das Kleinwalsertal-Gebiet in der Vergletscherung weitgehend autark. Nur der Gerachsattel könnte noch kurzfristig im Hochglazial der Würmeiszeit überflossen worden sein (*Foto 11*).

### *Funktion der Pässe in der Umrahmung des Kleinwalsertales*

Der Eisaustausch erfolgte im Süden und Südosten mit dem Lech- und Warmtungund- bzw. Illergletschergebiet:

- Gundsattel, 1825 m
- Kuhgehren- / Hammerspitz-Sattel, 1870 m
- Kanzelwand-Bergstation-Sattel, 1930 m
- Kanzelwand / Hammerspitz-Sattel, 1970 m
- Hochgehren-/ Hammerspitz-Sattel, 2100 m
- Fiderepaß, 2035 m
- Gemstelpaß, 1975 m
- Hochalppaß, 1938 m

Im westlichen und nordwestlichen Bereich finden wir die Pässe zum Bregenzer-Wald-Gletschergebiet:

- Üntschenpaß, 1854 m
- Derrenjoch, ca. 1880 m
- Starzeljoch, 1867 m
- Gerachsattel, 1752 m
- Windecksattel, 1752 m
- Gattertal-Paß, 1575 m
- Hörnlepaß, 1290 m

Wie die Höhenpositionen der Pässe zeigen, nämlich mehrheitlich über 1800 m, handelt es sich weitgehendst um Alttransfluenzen, d.h. es gab fast keinen Eis-austausch mehr mit Nachbarregionen in der letzten Großvereisung (Würm). Nur Windeck-, Gatter- und Hörnlepaß (außerhalb der Geomorphologischen Karte) sind würmeiszeitlich noch überflossen worden. Es handelt sich um ein Überfließen nach Norden, eine Diffluenz, welche wahrscheinlich aufgrund der Stauwirkung des Stillach-Illergletschers noch begünstigt wurde (vgl. Kap.5.2).

Drei Beispiele von Transfluenzpasssen:

#### *Fiderepaß (2035 m) östlich Mittelberg*

Hier findet sich eine ausgeprägte Transfluenz in Form eines erosiv verschmälerten Plateaus, (*Foto 10*). Die glazialerosive Anlage an dieser Stelle ist offensichtlich bedingt durch eine strukturelle Schwächezone, ein Zutagetreten von linsenförmigen Einschaltungen von mergeligen Gesteinen der Arosier-Mélange in einem Umfeld aus kalkalpinem Hauptdolomit. Es handelt sich um eine Alttransfluenz, die in der Würmzeit sekundär von einer westexponierten Karwand unter-schnitten und dadurch deutlich umgeprägt wurde.

#### *Hochalppaß (1938 m) südlich Baad*

Abweichend von der Mehrzahl der Pässe verläuft die ehemalige Fließrichtung des Gletschereises, nicht rechtwinklig zum Kamm (N-S), sondern schräg zur ehemaligen Eisscheide (WNW-ESE). Diese Richtung ist angepaßt an das Streichen der weichen Juragesteine, Allgäu-Schichten, die dort lokal anstelle des widerständigen Hauptdolomits den Hauptkamm bilden. Der Grund ist ein ziemlich abruptes tektonisches Abtauchen des unmittelbar östlich noch hochaufragenden Hauptdolomits durch tektonische Achsendepression. Der Paß erscheint wie ein langer, schlauchartiger Kanal, herausmodelliert aus den relativ leicht erodierbaren tonigen Allgäu-Schichten und führt mit geringem Gefälle zum Kar der Höferspitze (2131 m) im Südwesten des Gr. Widdersteins. Eine deutliche nachträgliche Umgestaltung des Passes ist nicht zu erkennen. Dies liegt wohl an seiner Schutzlage durch die ungewöhnliche Ausrichtung des Passes.

#### *Gerachsattel (1752 m) nordwestlich Baad*

Der rund 100 m breite Gerachsattel ist in Ostwest-Richtung eingetieft und fällt sanft nach außen (W) ab. Nach Osten jedoch wird er durch eine kleine sekundär

entstandene Felsstufe unterschritten, die in eine glaziale Wanne übergeht, welche durch eine kleine Felsschwelle abgeschlossen wird (*Foto 11*). Die Morphologie läßt den Schluß zu, dass dieser Sattel eine Transfluenz-Reliktform (Alttransfluenz) darstellt, an dessen Ostseite sich in der Würmeiszeit sekundär ein Kar entwickelte. Strukturgeologisch gesehen setzt der Sattel an einer Schwachstelle, nämlich der Naht zwischen Helvetikum und Ultrahelvetikum-Mélange an, wobei die wenig widerständigen Gesteine der Mélange die Eiserosion zur Transfluenzform ermöglichten.

### 5.1.3 Trogtäler und Rundhöcker

Klassisch entwickelte glazialerosive *Trogtäler* besitzen einen U-förmigen Querschnitt. Sie sind im Kleinwalsertal-Gebiet selten in Reinform entwickelt und eher als halb umgewandelte Reliktformen von Trogtälern anzusprechen. Eine ansprechende Trogform findet man noch am ehesten im vorderen Hauptttalbereich südwestlich Walserschanz (*Foto 12*).

Einer der Gründe für das Fehlen gleichmäßiger Trogtalformen ist zweifellos die generelle Talanlage mehr/weniger parallel zu geologisch-tektonischen Deckengrenzen, wodurch fortlaufend strukturelle Talasymmetrien gegeben sind, also orographisch links und rechts der Talachsen jeweils andere Gesteine und Strukturen vorliegen.

Insgesamt betrachtet sind zwar das Haupttal der Breitach und die ehemals eindeutig vergletscherten, großen Seitentäler wie Schwarzwasser-, Tura-, Derren-, Bärgunt-, Gemstel- und Wildental breit ausladend geformt, zeigen aber diverse mittelgroße Varianten, also Sonderformen oder Umgestaltungen durch Verschüttung der Trogtalböden. Glazial überschiffene Felsbuckel, d.h. *Rundhöcker*, mitten auf dem Talboden bilden typische Sonderformen und sie fungieren heute im Haupttal nicht selten als Kirchen-Standorte z.B. Baad und Mittelberg. Oft sind diese Höcker von Grundmoräne überdeckt, wie zum Beispiel der Hügel des Schlöble bei Hirschegg.

Auffällig und schwer erklärbar ist die Ausprägung von mächtigen Rundhöckern in den gemeinhin als wenig widerständig eingeschätzten Tonmergeln der Amdener Schichten des Helvetikums. Sowohl der etwa 80 m hohe Doppelrundhöcker Straußberg / Schmalzloch (1140 m) im vorderen Kleinwalsertal zwischen Gatter- und Hörnlebach (*Foto 13, 29, 31*) als auch der als Umlaufberg erscheinende etwa 50 m hohe Rundhöcker beim Ochsenmoos (1090 m) nordöstlich Walserschanz sind in diesen Schichten angelegt. Beide Höcker liegen auf relativ niedrigem Höhenniveau und nahe der Mitte des Talquerschnitts, also in einem Bereich hoher, ehemaliger Eisbelastung. Bei einer Gletschereishöhe bis 1500 m Meereshöhe betrug die Eisdecke knapp 400 m (MEHRFERT 1998).

Auch die unteren Partien der Talflanken sind selten als Felshänge zu erkennen, sondern durch Lockermaterial späteiszeitlicher Art bedeckt. Dazu zählen einerseits Moränenwälle, andererseits Frostschutthalden oder Murkegel. So können bisweilen durch Frostschutthalden V-förmige Talquerschnitte vorgetäuscht werden, z.B. im oberen Derrental (*Foto 19, 42*).

*Trogschultern* sind nur an einer Lokalität vorgefunden worden: im Turatal westlich Baad läßt sich auf der orographisch linken Seite (Nordseite) unterhalb

des Starzeljochs und Muttelbergkopfes eine deutliche Verflachung der oberen Trogtalwand erkennen, die sich von 1650 m bis 1740 m über eine Strecke von 2,5 km oberhalb der Unteren Lüchlealpe hinzieht. Eine Reihe von Karböden sind dort auf diese Schulterhöhe eingestellt (SCHMIDGALL 1998).

#### 5.1.4 Kare

Kein Formtyp ist so wohl ausgebildet, zahlreich vorhanden und variabel gestaltet im Gebirgsrahmen des Kleinwalsertales wie die Karformen: 24 Kare mit einer Fläche zwischen 0,2 – 1,5 km<sup>2</sup> individueller Größenausdehnung sind zu sehen. Prinzipiell kommen Kare in fast allen geologischen Formationen vor (vgl. *Foto 14-19, 21, 33, 38*). Im Kleinwalsertal-Bereich sind die meisten und größten im Hauptdolomit (Kalkalpin) des Südrahmens angelegt.

In den Kesseln der Kare wurde während der Eiszeiten ganzjährig Schnee akkumuliert und über verschiedene Stadien der Firnbildung durch Regelation und Rekristallisierung zu dichtem Gletschereis umgewandelt. Das von Gesteinsfragmenten aus dem Bergschrund durchsetzte, abfließende Eis überschliff sowohl die Karwannen und Karschwellen wie die unterhalb anschließenden Talwände, auch wenn wir heute diesen Schliff nur noch selten beobachten können, und zwar wegen Verwitterung oder Überdeckung durch Moränen oder Sturzschutt.

#### *Exposition der Kare*

Dass die meisten Kare in der südlichen Umrahmung zu finden sind, ist sicherlich kein Zufall; denn Kare sind Gletschernährgebiete der nivalen Höhenzone und dafür kam hier die Kalkalpen-Kette des Südens am ehesten in Frage: Zum einen aus orographischen Gründen der Höhenlage (bis 2500 m), zum anderen aus Gründen der günstigen Exposition, nämlich der Auslage quer zur Hauptwindrichtung der Stauniederschläge aus dem Nordwesten. Karböden sind uns durchschnittlich aus Höhen von 1700 m bis 1850 m überliefert, aber Ausreißer kleinen Formats sind in 1400 m Höhe (Nordexposition) bis zu 2100 m (Ostexposition) vertreten. Die Gleichgewichtslinie der Schneegrenze lag während der Würmeiszeit bei etwa 1000 m Meereshöhe, also rund 1500 m niedriger als gegenwärtig (2500 m).

Es ist die Raumstellung der Karrück- und -seitenwände gegenüber der Windrichtung einerseits, und der Sonneneinstrahlung andererseits, welche für eine hinreichende Schnee- und Gletschereis-Anhäufung von Bedeutung ist. Generell gilt im nördlichen Westalpenbereich (Kleinwalsertal) eine West- bis Nordwest-Exposition der Karrückwand als optimale orographische Position im Hinblick auf Schneefang, eine Nord- bis Nordost-Exposition dagegen im Hinblick auf Schattenwirkung bzw. Strahlungsschutz und damit auf Langzeit-Konservierung der Schnee- und Eisakkumulation im relativ kühlen Karkesseln. Diese Konservierung wirkte sich besonders bei geringer Kargletscherhöhe in den Stadien des Spätglazials, also der etappenweise zu Ende gehenden Alpenvergletscherung aus; d.h. es führte zu längerer Kargletscher-Funktion und -Dynamik im Vergleich zu anderen, West- bis Südwestlagen.

Dass die Karwände der aus sprödem Dolomit bestehenden Gebirge bei näherer Betrachtung ungeschliffen und rauh erscheinend vorliegen, hat zwei Ur-

sachen: zum einen sind die Felswände während der Vereisungsperioden durch glazigene Detraktionsprozesse (Herausbrechen von Gesteinsbrocken) aufgeraut, versteilt und rückverlegt worden; zum anderen war die periglaziale Frostverwitterung bis zum Ende des jüngsten Spätglazials auch ohne Eiskontakt noch an den Wänden aktiv, wodurch viele, v.a. nordost-exponierte Kare von Schutt fast zugeschüttet wurden.

*Formtypen der Kare*

Interessant an Karformen sind die variablen Grundrisse. Sie reichen von Schalenform über Becher- und Kelchformen bis zu komplex zusammengesetzten Girlandenformen (Tab.3). Bei dieser geometrischen Betrachtung sind nur die Karrück- und Karseitenwände berücksichtigt, nicht aber die Karschwellen, welche den vorderen, niedergeschliffenen Abschluß der Karböden bilden.

Formtypen		Kar-Beispiele	Exposition
	Schale	Höferspitz-Kar	NE
	Becher	Steinmandl-Kar	SE
	Kelch	Zwölfer-Elferkopf-Kar	N
	Schlauch	Hochiften-Kar (Ifenmulde)	SE
	Girlande	Elfer-, Liechel-, Angerer-, Kempfer-, Schafalpenkopf-Kar	NNW

**Tab.3: Formtypen der Kare im Kleinwalsertal.**

Die unterschiedlichen Karformen des Kleinwalsertales dürften sich durch ein Zusammenspiel von Struktur- und Skulpturformung erklären. Die Schalen- und Girlanden-Formtypen repräsentieren reine Skulpturformen. Letztere sind Riesenformen bis zu 3 km Breite, kommen v.a. in Nord- und Nordwest-Exposition vor, d.h. quer zur Hauptwindrichtung atlantischer Tiefdruck-Störungssysteme und entstanden durch eine Kombination allmählich „zusammenwachsender“ Schalenformen. In diesen komplexen Riesenformen waren vermutlich sehr hohe Schneeniederschläge vorgegeben und somit wurde eine maximale Kar-Erosionsdynamik erzeugt (Foto 14, 15, 33).

Becher- und Kelchformen dürften auf den Einfluß eines überregionalen Diagonal-Scherbruchflächen-Systems auf die Schalen-Skulpturform zurückzuführen sein (vgl. Foto 14). Diese Scherbruchflächen entstanden durch jungtertiäre Bruchtektonik der Nordalpen, in der sich ein System von Nordwest-Südost und Nordost-Südwest-streichenden Lineationen entwickelte (DOBEN 1981).

Die Schlauch-Karform schließlich tritt im Helvetikum-Kalksteinmassiv des Hohen Ifens auf und ist dort in Gestalt der „Ifenmulde“ genau in der tektonischen Sattelachse parallel zum Streichen der Schichten in ESE-Richtung angelegt (Abb.9, 10). Es handelt sich also klar um eine strukturgeologisch vorgezeichnete Erosionsform (Foto 4).

### *Karlinge*

Betrachtet man schließlich die Hochgebirgslandschaft, also die Gipfelkette aus einigem Abstand als Ganzes und fragt nach der morphologischen Ursache für das Auftreten der zahlreichen Grate und Bergspitzen, so ist dies das Gesamtwerk der Kar-Erosion. Zahl und Konzentration der Kare in der nivalen Höhenregion ist derart hoch, dass allenthalben Verschneidungen zustandekommen. *Karlinge* als majestätische Hochgebirgsspitzen und harmonisch geschwungene Grate dazwischen sind das morphologische Ergebnis der von allen Seiten und in hoher Besatzdichte angreifenden Karwand-Erosion (*Foto 19*). Die meisten Gipfel der Hochgebirgskette am Süd- und Südostrand des Kleinwalsertales sind als *Karlinge* anzusprechen. Als vollendet geformte *Karlinge* könnte man im Kalkalpingebiet die Hammerspitze, die Gipfelgruppe Zwölfer-, Elfer- und Liechelkopf, den Gr. Widderstein und den Heiterberg nennen (*Foto 7, 15, 16, 21, 36, 44*), im Gebiet der Flyschberge das Walmendinger Horn und die Güntlespitze (*Foto 9 und 19*).

## 5.2 Ablagerungsformen des Gletschereises

Gletscher transportieren Gesteinsschutt verschiedenster Größenordnung, von Lehmteilchen bis Hausgrößen an Felsbrocken, und lagern diesen Schutt unsortiert beim Austauen ab. Der Transport geschieht auf unterschiedliche Weise, teils auf dem Eis, teils im Eis eingefroren, teils an der Basis angefroren oder mitgeschleppt und dabei den Felsuntergrund überschleifend und die Gesteinsbröckchen zu Ton und Schutt vermahlend. Beim Niedertauen verbleibt einerseits eine wenige Meter mächtige, dichtgelagerte Grundmoräne (Geschiebemergel oder Basal-Till) auf den Talböden und den Unterhängen, andererseits eine Anhäufung von lockeren steinig-blockigen Moränenschuttwällen (Ablationsmoräne oder Ablation-Till) längs der Talflanken als Seiten- oder Ufermoräne der Gletscherflanke oder als Endmoräne.

Bergsturz-Moränen stellen einen Sonderfall glazigener Ablagerungen dar und werden daher in einem eigenen Unterkapitel behandelt. Ferner ist der Gesteinsbestand der Moränenablagerung anzusprechen; denn er spielt eine wichtige Rolle für die Frage des Eisaustausches über die Transfluenzspässe.

### 5.2.1 Grundmoräne

Von der Grundmoräne sehen wir heutzutage eigentlich nirgends etwas im Kleinwalsertal; denn jüngere Ablagerungen, Verwitterungsböden und Vegetation verhüllen die Grundmoränendecke. Nur ausnahmsweise gewähren Murgangfurchen oder Baugruben eine Einsicht. Trotzdem spielt die Grundmoränendecke vor allem in flachhängigen Gebieten, wo sie vielfach erhalten ist, wegen ihrer Undurchlässigkeit für Sickerwasser eine bedeutsame Rolle für den Bodenwasserhaushalt. Im Karstgebiet des Schwarzwassertales, beispielsweise im Wäldele besitzt die Grundmoräne in Muldenlage die Funktion des Wasserstauers und bewirkt sogar offene Wasserstellen (*Foto 20*; vgl. *Kap.9*).

### 5.2.2 Moränenwälle

Moränenwälle zählen zu den häufigeren Reliefformen im Landschaftsbild des Kleinwalsertales. Es sind allerdings in der Regel nur kleine bis mittlere Größen bis 10 m relativer Höhe vorhanden. Moränenwälle dokumentieren stabile Eisrandlagen, also Gleichgewichtsphasen der Talgletscher, nämlich dort wo der Gletscherand durch Abtauen (Ablation) stationär gehalten und der vom bewegten Eis angelieferte Moränenschutt (Obermoräne) abgelagert wurde und sich anhäuften.

Alle Wallformen des Kleinwalsertales stammen aus der letzten Eiszeit, dem Hoch- und Spätglazial des Oberen Würm (vgl. *Kap. 11* und *Tab. 5*). Trotzdem trifft man selten auf gut erhaltene Moränenwälle mit deutlichen Scheiteln, sondern eher auf ziemlich abgeflachte Wallformen, um so mehr dann, wenn es sich um Moränenwall-Relikte in den Tallagen handelt, auf denen Grünlandwirtschaft betrieben wird, Siedlungen stehen und deshalb eventuell vorhandenes Blockwerk weggeschafft wurde. Dies gilt z.B. besonders für die auf natürliche Weise vom Hang her hinterfüllten Seitenmoränen beidseits der Breitach bei Dürenboden und Innernebenwasser südlich Hirschegg (*Foto 22*); ihre äußere Erscheinung ähnelt dann dem von Eisrandterrassen (vgl. *Kap. 6.1*).

Die besterhaltenen und vollständigsten Moränenwallssituationen lassen sich in den baumlosen, hochgelegenen Karmulden beobachten, wo stellenweise geschlossen-halbkreisförmige Wallformen mit kantiger Mittelrippe auftreten, z.B. im Heitersberg-Kar (2188 m), wo sie bis zu 40 m (!) relative Höhe erreichen (*Foto 20*). Die Mächtigkeit der Wallform mag zunächst überraschen, da es sich um den Moränenkranz eines sehr jungen, spätglazialen Kargletschers aus dem Daun-Stadium (?) handelt (vgl. *Kap. 11*). Hierbei ist jedoch zu bedenken, daß der Moränenschutt mit der Frostschuttproduktion der Karrückwände zusammenhängt und diese gerade in den jüngsten, eisarmen Stadien mit großflächigen Felsfreistellungen im Karrückkraum an Intensität zunahm.

Ganz allgemein kann gesagt werden, daß die meisten Kare an ihrem Unterand mehr oder weniger guterhaltene Moränenwälle des Daun-Stadiums (?) aufweisen, die in der Regel einer Karschwelle aufsitzen. Gut zu erkennen (auf der Geomorphologischen Karte) die im großen Karkomplex Liechel-Angerer-Kempter-Südl. Schafalpenkopf der Karschwelle aufgelagerten Moränenwälle im Einzugsgebiet des Wildenbaches (*Foto 15*). Natürlich zeigen auch kleinere Kare interessante Wall-Relikte, z.B. das Grünhorn-Kar im Schwarzwasser Einzugsgebiet mit Doppel-Wall (*Foto 18*) oder das Hammerspitz-Kar des Zwerenbach-Quellgebiets mit Dreifach-Wall (*Foto 16*; siehe Kartenbeilage)

In den Tallagen sind uns kaum Stirnmoränenwälle, dafür aber viele langgestreckte bis schwach gekrümmte Seitenmoränenwälle überliefert. Ungewöhnlich zahlreich treten sie zu beiden Seiten des nach Norden auslaufenden Konfluenzsporns Walmendinger Horn-Söllerkamm westlich und nordwestlich von Hirschegg auf (*Foto 23, 24*). In dieser Region haben wir es mit der Konfluenzsituation von Breitach- und Schwarzwassergletscher zu tun, die dort bei sukzessiv abnehmender Gletschereishöhe mehrere Generationen spätglazialer Moränenstände hinterlassen haben (siehe Geomorphologische Karte und Kartenbeilage). Die wahrscheinlich ältesten Moränenwälle finden sich im vorderen Kleinwalsertal zu Füßen des Flyschkammes nordöstlich Riezlern.

Schließlich soll die Aufmerksamkeit des Lesers auf eine eigenartige Gruppe spätglazialer Moränenwälle gelenkt werden, die durch ziemlich ungewöhnliche Querlage, verglichen mit benachbarten Wallformen, am rechten Talhang nordöstlich Riezlern auffällt (*Foto 25*). Korrelate Wälle kann man nahe dem Talausgang nordöstlich Walserschanz beobachten. Wir finden dort zu Füßen der Söllereckbahn-Trasse wuchtige *Moränenwälle aus Dolomithaufwerk* in einer Art wie sie sonst nirgendwo in tieferen Lagen des Kleinwalsertales auftreten. Es handelt sich offenbar um eingetragenes Stillachgletscher-Material (siehe *Kap. 11.4.2*).

Wozu kann die genaue kartographische Aufnahme von Moränenwällen dienen? Wissenschaftlich interessant werden Moränenwall-Aufzeichnungen erst durch ihre mögliche Verwendung zur Rekonstruktion von Gletscherständen für die gesamte Talschaft; in diesem Fall können wir Schlüsse ziehen für die ziemlich lange Periode des Gletschereisabbaues der sogenannten Oberen Würmzeit. Im Kapitel 11, Morphostratigraphie, wird der Versuch dazu unternommen.

### 5.2.3 Bergsturz-Moränen

Unter dieser Bezeichnung werden Gesteinsschutthäufungen erfaßt und kartiert, die aus freigestellten Kar- oder Trogtalwänden oberhalb des Gletschers auf das Eis gestürzt sind oder ihn als Schlipfsturz überfahren haben. Die Formen sind sehr variabel gestaltet, je nach Sturzmenge und Bewegungsaktivität des betroffenen Gletschers. Zwei Vorkommen sollen hier behandelt werden:

#### *Felssturzmoräne des Mittelberg-Kars*

Im Kar zwischen Mittelbergkopf und östlichem Ochsenhofer Kopf also südwestlich des Walmendinger Horns findet man in Südauslage auf 1880-1960 m Höhe eine spätglaziale Felssturzmoräne in Form einer Tomalandschaft (SCHMIDGALL 1998). Es zeigt sich ein unregelmäßiges Haufwerk von Gesteinsblöcken aus Reisselsberger Sandstein bis zu 2 m Durchmesser, ein chaotisch wirkendes Hügelgelände mit trichterartigen Hohlformen. In manchen Hohlformen sind Wasser-tümpel auf lehmigem Untergrund (Grundmoräne) angestaut. Der ehemalige Kargletscher, auf den der Felssturz niedergegangen sein muß, macht sich insofern bemerkbar, daß am östlichen Unterende der Rest einer Stirnmoräne erkennbar ist. Altersmäßig dürfte der Felssturz ins jüngere Spätglazial zu stellen sein (vgl. *Kap. 11*).

#### *Bergsturzmoränen Melköde*

Das größte Bergsturzereignis des Kleinwalsertales fand im oberen Schwarzwasertal statt. Etwa eine Million Kubikmeter Schratzenkalk löste sich im Spätglazial von der Südflanke des Hochifenmassivs, stürzte auf den Schwarzenbachgletscher und überdeckte ihn über etwa 1,2 km Länge und 600 m Breite. Der größte Teil der Bergsturzmasse liegt heute unter den limnofluviatilen Stausedimenten des oberen Schwarzbachtals begraben, dessen Talfüllung, bedingt durch den Rückstau des Schwarzbachs die Talebene der Melköde ausbildet (*Foto 26, 27*). Was wir heute noch an Sturzmasse erkennen, ist größtenteils zu Moränenwällen umgeformtes Haufwerk an Blöcken. Dies trifft vor allem zu für die Situation an der Südostflanke des Hochifenmassivs, wo man im Blockwerk des

Hanges auf 1380-1440 m Höhe drei „Hangterrassen“ oder „Hangstufen“ von 400-500 m Länge und 10-20 m Tiefe beobachten kann. Nach Meinung des Verfassers lassen sich die Bergsturz - „Hangterrassen“ als Eisrandlagen des schwindenden Talgletschers, d.h. als Seitenmoränen des Gletschers deuten, der seine Sturzfracht dort sukzessive anlagerte. Auch am Fuß des südwestlichen Gegenhangs sind riesige, aber eher unförmige Blockwallanhäufungen zu sehen.

Andererseits gibt es im Sturzraum östlich Melköde auch Anzeichen einer Tomalandschaft, einzelne Riesenfragmente (bis zu 20 m Durchmesser) und auffällige Lücken im Haufwerk. Insgesamt aber ist eine gewisse Fließ- und Transportfähigkeit des damaligen Schwarzwasser-Talgletschers auch nach dem Sturz unverkennbar und zwar durch eine Häufung von Blöcken im äußeren (östlichen) Talraum, d.h. im Zungenbereich des ehemaligen Gletschers.

Sowohl WAGNER (1950) wie SCHMIDT-THOMÉ (1960) und FINSTERWALDER & SCHMIDT-THOMÉ (1963) beschäftigten sich mit dem Melköde-Bergsturz und machten seine gesteinsbedingte Kinematik wie seine Größenordnung bekannt, aber beide hielten ihn altersmäßig für Holozän, also nacheiszeitlich. Auch FAHLBUSCH (1984) kann keine glazialen Verformungen des Sturzstroms erkennen, da eine überdeckende Moräne fehle.

Nach unseren glazialgeschichtlichen Untersuchungen aber (vgl. *Kap.9.1.1* und *11.4.3*) hat der Melköde-Bergsturz den spätglazialen Schwarzwasser-Talgletscher des Schwendle Standes überfahren. Ein ergänzender Altershinweis ergibt sich aus der Frostschuttverwitterung von abgestürzten Riesenblöcken (teils über 20 m Höhe), die allenthalben im Talraum lagern. Sie zeigen stets ausgeprägte Frostschutthalden, welche in solchen Tallagen nur von Frostschuttaktivität des noch anhaltenden Spätglazials erzeugt werden konnte. Auch hieraus ergibt sich ein vor-holozänes Alter des Sturzereignisses (KASCHTE 1996).

#### *5.2.4 Gesteinskomponenten der Moränen*

Im Anschluß an die Moränenwall- und Grundmoränenvorkommen muß noch eine Feststellung zum Gesteinsbestand der Moränen, dem sogenannten Geschiebe getroffen werden. Hierbei geht es um die Frage, herrschte im Kleinwalsertalbereich eine Fernvergletscherung oder eine Lokalvergletscherung; denn der Gesteinsbestand der Moränenablagerungen (Grund- und Ablationsmoränen) gibt Auskunft über die im Herkunftsgebiet der Gletscher anstehenden Gesteinsformationen. Gäbe es im Moränenbestand des Kleinwalsertales fremde Gesteinskomponenten, Erratika, dann wäre ein Ferngletschereinfluß anzunehmen und je nach Fremdanteil von ortsfremden Gesteinen wäre auch die Höhe des Einflusses bestimmbar. Vorwürmzeitliche Moränen aus dritt- und vorletzten Eiszeiten, Mindel- und Ribvereisung, sind uns leider nicht bekannt geworden oder nicht erhalten, müßten aber nach Lage und Zahl der Alttransfluenzspässe sicherlich ortsfremde Kristallingeschiebe aus der Silvretta und Nachbargebieten aufweisen. Moränen der letzten Eiszeit, Würmvereisung, zeigen aber nach den Untersuchungen des Verfassers keinen Anteil an zentralalpinen, kristallinen Geschieben, also keine Fernvergletscherung mit Verbindung nach Süden und Südwesten. Was das eventuell eingebrachte Geschiebe aus dem benachbarten Bregenzer Wald-Gebiet betrifft, so sind dazu keine gesteinskundlichen Aussagen

zu machen, da sich die meisten Kleinwalsertal-Formationen nach Westen fortsetzen und die Geschiebe sich daher nicht von denen im Untersuchungsraum unterscheiden.

Insgesamt betrachtet, kann man wohl davon ausgehen, daß sich die schon im *Kapitel 5.1.2* über Transfluenzpässe geäußerte Ansicht bestätigt: Die Würmvergletscherung des Kleinwalsertales erhielt im Gegensatz zu älteren Vereisungen keine Gletscherzufuhr von außen, da die vorhandenen Pässe zu hoch über den Würmeisströmen lagen und nicht mehr überflossen werden konnten. Der bei Waldhaus an der Breitach entdeckte Granitblock (SCHOLZ 1995) ist kein eiszeitlicher Findling (Erratikum), sondern stammt aus den exotischen Anteilen der sogenannten „Feuerstätter Decke“, die zur Ultrahelvetikum-Mélange, also einer tektonischen Schuppeneinheit zu rechnen ist.

## **6. Glazifluviale und glazilakustrine Formen**

Hier wird auf einen Themenkomplex eingegangen, der in älteren geomorphologischen Arbeiten eher beiläufig oder gar nicht aufgegriffen wurde. Es handelt sich um Schmelzwasserformen am Rande der Talgletscher. Sie können teils glazifluvialen, teils glazilimnischen Prozessen zugeschrieben werden und sind sowohl erosiv wie akkumulativ angelegt worden.

### **6.1 Glazifluviale Eisrandterrassen**

Schmelzwässer, die während der Abschmelzphasen den Eisrand begleitend zwischen Gletscher und Talflanken abfließen, sind in der Lage, erosive Rinnen oder Hangleisten in die Gesteine der Talflanken zu schneiden, ohne Schotterersedimente zu hinterlassen. Sie sind zwar niemals lang durchhaltend angelegt, hinterlassen aber deutliche Hangterrassen-Fragmente, welche in ihrer Gesamtheit wertvolle Hinweise auf die jeweilige Gletschereishöhe während der Deglaziationsphase liefern. Die Terrassen können Breiten bis zu 25 m und Längen bis zu 75 m erreichen und bis zu vier parallel laufende Generationen von Abschmelzphasen in gestufter Hanglage repräsentieren. Im Kleinwalsertal sind ungewöhnlich zahlreiche Relikte von erosiven Eisrandterrassen zu entdecken. Dies liegt nach Ansicht des Verfassers an dem weitverbreiteten Vorkommen relativ leicht erodierbarer, inkompetenter (geotechnisch halbfester) Gesteine wie sie in den tektonischen Einheiten von Helvetikum, Flysch und Ultrahelvetikum-Mélange vorkommen, nämlich Tonsteine, Mergel, schwach verfestigte Sandsteine und dünnplattige Wechsellagerungen von Kalken und Tonen. Im Kleinwalsertalgebiet sind Eisrandterrassen in folgenden Talabschnitten zu finden:

- Schwarzwassertal, orographisch rechts unterhalb des Bergkammes Ochsenhofer Köpfe – Walmendinger Horn
- Breitachtal, orographisch links unterhalb des Walmendinger Horns
- Breitachtal, orographisch rechts unterhalb Hammer- und Kuhgehrenspitze

## 6.2 Glazifluviale Schwemmfächerterrassen

Auf der orographisch rechten Talflanke der Breitach findet man um Riezlern, hoch über dem Flußbett zwischen Zwerenbach und der Staatsgrenze im Nordosten, eine Anzahl von reliktschen Schwemmfächern unterhalb des Flyschkamms Fellhorn – Söllereck; sie sind heute längst unterschritten (*Foto 29, 30*). Diese Schwemmfächerterrassen bestehen aus fluvialen Bachsedimenten und gehörten zu kleineren und größeren Seitenbächen, die eiszeitlich auf den Breitachgletscher hin entwässert haben und einst Schwemmfächersedimente am Eiskontakt ablagerten. Sie stellen daher wichtige Zeugen für bestimmte abnehmende Gletschereishöhen dar, sind aber stratigraphisch weniger verlässlich als die Deltaterrassen (siehe *Kap. 6.5*).

## 6.3 Glazifluviale Schmelzwasserrinnen

Eine spezielle Art von Schmelzwasser-Erosionsformen bilden *Überlaufrinnen* quer zur heutigen Wasserscheide, bzw. ehemaligen Eisscheide, einzelner Täler. Im Kleinwalsertal gibt es nur einen bekanntgewordenen Fall, nämlich eine Trockentalfurche zwischen dem Schwarzwasser- und Breitachtalraum. Sie quert den Söller Sporn südwestlich Riezlern auf 1260 m Höhe, heute genutzt als kleine Fahrstraßenverbindung zwischen Schwarzwassertalstraße und Oberhirscheegg (SCHMIDT 1999). Nach Höhenlage, Gefälle und Verlauf zu urteilen muß es sich um das Relikt eines zeitweiligen Überlaufs aus einem ehemaligen Schwarzwasser-Eisstausee ins Breitachgletschertal handeln. Die Einschneidung der Rinne beträgt 10-15 m Höhe und etwa 6 m Basisbreite. Sie ist Ausdruck des Eisrückzugs im späten Hochglazial (*Kap. 11*). Auch andere, heute meist trockene Typen von Schmelzwasserrinnen finden sich zwischen Ober- und Unterseite am unteren Söllersporn. Sie ziehen sich zwischen Moränenwällen entlang, von etwa 1150 bis 1100 m Höhe und besitzen sicherlich spätglaziales Alter.

## 6.4 Eiszerfallsformen (Kames)

Während intensiver Abschmelzphasen von Gletschern erfolgt die Verkürzung der Gletscherzunge oft nicht gleichmäßig, sondern abrupt. Der vorderste Zungenabschnitt zerfällt dann in kürzester Zeit in unzusammenhängende Schollen von Toteis und wird sehr rasch von kiesig-sandigem Schmelzwasser-Sediment aus der Entwässerung des zurückverlegten neuen Eisrandes überdeckt. Diese glazifluvialen Sedimente bleiben nach langsamen Austauen des Toteises als Eiszerfallsformen zurück, nämlich als unregelmäßig kleinhügelige Landschaftsformen von 2-4 m Höhe (Kames), oft mit vernäbten Mulden dazwischen. Man kann die Formen sedimentfaziell relativ leicht identifizieren, wenn man Sedimente im Aufschluß zu sehen bekommt; denn sie bestehen im Gegensatz zu Moränenablagerungen aus mehr oder weniger zugerundeten und schwach sortierten Schottern, oft mit Sackungsstrukturen. Im Kleinwalsertal gibt es zwei bis drei Vorkommen von Eiszerfallsformen (Kames):

- rechts der Breitach bei Zwerwald, südlich Riezlern.
- links des Schwarzwasserbaches östlich Oberwald und Unterwald.

## 6.5 Glazilakustrine Ablagerungen

### *Mögliche „Seetone“*

Im unteren Mahdthal bei Innerschwende, nordwestlich Riezlern mündet ein kleiner Nebenfluß aus dem Ifen-Karstgebiet des Nordwesten in den Schwarzwasserbach. An zwei Stellen links der Breitach wurden fette, graue Tone angetroffen, die als Eisstausee-Ablagerungen in Frage kommen, also Seetone sein können (SCHMIDT 1999). In beiden Fällen sind die Aufschlüsse sehr dürftig, isoliert und an sich für weitergehende Schlußfolgerungen nicht sehr aussagekräftig. Dennoch müssen die fraglichen „Seetone“ im Zusammenhang mit anderen Indizien für Staulagen, wie Schwämmfächerterrassen, ernst genommen werden. Das eine Tonvorkommen liegt etwa auf 1080 m Höhe nahe dem Mahdthalhaus im Bereich Innerschwende; das andere im Gebiet des Straußberges bei 1090 m Auch LANGE (1956) erwähnt Seetone unterhalb des Hörnlepasses, die er auf eine Staulage bezieht.

### *Deltaterrassen*

Schwerer als das Vorkommen fraglicher Seetone wiegt das wiederholte Vorkommen von fächerartigen Deltaterrassen (Moorfächer), die wir für glazilakustrine Einschüttungen in einen oder mehrere ehemalige Eisstauseen halten, ausgehend von Seitentalzuflüssen des vorzeitlichen Gatter- und Hörnlebaches gegenüber Riezlern (MEHRFERT 1998).

Ausgedehnte Verebnungen (Moorfächer) beobachtet man links der Breitach, wo sie zwischen Hörnlepaß und Außerschwende heutzutage als vermoorte, schwach geneigte Ebenen mit Abmessungen bis zu 500 m Länge und 200 m Breite anzutreffen sind. Sie bestehen in der Regel aus hellgrauen Sand- und Kiesablagerungen, die unter anderem beim Bau des Brückenwiderlagers in Außerschwende zu Tage gefördert wurden (*Foto 13, 25, 29, 30, 31, 32*).

Das Phänomen der Vermoorung der Deltaterrassen wird von MEHRFERT (1998) auf das Vorkommen einer unverletzten Geschiebemergeldecke (Grundmoräne) unter den Deltaablagerungen zurückgeführt, wodurch die Stausee-Sedimente (Deltas) zum Grundwasserleiter wurden. Unvollständige Geschiebemergelunterlagerung andererseits dürfte zum Aufbau weniger unvermoorter Deltaterrassen Anlaß gegeben haben.

Insgesamt betrachtet, besitzen die genannten Eisstausee-Ablagerungen eine größere wissenschaftliche Bedeutung, da sie als verlässliche, paläogeographische Höhenanzeiger für den fortschreitenden Eisabbau im oberen Würm verwendet werden können. Ihre Höhen sind als recht sicheres Indiz für den jeweiligen Stand der durch das Eis verursachten und sukzessive abnehmenden Stausituation zu werten (vgl. DE GRAAFF 1996).

## **7. Periglazialformen**

Deutliche Periglazialformen entstehen dort, wo häufige Frostwechsel stattfinden und mangelnder Vegetationsschutz für Locker- und Festgesteine besteht. In Gebirgslagen ist dies nur über der Höhenstufe des Waldes und der Matten (alpiner

Rasen) der Fall, also erst im Hochgebirge oberhalb der mit geschlossener Vegetation bedeckten Landschaft bis hinauf in die Gipfelregion der Nunatakker. Gebundene Solifluktion, gelides Bodenfließen mit Rasengirlanden, tritt allerdings bereits in der Mattenzone auf. Es handelt sich bei der oberen Periglazialzone jenseits der Schneegrenze um dieselbe Höhenstufe in der bei geeignetem Relief (z.B. Karwannen) auch Gletscher entstehen.

Wenn wir die Höhenzonierung der Geobotaniker und Vegetationsgeographen als Maßstab zu Hilfe nehmen (u.a. ELLENBERG 1978; Tab.6), so sieht der Verfasser die Untergrenze der hier zu beschreibenden Periglazialprozesse in der Alpen Stufe gelegen, ihr Hauptverbreitungsgebiet jedoch in der Subnivalen und Nivalen Stufe (FURRER & FITZE 1979; LEHMKUHL 1989). Periglazialprozesse laufen räumlich getrennt und völlig unabhängig von der Gletscherbildung ab; sie sind jedoch teilweise mit ganzjährigen Firnschneedecken oder -flecken verknüpft und bilden dann sog. Nivalformen, eine Untergruppe der Periglazialformen. Zu den wichtigsten Periglazialformen, die im Kleinwalsertal vorkommen, zählen: Frostschutthalden, Hangschuttdecken, Firnhaldenmoränen (= Schneeschuttwälle), Glatthänge, Gelifluktionsdecken (gelide Fließerde-Decken), Nivationsmulden und -wannen, sowie nivofluviale Rinnen und Murkegel. Ähnlich wie die Glazialformen sind die Periglazialformen im Kleinwalsertal größtenteils nur Vorzeit- oder Reliktformen mit Ausnahme der Frostschutthalden in den Hochregionen der nordexponierten Dolomittketten zwischen Widderstein (2533 m) und Elferkopf (2387 m).

### 7.1 Frostschutthalden, Hangschuttdecken und Karverfüllung

Wir finden *Frostschutthalden* regelmäßig am Fuß steiler Felswände, die hoch über die grünen Matten hinausragen, insbesondere unter Karrückwänden, wo sie als frisch aussehende, graue Sturzschutthalden mit 25° – 35° Neigung auftreten. Sie bestehen aus scharfkantigen Gesteinsbruchstücken bis zur Blockgröße (>20 cm  $\emptyset$ ), die das Ergebnis der Frostsprengung an Graten und Felswänden sind. Auffällig produktiv sind dabei die Dolomittkämme mit ihren schrofig gezackten Gipfeln und Felstürmen. Frostschutt, der während der Vereisungen von den Nunatakkern absplitterte und in die Kare und Trogtäler fiel, wurde zu gletschertransportiertem Ober-, Seiten- und Stirnmoränenmaterial umgeformt.

#### *Morphologischer Effekt von Schutthalden für Talformen*

Während *Schutthalden* charakteristische eigene Akkumulationsformen ausbilden, sind *Hangschutt-Decken* eher geringmächtige, dem unterliegenden Relief angepaßte Schuttverkleidungen. Gemeinsam ist aber bei den Ablagerungsformen die Frostschuttherkunft. Morphologisch bedeutsamer sind demnach die Sturzschutthalden; denn sie können den gesamten Talquerschnitt verändern. In der Regel werden die glazial geschaffenen Trogtalformen nach dem Verschwinden der Gletscher durch periglaziale Prozesse abgeschrägt, oft zu Pseudo-Kerbtälern umgestaltet und gleichzeitig die Trogtalsoles eingeebnet (vgl. Foto 33).

### *Karverfüllung durch Sturzhalden*

Da alle Karformen des Kleinwalsertales spätestens während der bedeutenden Warmphase des Bølling/Allerød-Interstadials im Spätglazial der Würmzeit eisfrei wurden, also glazigen kein Sturzschutt mehr abtransportiert werden konnte, die Frostschuttbildung unter andauernden Periglazialbedingungen des Spätglazials in der Jüngeren Tundrenzeit des Oberen Würm (Spätglazial) aber weiterging, vermochten die seit dieser Zeit anfallenden Frostschuttmassen fast alle Kar-Wannen auszukleiden und einige kleinere weitgehend bis vollständig mit Sturzschutt auszufüllen.

Rezente Sturzhalden mit gegenwärtig noch anhaltender Frostschuttanlagerung sind mit Felswänden verbunden, die in die subnivale Höhenzone aufragen, d.h. im Hochgebirge des Kleinwalsertals ab etwa 2100 m Höhe aufwärts. Nord- bis ostexponierte Karwände sind dabei bevorzugt, da sie mangels Sonneneinstrahlung als orographisch kalte Stellen gelten. Reichlich jungen rezenten Sturzschutt beobachten wir beispielsweise im Westbereich des großen Komplexkars um Kemptener- und Liechelkopf (*Foto 15*), in den NE-gerichteten Karkesseln der Schafalpenköpfe (*Foto 14*), im Geißhorn-Kar (*Foto 35*), im Schlauchkar des Hochifien (*Foto 1, 2, 4*), im Großen und Kleinen Widderstein-Kar. Einige Kare, deren Wandfluchten zwar günstig nordgerichtet sind, jedoch nur knapp in die subnivale Höhenstufe aufragen sind heute teilaktiv, d.h. sie zeigen geringen Schuttanfall rezenter Art, aufgelagert auf begrünzte, vorzeitliche Sturzkegel oder -halden, beispielsweise das Kar der Hammerspitze südwestlich der Kanzelwand (*Foto 16*).

Im übrigen gibt es zahlreiche Kare und Steilwände, die nur begrünzte, also vorzeitliche Sturzhalden und Kegel aufweisen, weil sie tiefer als 2100 m gelegen sind und nur noch im Spätglazial der Würmzeit bei klimatisch gedrückten Höhengrenzen Frostschutt produzierten, während heute Formungsruhe herrscht. Dies gilt beispielsweise für das Grünhorn- und das Steinmandlkar im Westen des Kleinwalsertales (*Foto 18*).

### *Beispiele extremer Frostschuttaktivität*

Zwei herausragende Beispiele besonders hoher Kar-Frostschuttproduktion bleiben noch zu erwähnen: einmal das nord- bis nordost ausgerichtete Kar des Elferkopfes (Gipfelhöhe 2387 m), zum anderen das ostgerichtete Widderstein-Kar (Gipfelhöhe 2253 m). Beide gehören heute bezüglich periglazialer Schuttproduktion zu den teilaktiven Karen, schickten aber offensichtlich kurz nach ihrer Vergletscherung, noch in spätglazialer Zeit (Daun- und Egesen-Stadial?, bzw. Mittlere und Jüngere Tundrenzeit) große Mengen, heute weitgehend mit Vegetation bedeckten Sturzschuttess zu Tal. Dabei wurden nicht nur die Karschwellen völlig überlagert, sondern im Fall des Elferkopfkars, unter Mitwirkung enormer Murtätigkeit (vgl. *Kap. 7.6*), auch das darunterliegende Wildental im Bereich der Unter- und Innerwies-Alpen (um 1300 m Meereshöhe) derart mächtig verschüttet, dass der ursprüngliche Trogtalboden um mindestens 50 m aufgefüllt ist (SCHMIDT 1999) (*Foto 33*). Wie man vor Ort sehen kann, geschah diese Verschüttung im Zusammenspiel mit Murtätigkeit von der Gegenhangflanke (*Foto 38*), dem Unterhang der Hochgehrenspitze (2252 m Gipfelhöhe). Der Wildenbach war deshalb in jüngerer Zeit (Frühholozän?) gezwungen einen steilwandigen Tobeldurchbruch in dieses Lockermaterial zu erodieren, der talaufwärts Un-

terwies gut zu erkennen ist (*Foto 34*). Im Zuge des Durchbruchs wurde auch ein großer Teil der ursprünglichen Sturz- und Murschuttmassen, nämlich das Verbindungsstück zwischen Kar und Wies-Alpen fluvial ausgeräumt (*Foto 34*). Spektakulär erscheint auch der vergleichbare Fall einer gewaltigen Schutthalde vom Widerstein-Ostkar (Gipfelhöhe 2253 m), die bis ins Gemstetal, nahe der Untergemstel-Alpe (1320 m) reicht, ohne allerdings das Gemstetal zu verfüllen (SCHMIDGALL 1998; *Foto 36*).

#### 7.2 Firnhaldenmoränen (Schneeschuttwälle)

Firnhaldenmoränen sind nicht, wie der Name suggeriert, eine glaziale, sondern eine nivale, reliktsche Wallform am Fuß von Felswänden. Ähnlich wie die Sturzschutthalden entstanden sie aus Frostschutt, berührten aber die rückwärtige Felswand nicht, da sie ehemals einer perennierenden Firnschneehalde am Fuß der Wand aufgelagert wurden, also „Schneeschuttwälle“ einer vorzeitlichen, nivalen Periglazialzone aufgebaut haben (WEISE 1983). Dies geschah also bei stark gedrückten Schneegrenzen gegenüber heute, ein Umstand der diese heute bewachsenen Schneeschuttwall-Relikte zu wichtigen Zeugen eines kälteren Vorzeitklimas gegen Ende des Spätglazials (Egesenstadial?) macht. Im Steinmandlkar der Westumrandung sowie im großen Komplexkar zu Füßen des Angererkopfes der Südumrandung im Kleinwalsertal sind namhafte Beispiele zu beobachten (*Foto 15*). Kleinere Vorkommen kann man auch im Hochgehren- und Hammerspitz- und Gundkopfkark erkennen (*Foto 16*). Die Dimensionen der Wälle reichen von 5-10 m relativer Höhe.

#### 7.3 Glatthänge

Als Glatthänge bezeichnete Gebirgsflanken sind stellenweise auch entlang der Gebirgsketten des Kleinwalsertales entwickelt und zwar vorzugsweise in Südwestauslage. Sie ähneln, äußerlich gesehen, im Profil den Schutthalden, sind aber anders als diese, meist steiler und nicht aus Lockermaterial aufgebaut, sondern aus Festgestein und werden bisweilen als periglaziale „Scheuerhänge“ bezeichnet. Man nimmt nämlich an, daß diese Gebirgshänge in vergleichsweise „warmen“ Südwestpositionen häufigen Lawinen- und Schuttrutschungen ausgesetzt waren, was allmählich zu einer Glättung der Hänge führte. Beispiele für Glatthänge im Kleinwalsertal findet man u.a. auf der orographisch rechten Gemstetalflanke westlich Brunnenberg und Zwölferkopf (*Foto 35*) sowie auf der Südflanke der Unspitze zwischen Tura- und Derrenbach (*Foto 19*).

#### 7.4 Gelifluktions-Decken (Fließerde-Decken)

Fließerden sind rein morphologisch kaum zu identifizieren; denn sie bilden unauffällige, das Relief überkleisternde Lehmschutt- oder Lehmdecken am Hangfuß und auf Flachhängen. Sie sind das Ergebnis der Gelifluktion, also des frostbedingten periglazialen Bodenfließens in der subnivalen Höhenzone während des alpinen Spätglazials der Würmeiszeit. Vielfach findet man im Aufschluß ex-

trem tiefgründige Braunerden mit ockerfarbenen Farbtönen bis über 1,5 m Tiefe sowie frostgespaltene angewitterte Gesteinsfragmente. Nach Auffassung des Verfassers handelt es sich dabei um Phäno-Braunerden d.h. um geli-solifluidal umgelagerte Böden des Bølling/Allerød-Interstadials, also einer Wärmephase der alpinen Spätglazialzeit mit beginnender Wiederbewaldung. VÖLK (1996a) schlägt für gravitative Bodenumlagerung, analog „Kolluvium“ den Begriff Avalanchium vor. Die Bodenumlagerung geschah im nachfolgenden, letzten Kältestadial der Würmzeit, in der Jüngerer Tundrenzeit, kurz vor dem Beginn des Holozäns (10'500-10'000 Jahre vor heute). Typische Vorkommen lassen sich u.a. am Fußhang der Flyschkette Fellhorn – Söllereck rechts der Breitach ausmachen.

Ein *Sonderfall von Fließerde-Decke* kommt im obersten Schwarzwassertal vor und zwar in einem „Kurtzrog“, einem hochgelegenen, kurzen Trogtalabschnitt westlich Melköde. Man findet dort eine schwach geneigte, stark vernässte Aufschüttungsebene, die wir als Gelifluktionsfächer ansprechen können. Der Schwarzwasserbach hat sich um etwa 10 m darin eingetieft und einen Terrassenhang hinterlassen, an dessen Aufschlüssen erkennbar ist, daß zuunterst undurchlässige Grundmoräne liegt, von verlagelter bzw. verfloßener Grundmoräne, übergehend in Fließerde, überlagert und von Anmoor-Naßgley abgeschlossen wird. Diese Fließerdedecke erreicht nach Bachufer-Aufschlüssen zu urteilen mindestens 5 m Mächtigkeit (KASCHTE 1996).

#### 7.5 Nivationsmulden und -wannen

Dies sind typisch nivale Erosionsformen vorzeitlicher, ehemals perennierender Schneeflecken, die in verschiedenen Dimensionen auftreten, von kleinen, in Dekametern zu bemessenden Mulden bis zu großen, tief eingesenkten Wannen, die an Kare erinnern und bis zu 100 m Durchmesser aufweisen können: Als Kleinformen bilden sie rundlich ovale Mulden am Hang, deren oberer Teil steiler ist und deren unterer Teil eine Verebnung ausbildet, oft von einem wulstigen Lobus (Nivationswall) mit steiler Stirn hangabwärts abgeschlossen (WEISE 1983). In den Kältephasen des jüngsten Spätglazials der älteren mittleren und jüngsten Tundrenzeit haben sich allenthalben auf den Hängen, vor allem in Nord- und Ostauslage, Schneeflecken in den Hang „eingefressen“ und durch nivofluviale Spülung sowie Gelifluktion Material abgefrachtet. Beispiele von Nivationsmulden finden sich an der nordexponierten Bärgunt-Alpe westlich des Großen Widderstein an der Südflanke des oberen Schwarzwassertales, unterhalb der Kammlinie Grünhorn – Walmendinger Horn, ferner an der Nordwestflanke der Gehrenspitze, d.h. nördlich der Kanzelwand-Bergstation bei Riezlern. Unmittelbar unterhalb südwestlich der Bergstation sind typische Vertreter von Kleinformen der Nivationsmulden zu beobachten. Eine Sonderstellung nimmt die riesige Nivationshohlform an der Nordflanke des Bärenkopfes zwischen Bärgunt- und Gemsteltal ein. Sie ist vielleicht als „Karoid“, also eine Vorform eines Kars aufzufassen (Foto 7).

#### 7.6 Nivofluviale Spülrinnen und Murkegel

Nivofluviale Spülrinnen und Murkegel gehören sicherlich nicht zu den spekta-

kulären Formengemeinschaften, sind aber neben den Sturzhalden der Dolomitfelswände zweifellos die erfolgreichsten Umgestalter der Landschaft im jüngsten Würm-Spätglazial. Insbesondere in den Flysch-, Ultrahelvetikum- und Helvetikum-Gebieten der Kleinwalsertal-Flanken, die von leicht erodierbaren, wenig durchlässigen Gesteinen unterlagert sind, treffen wir auf zahlreiche, meist parallel verlaufende Trockenrinnen, die am Oberhang beginnend auf vorzeitliche Murkegel des mittleren bis unteren Hangbereichs zulaufen bzw. darauf eingestellt sind. Mit Hilfe dieser nivofluvialen Hangprozesse, die von ganzjährigen Firndecken im Oberhangbereich der betroffenen Gebiete ausgegangen sind, wurde der Oberhang zurückverlegt und gleichzeitig der Mittel- bis Unterhang vorgebaut. Der morphologische Effekt dieser Hangprozesse ist analog zu den Frostschutthalden eine periglaziale Abschrägung der glazialen Trogtalhänge, ein Effekt, der in abgeschwächter Form bis heute in Gang gehalten wird (MEHRFERT 1998). Wenn wir beispielsweise die Prototypen der Landschaft mit nivofluvialen Hangprozessen in Augenschein nehmen, nämlich die nordwest-exponierte lange Talflanke unterhalb des Fellhorn-Söllereck-Kammes, wie auch die nordexponierte Südflanke des oberen Schwarzwassertales, so erkennen wir rezente, episodisch aktive Spülrinnen und Murgänge vergesellschaftet mit vorzeitlich periglazialen Analogformen (*Foto 37*).

#### *Riesenmurkegel Wildental*

Obwohl die kalkalpinen Hanglagen – vor allem unter den Hauptdolomitenketten – i. a. eine eher unterentwickelte Murenaktivität während der Spätglazialzeiten zu verzeichnen haben, gibt es im mittleren Wildental eine gewichtige Ausnahme. Sie ist bedingt durch das Vorkommen eines breiten Streifens leicht erodierbarer Gesteine der Arosier Mélange, am Hang orographisch rechts, auf halber Höhe zwischen der Kammlinie Hammer/Hochgehrenspitze und Wildentalboden. Dort beobachtet man auf einer Erstreckung von etwa 1 km ein großes, relativ schwer zugängliches, von Murgängen zerfurchtes Hanggelände, das heute von 1600 m bis 1250 m Höhe herabreicht (*Foto 38*). Es handelt sich um einen riesigen, polygenetischen Murkegelkomplex in Südwestauslage (vgl. SCHMIDT 1999), der wahrscheinlich bereits im Würm-Spätglazial unter periglazialen Bedingungen aufgeschüttet wurde (in der Geomorphologischen Karte als gefurchter Solifluktionsschutt eingetragen). Er reichte damals nicht ganz bis zum Wildentalboden, da vermutlich noch ein spätglazialer Gletscherrest vorhanden war, dem er sich seitlich anlagerte. In holozäner Frühzeit, vielleicht schon beginnend im jüngsten Spätglazial, Jüngste Tundrenzeit, weitete sich dort die Murentätigkeit offensichtlich bis zum Wildentalboden aus und verschüttete den Talraum gemeinsam mit Murzungen und -kegeln aus dem gegenüberliegenden Elfer/Zwölfer-Kar (vgl. *Kap. 7.1; Karverfüllung*).

## **8. Karstive Formen**

Geomorphologische Karsterscheinungen, also das Karstrelief, sind an wasserlösliche Gesteine wie Kalkstein oder Dolomit gebunden. Auch im Kleinwalsertal finden sich daher Karstformen nur in Karbonatgesteinen des Kalkalpins und im

Schrattenkalk des Helvetikums. Von der Dimension her gesehen, kann man die Karstformen in drei Kategorien einteilen: erstens der Kleinformenschatz, Beispiel Karren und Buckelwiesen; zweitens die Formen mittlerer Größe, Beispiel Dolinen, Karstgassen und Naturschächte (Ponore); drittens die Großformen, Beispiel Karstrandebene mit Poljen. Dieser Einteilung soll hier gefolgt werden. Dazu kommen Aspekte der Karsthydrographie, Beispiel Karstquellen und deren Einzugsgebiet; denn ober- und vor allem unterirdische Gerinne sind schließlich die treibenden Agentien größerer Karsterscheinungen. (vgl. GOLDSCHIEDER u.a. 1999, GOLDSCHIEDER & HÖTZL 2000/2001).

### 8.1 Karren und Karstgassen

Zu den berühmten Karstformen des Gottesacker-Plateau im Schrattenkalk nordöstlich des Hochfens (2230 m) ist bereits das Wichtigste veröffentlicht worden, so daß wir uns auf zwei Zitate beschränken können, zumal auf unserer geomorphologischen Kartenbeilage das Gottesacker-Plateau weitgehend ausgespart ist (vgl. ergänzende Fachliteratur WAGNER 1950, SCHMIDT-THOMÉ 1960, FINSTERWALDER & SCHMIDT-THOMÉ 1963, KRIEG 1969, ROSENDAHL 2000/2001).

*„Karren sind auf dem Plateau die Haupt-Karstformen, die an Zahl und Verbreitung alle anderen Formen überwiegen. Sie gehen auf Lösungserscheinungen zurück, die von Millimeterbeträgen bis zu mehrere Meter tiefen, schmalen Spalten anwachsen können. Oberflächlich entstandene Rinnenkarren, die auf stärker geneigten, glatten Kalkoberflächen zur Ausbildung kamen, sind ebenso häufig wie die tiefer reichenden Kluftkarren, deren Verlauf durch steilstehende Kluft- und Störungs-Trennfugen vorgezeichnet ist und die das Gottesacker-Plateau mit einem erstaunlich regelmäßigen, gesetzmäßig verlaufenden Netzwerk überziehen.“...*

*„Die Verkarstung des Plateaus hat das Kluft- und Störungssystem herausmodelliert und sichtbar gemacht. Besonders deutlich wird das durch Karstgassen, die an bedeutendere, durch Korrosion erweiterte Klüfte gebunden sind. Diese klammartigen oft viele Meter tiefen und bis einige Meter breiten Schluchten oder offenen Felsspalten werden manchmal mehrere hundert Meter lang.“* (aus FINSTERWALDER & SCHMIDT-THOMÉ 1963).

Auch im Hauptdolomit und Rhätalk der kalkalpinen Serie trifft man auf Rillen und Kluftkarren. Art und Vielfalt sind aber gegenüber dem helvetischen Schrattenkalk stark vermindert.

### 8.2 Naturschächte

Typische Karstschlote, also natürliche Schächte in denen Niederschlagswasser spontan versickert, mit trichterförmigem Eingang, von einigen Metern Weite, finden sich nicht nur im Kalkstein des Gottesacker, sondern auch auf dem Dolomitplateau des Koblach (2019 m), östlich des Widdersteins. Nach LOUIS & FISCHER (1979) sind Naturschächte oft an die Kreuzung zweier Kluftsysteme geknüpft und sind die bevorzugten Abflußwege des durch Schneeschmelze entstehenden Wassers, an dem die Lösung ausnehmend stark ist. Das Koblachplateau könnte eine Altfläche oder vielleicht eine Alttransfluenz darstellen.

### 8.3 Karstrandebene mit Poljen entlang des Schwarzwassertales

In der Gebirgsrandzone zwischen dem Schwarzwassertal (Mittellauf) und dem Ifengebirge aus ideal verkarstungsfähigem Kalkstein (Schrattenkalk), im Nordwesten davon, zeigt sich eine eigentümliche, durch längliche Kalksteinkuppen gekammerte, niedrige Grundmoränenlandschaft, die durch schroff aufsteigende Felswände vom angrenzenden Gebirge abgesetzt ist (*Foto 39; Abb. 6*). Diese etwa 500-800 m breite Zone wird von SCHMIDT (1999) und dem Verfasser als *Karstrandebene* im Sinne von LOUIS (1956) und LOUIS & FISCHER (1979) gedeutet. Sie ist durch karstiv bedingte talartige Tiefenlinien, Dolinen, Ponordolinen und Karstquellen gekennzeichnet. Innerhalb der Karstrandebene lassen sich drei, durch niedrige *Kalksteinrücken* voneinander getrennte Hohlformen unterscheiden, die als Poljen bezeichnet und auch auf der geomorphologischen Karte als solche ausgliedert wurden.

#### *Poljen*

Wie das Blockbild (*Abb.6*) zeigt, grenzt die Karstrandebene an Felswände aus Kalkstein, die nicht unbedingt als tektonische Bruchstufen gedeutet werden müssen (GOLDSCHIEDER 1998), sondern auch als strukturkonformes Ergebnis der korrosiven, seitlichen Ausdehnung einer Karstrandebene entstehen können, d.h. der Gebirgsrand (*Foto 39*) wird parallel zu den tektonisch vorgezeichneten Trennflächen zurückverlegt (SW-NE-Diagonalklüften; in: FINSTERWALDER & SCHMIDT-THOMÉ 1963; „Border Polje“, in: FORD & WILLIAMS 1989). Das kuppige Gelände zwischen den Karst-Poljen läßt sich erklären als durchsetzt von „Humi“, d.h. Einebnungsresten von Kalkstein, überformt von Glazialerosion. Für den Formungsvorgang der Polje-Ebenen im Taurusgebirge spielt nach LOUIS & FISCHER (1979) das nach unten abdichtende Vorkommen einer Decke von Residual- und Schwemmlehen aus benachbarten sandig-tonigen Gesteinen (Flysch, Ultrahelvetikum oder Helvetikum) eine wichtige Rolle. Im Fall der Poljen entlang des Schwarzwasser-Tales steht auch noch wasserstauende Grundmoräne zur Verfügung, die nach der Poljen-Theorie ebenfalls die Funktion des Abdichtens zum Beckenboden übernehmen kann. Rundum die Bruder-Klaus-Kapelle erstreckt sich eine Eiszerfallslandschaft mit spätglazialen Wallmoränen, Schwendle-Stand (*Foto 40*).

#### *Dolinen*

In der nördlichsten Polje, westlich der Aubach-Karstquelle um den Weiler Ladstatt, sind eine Reihe von Dolinen in der Grundmoränendecke zu beobachten, die aufgrund unterschiedlicher Eigenschaften in zwei Arten einzuteilen sind:

- a) Subsidenzdolinen, wassergefüllt
- b) Einsturzdolinen, trocken

Im Fall (a) ist die Grundmoränendecke durch unterirdischen Karstlösungsvorgang nachgesackt, hält aber dicht; im Fall (b) ist die Grundmoränendecke nachgesackt und perforiert, so daß spontane Entwässerung in die unterirdischen Kavernen erfolgt (*Abb.7*)

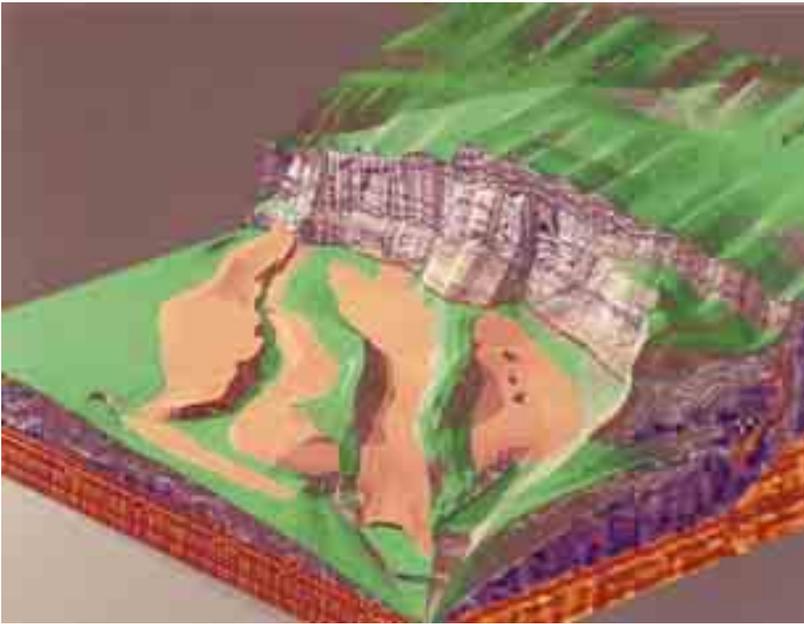


Abb. 6: Karstrandebene im mittleren Schwarzwassertal, angrenzend an steile Felsflanke des Gottesacker-Plateaus. Drei Poljen (ockerfarbig), durch niedrige Kalksteinrücken voneinander getrennt, sind darin eingesenkt und von Geschiebemergel bedeckt. Poljenböden links im Bild fluvial zerschnitten (Aubach), rechts als Folge von Subrosion von Dolinen durchsetzt. Aus: SCHMIDT 1999 (Digitale Konstruktion).

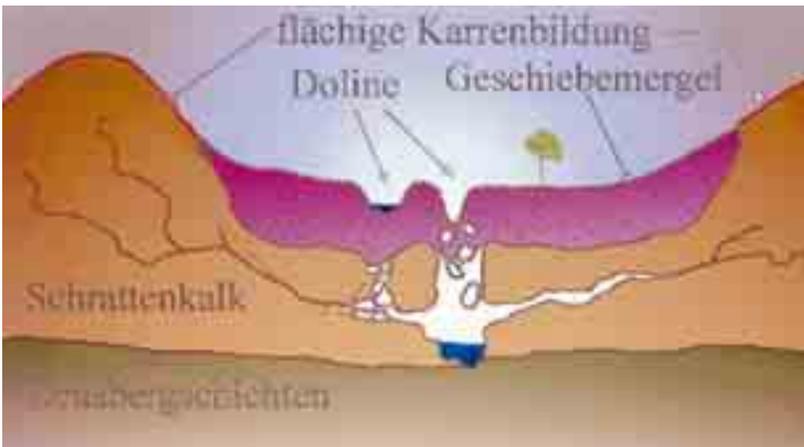


Abb. 7: Profilschnitt durch nördliche Polje bei Ladstatt oberhalb Aubachquelle. Links Subsidenzdoline mit Wasserstau an der Oberfläche, rechts trockene Einsturzdoline, perforiert, ohne oberflächlichen Wasserstau. Aus: SCHMIDT 1999 (Digitale Interpretationsskizze)

### Buckelwiesen

Buckelwiesen sind klein hügelige Reliefformen auf Schutthalden und Murkegeln, die aus Dolomit- oder Kalksteinschutt bestehen. Die Hohlformen zwischen den Kuppen sind wahrscheinlich auf Karbonatlösungsprozesse zurückzuführen; deshalb werden Buckelwiesen vom Verfasser dem karstiven Formenkreis zugerechnet. In den Poljen beobachtet man diese Formen stellenweise im periglazialen Sturzschutt des nördlich anschließenden Gebirgsrandes.

#### 8.4 Karsthydrographie der Karstrandebene und des angrenzenden Schwarzwasser-Baches

Die Poljen der Karstrandebene erscheinen karsthydrographisch und daher auch morphologisch leicht unterschiedlich. Im südlichen Polje, Wäldele, entspringt am Nordwestrand eine intermittierende Karstquelle, die „Aubachquelle“, deren Abfluß zum Schwarzwasserbach-Vorfluter den Poljenboden fluvial zerschneidet. Nach CVIJIC (1960; zit. in AHNERT 1996) handelt es sich deshalb um ein offenes Polje. Im mittleren Polje, Unterwald, gibt es keinen oberirdischen Abfluß, sondern ein Ponor, d.h. die Entwässerung ist subterran und tritt erst an der Tal-schlucht des angrenzenden Schwarzwasser-Tal-Abschnitts als „Bürgermeisterquelle“ zutage. Im nördlichen Polje schließlich trifft man auf einige Ponordolinen und vereinzelte, talartige Relikte ohne Abfluß. Am Ostende des Polje, Richtung Schwarzwasserbach tritt dann beim Weiler Kesselschwand eine perennierende Karstquelle zutage, dessen Wasser als „Kesselschwandquelle“ in einem karstiv geprägten, talartigen Gerinnebett dem Schwarzwasserbach bei „Naturbrücke“ zuströmt.

Die genannten Karstquellen besitzen nach GOLDSCHIEDER (1998) *„mit 5,3° bis 5,5°C fast identische Wassertemperaturen und sind um 0,5° bis 1,0°C kälter als es ihrer Höhenlage entspricht. Dies deutet darauf hin, daß sie gemeinsam ein zusammenhängendes Einzugsgebiet entwässern und insbesondere nach Niederschlägen kalte Zuflüsse aus den Hochlagen des Gottesacker erhalten.“*

Dank der Ponore als Schlucklöcher in den Poljen versickert also das Niederschlagswasser durch die undurchlässige Grundmoräne in den Karstuntergrund. Bei extremem Hochwasser, so berichtet GOLDSCHIEDER (1998) würden sich die Verhältnisse umkehren und es entstünden „zahlreiche Quellen im Moränengelände“ d.h. die Ponore der Grundmoräne agieren als Speilöcher. GOLDSCHIEDER u.a. (1999) berichten ferner von einer bedeutenden Estavelle in der Schratzenkalk-Schluchtstrecke südöstlich der Auenhütte, weiter stromauf als die bisher genannten. Diese Estavelle besitzt an der orographisch rechten Talwand einen Höhleneingang (Schwarzwasserhöhle) und agiert bei Niedrigwasser als Schluckloch, in dem der Bach, mit ca. 450 l/s, vollständig versinkt, bei Hochwasser als Karstquelle, bei der Karstgrundwasser, ca. 4 m<sup>3</sup>/s, des Ifen-Gottesackergebirges zutage tritt. Auch stromab der Schwarzwassertal-Mündung treten nach GOLDSCHIEDER (1998) noch Karstquellen im Breitachtal auf.

Markierungsversuche der Universität Karlsruhe (GOLDSCHIEDER & HÖTZL 2000/2001) ergaben, daß alle Quellen des Schwarzwassertales einem gemeinsamen Einzugsgebiet angehören und bis auf wenige Zuflüsse aus dem südlichen Flyschgebiet einem zusammenhängenden Karstgrundwasserleiter, dem Schratzenkalk des Gottesacker-Plateaus (Ifengebiet) entstammen. Wie eine Gewässernetzkarte des Gottesackers zeigt, ist das ganze Hochgebirgsplateau oberflächlich abflußlos, da die Entwässerung unterirdisch erfolgt, und zwar in den nach Südosten abtauchenden tektonischen Mulden (Abb. 9). Wegen der durchgehenden Unterlagerung des Gottesacker-Schratzenkalks durch die Liegendstauer Drusberg-Schichten spricht KRIEG (1969) von seichtem Hochkarst.

## 9. Hangmassenbewegungen; Muren; Spülrinnen; Bodenfließen

Hangmassenbewegungen umfassen gravitative Verlagerungen sowohl großer Partien von Felsflanken als auch unverfestigten Hangmaterials ohne transportierendes Medium wie Wasser, Schnee oder Eis. Letztere reichen von Steilhangbereichen bis in mittlere oder untere Lagen der Trogtäler, oft unabhängig von klimatischen Bedingungen. So sind beispielsweise Berg- und Felsstürze, Muren und Talzuschübe sowohl unter periglazialen als auch unter gemäßigt-humiden Klimabedingungen der Jetztzeit festzustellen, wenngleich sie unter vorzeitlichen, periglazial-nivalen Bedingungen des Würm-Spätglazials verstärkt aufgetreten sind. Massenhafte Fließerde- (Gelifluktions-)Aktivitäten sowie Frostschuttproduktionen sind allerdings auch im Kleinwalsertal weitgehend echten Periglazialklimaten der Vorzeit zuzuordnen; sie wurden in *Kap.7* bereits beschrieben und sollen daher an dieser Stelle nicht weiter behandelt werden. Spülrinnen sind häufige Begleiter der Massenbewegungen und werden aus diesem Grund hier einbezogen. Man unterscheidet Sturz-, Rutsch- und Fließbewegungen.

### 9.1 Berg- und Felsstürze

Berg- und Felsstürze gehören zur Gruppe der schnellen und spontanen Massenbewegungen mit Geschwindigkeiten von 5-150 m/Sekunde (BRIGGS et al.1997). Das bei weitem größte Sturzereignis des Kleinwalsertales betraf das obere Schwarzwassertal. Dieser spätglaziale Bergsturz an der Melköde ist gebirgsmechanisch interessant; denn er repräsentiert eine für heterogene Schichtgesteine typische Bergsturz-Mechanik von „Hart über Weich“ im Helvetikum des Kleinwalsertales. Zwei weitere kleinere Bergstürze sind noch zu erwähnen, bei Mittelberg und im Derrental. Bemerkenswerte Felsstürze, d.h. kleindimensionierte Blockmassen unter  $500'000 \text{ m}^3$  sind noch an der Ostflanke des Ifenmassivs zu beobachten, im Kar der Ifenmulde (*Foto 1*).

#### 9.1.1 Bergsturz Melköde (*Felsmechanische Interpretation*)

Das Abrißgebiet des Bergsturzes ist von der orographisch rechten, gegenüberliegenden Talflanke aus gut zu erkennen (*Foto 26*). Dieser Bergsturz ist kinematisch als Felsgleitung (rock slide, vgl. SORRISO-VALVO & GULLA 1996) einzustufen, wie sie bereits von WAGNER (1950) beschrieben wurde. Die Ablagerungen des Sturzes werden allerdings hier, abweichend von WAGNER als Bergsturzmoränen gedeutet, da sie auf beiden Talflanken „Hangterrassen“, d.h. Seitenmoränen oberhalb des Talgrundes hinterlassen haben und auch die sonstige Verteilung der Sturzmassen auf die Anwesenheit eines Gletschers im Schwarzwassertal zum Zeitpunkt des Ereignisses hinweist (vgl. *Kap.5*). Es handelt sich felsmechanisch betrachtet, um den Kollaps eines Teils der Schratzenkalk-Schichtplatte am Südschenkel der Hochifen-Antiklinale und zwar am Bärenköpfe (vgl. *Abb.8*), 1,5 – 2 km südöstlich des Hochifen-Gipfels (2230 m). Dabei hat sich die etwa 75 m mächtige Kalksteinplatte auf einer idealtypisch vorgegebenen Gleitfläche, nämlich den hangparallel unterlagernden Drusbergmergeln, vermutlich mit hoher Fahrt zu Tal bewegt. Aus der Verteilung der Blöcke am Gegenhang, wo sie einen unförmigen Wall auf den völlig andersartigen Flyschgesteinen bil-

**Abb. 8:** Luftbild des Hochifn-Massivs (Osteil) und des südlichen Gottesacker-Plateaus, Maßstab ca. 1:8'000, zeigt Schrattekalk-Schichtplatte links im Bild; Zerrspalten entlang Rand der Schichtplatte und innerhalb (rechts); Sturzblöcke rundum Schichtplatte bis Bärenköpfe rechts unten; ferner Schlauchkar der Ifenmulde (Schlagschatten), umsäumt von länglichen Sackungsschollen oben links, übergehend in Seitenmoränen, welche teils durchziehen bis Ifenhütte, rechter Bildrand, teils enden an Stirnmoräne des Schlauchkares bei P.1724. Aus: Luftbildsammlung (Falschfarbenbilder), Landesregierung Vorarlberg, Bregenz.

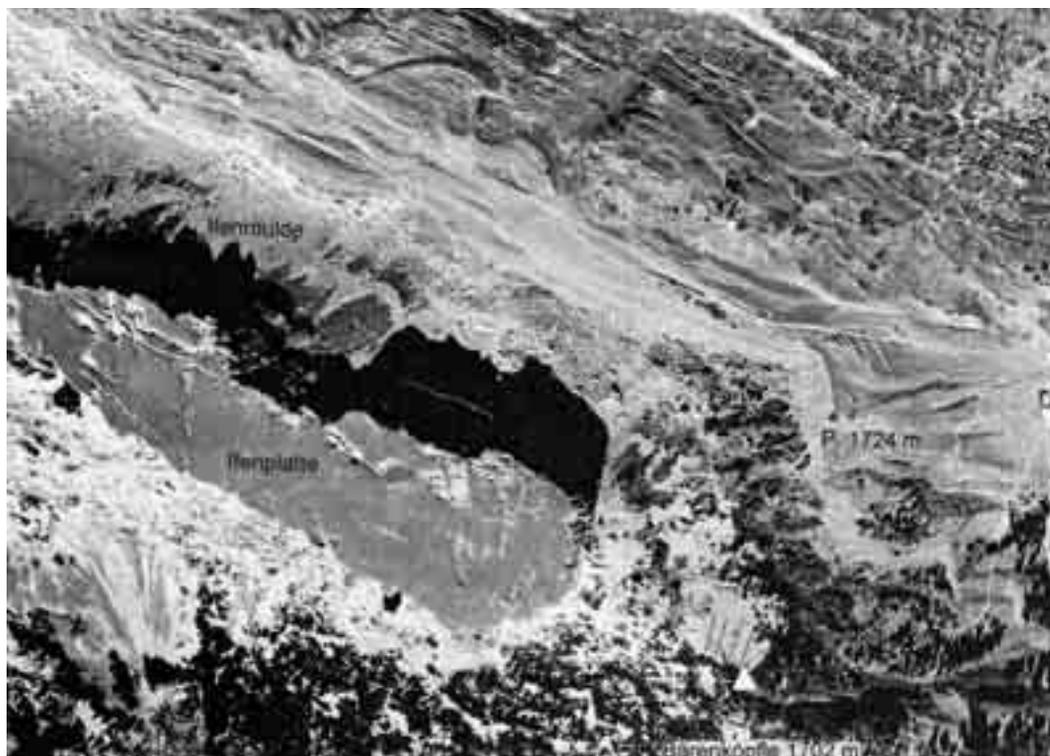
den, kann man schließen, daß wir es hier letzten Endes mit einem Sturzstrom zu tun haben, d.h. die Schichtplatte hat sich kurz nach Beginn des Abreißens in zahlreiche Felsfragmente zerteilt und hat als rasanter Blockstrom (N → S) den Schwarzwassergletscher von ehemals 1440 m Höhe überfahren, etwa 100 m höher als die Aufschüttungsebene der heutigen Melköde-Talfüllung (Foto 26).

#### *Ursachen und Auslöser*

Als *Ursachen* für den Melköde-Bergsturz sind nach Untersuchungen des Verfassers drei zusammenhängende Faktoren ausschlaggebend gewesen: Glazialerosion, Gletscherschwund (Klimaverbesserung) und Hangzerrung (Talzuschub):

- Glazialerosive Unterschneidung des Schrattekalk-Schichtanges durch den ehemaligen Schwarzwassergletscher.
- Schwindende Mächtigkeit des spätglazialen Schwarzwassergletschers und damit beginnender Verlust des Hangwiderlagers am Hangfuß.
- Talzuschub-Bewegung der Schrattekalk-Schichtplatte des gesamten, ans Bärenköpfe (1702 m) anschließenden Bergsporns in Form des sogenannten Felsdriftens (siehe Kap. 9.4.2)

Der letztgenannte Bergsporn zieht hinab bis an den Talgrund des Schwarzwasserbaches westlich der Auenhütte (1275 m). Interessanterweise sind an ihm deutliche, jeweils durch mehrere Meter breite Felsspalten (Südwest-Nordost) getrennte Kalksteinschollen zu erkennen, die als äußerst langsame, gravitativ bewegte Driftschollen interpretiert werden (Foto 41).



Dem Sturzereignis vorausgehend erfolgte also ein Ab- und Auseinanderdriften, bzw. eine Zerrung der „Hartplatte“ auf seiner „weichen“ Mergelschicht (Drusbergsschichten) nach Südosten, wohin die Faltenachsen des Ifenantiklinoriums abtauchen (SCHMIDT-THOMÉ 1960, FINSTERWALDER & SCHMIDT-THOMÉ 1963, *Abb. 9*). Diese Driftbewegung hatte zur Folge, daß – zusätzlich zum Verlust des Hangfuß-Widerlagers – die seitliche Abstützung der Hochifenplatte am Bärenköpfe entfiel und sich an dieser Zerrungsnaht eine Felspartie des Schratenkalks, etwa  $8 \text{ Mio m}^3$ , löste und in Südrichtung zu Tal glitt (vgl. *Abb. 8*).

Als *auslösende Faktoren* dürften nach Ansicht des Verfassers erstens Kluftwasserüberdruck auf der Trennfläche zwischen Schratenkalkbasis und wasserundurchlässigem Drusbergmergel sowie zweitens die Aufweichung der Mergelgrenzschichten zu einer Schmierzone in Frage kommen. Subterran abfließendes Schneeschmelzwasser der Hochkarstregion des Ifens dürfte bei nachlassendem Permafrost an der Wende eines spätglazialen Stadials (Schwendle bzw. Gschnitz) zum Interstadial eine bedeutende Rolle gespielt haben. SINREICH u.a. (unveröff. Manuskript) sprechen von kurzfristiger Veränderung im Bergwasserspiegel.

### 9.1.2 Sonstige Berg- und Felsstürze

#### *Bergsturz Mittelberg*

Am östlichen Ortsrand von Mittelberg, orographisch links der Breitach entdeckt man eine ältere, blockige Dolomitschuttmasse, die als Sturzmaterial vom Zwölferkopf südöstlich Mittelberg stammen muß. Dort findet sich eine riesige Nivationsnische, die nach Norden ausgerichtet ist und auch als Herkunft- bzw. Abrißgebiet betrachtet werden muß (*Foto 44*). Der Sturz ist deshalb bemerkenswert, weil er trotz seines relativ bescheidenen Volumens ( $< 1 \text{ Mio m}^3$ ) die Entwässerung der Breitach erheblich gestört hat. An den Rundhöcker Mittelbergs angelehnt, vermochte die Sturzmasse in unbekannter Vorzeit, wahrscheinlich im Würmspätglazial, die Breitach bis Baad um mindestens 50 m hoch zu stauen, so daß eine ansehnliche Stauschotterterrasse limnofluvialer Art mit mehreren Erosionsstufen bei Innerböden, links der Breitach entstand (SCHMIDGALL 1998). Was nun die Sturzursache betrifft, so geben wahrscheinlich die Bergerreißungserscheinungen am Westrand der riesigen Nivationsnische einen entsprechenden Hinweis. Es dürfte sich um einen spontanen Abböschungsvorgang im Zuge langanhaltender Talzuschieb-Bewegungen an der Zwölfer- Nord- und Ostflanke handeln (vgl. *Kap. 9.4*)

#### *Felsstürze Ifen-Karmulde*

Das Unterende des Schlauch-Kares der Ifenmulde zeigt eine zweifache spät- und nacheiszeitliche Verengung seines Raumes; durch Felsstürze von der nordöstlichen Bergsturz-Abrißwand und von der lotrechten Kluftwand der Südwestbegrenzung (*Foto 1, 2, 4 und Abb. 8*). Die Sturzmassen sind bedingt durch Bergerreißungserscheinungen langfristiger Art und nach Ansicht des Verfassers kein Ergebnis von Frostsprengung.

## 9.2 Rutschformen

Das Phänomen der Hangrutschungen im Kleinwalsertal ist weitverbreitet. Rutsch- und Kriechformen stellen zusammen mit Muren und Spülrinnen den Hauptanteil an nacheiszeitlicher, flächenhaft wirkender Formungsaktivität an den Hängen dar. Mehrheitlich finden sich oberflächennahe, kleine bis mittelgroße Rotationsrutschungen, selten Großrutschungen, ferner kleine Translationsformen, z.B. Blaiken. Das oberflächennahe Hangkriechen von Lockerungsmaterial ist in mittleren Hanglagen verbreitet.

### 9.2.1 Rotationsrutschformen

Bei Rotationsrutschen ist eine konkave Scherfläche zu beobachten, die im Augenblick des Hangbruches entsteht, zumeist an Hängen mit Lockermaterialauflage, also spontan gebildet wird. „*Dabei erfährt die Masse eine Rückwärtsdrehung zum Hang und bleibt so unter (konvexer) Hebung eines Fußteiles und Absenkung ihres Kopfteiles liegen.*“ (STRAUB 1988, ferner LAATSCH & GROTTENTHALER 1972). Im Kleinwalsertal sind viele dieser charakteristischen Formen alpiner Grashänge vorhanden. Sie treten zumeist in Größen von 5 bis 25 m auf; bei Dimensionen über 50 m werden sie hier als Großrutsche bezeichnet.

#### *Großrutsch Derrental*

Der größte Rutsch befindet sich im mittleren Derrental (1378 m), nahe des Zusammenflusses der beiden Quellbäche, direkt unterhalb des Wannenberg-Gipfels (1829 m), der wie die gesamte Talflanke aus Flysch-Sandstein der Bleicherhornserie besteht (Foto 19). Es handelt sich um einen dreiteiligen Rotations-Rutschkomplex, der in der Mitte, oberhalb der konvex vorgewölbten Hauptrutschmasse die konkave Hauptanbruchfläche zeigt, symmetrisch flankiert von zwei kleineren (jüngeren) Anbruchflächen links und rechts davon. Die Rutschmasse besitzt ein geschätztes Volumen von etwa 3 Mio m<sup>3</sup> aus stark zerrüttetem Sandstein und vermochte den südlichen Derrenbach-Quellbach um ca. 75 m nach Norden zu verdrängen. Interessant ist neben der enormen Größe die Art der Vorzerlegung des Rutschhanges durch Hangzerreißen bzw. Talzuschiebung (Foto 42). Während normalerweise steinig-lehmige Hangdeckschichten, also periglaziale Fließerden oder Erdströme das Material für diese spontane Hangmassenbewegung anbieten, sind in diesem Fall überwiegend Halb-Festgesteine der Flyschserie beteiligt, die durch Tiefkriechen (Talzuschiebung) d.h. langanhaltende Hangbewegungen zerrüttet und somit aufbereitet waren (vgl. Kap. 9.4).

### 9.2.2 Translationsrutschformen

Eine Translationsrutschung geschieht entlang ebener, meist hangparalleler Gleitflächen, die im Gestein oder Lockermaterial als Diskontinuitätsflächen vorgegeben sind. Man findet diese Formen hauptsächlich in anstehenden Flyschgesteinen des Kleinwalsertales, z.B. in den dünnplattig-schieferigen Wechsellagerungen der Piesenkopfschichten des Turatales, ganz im Westen des Kleinwalsertals. Dort entstanden mehrere stufenartige, flache Rutschkörper von etwa 50 x 50 m Basisabmessung und etwa 5-10 m Mächtigkeit.

### *Blaiken*

Bei Blaiken, auch Translationsbodenrutschung genannt (BUNZA et al. 1976), findet flächenhaftes Gleiten unterhalb des Bodens statt, zwischen Solum und Zersatz (Lockermaterial oder Gestein). Dieser Prozeß führt auf steilen Grashängen zu Rasenschälen und hinterläßt kahl aussehende Blattanbrüche. Schneeschub durch am Boden angefrorene Schneedecken gilt als Auslöser des Typs Schurfb laiike (vgl. SCHAUER 1975). Vor allem Hochweiden der alpinen Mattenzone im Flyschgebiet sind von Blaikenbildung betroffen. So begegnet man Blaiken bis zu 10 m Breite und 5 m Länge unter anderem an der nordwest-exponierten Steilhangflanke des Heubergrates, nahe der Oberen Walmendinger Alpe; ferner an den Westflanken des oberen Zweren- und Schmiedebachtales.

### 9.3 Talzus Schub, Bergzerrei ßung

Bei Talzus Schub haben wir es mit äußerst langsamen, weithin unbekanntem oder unerkanntem Formen der Massenbewegung im Felsgestein zu tun. Man unterscheidet Kippformen, Gleitformen und Sackungsformen. Talzus Schübe sind im Hochgebirge typische Erscheinungen spät- und nacheiszeitlicher Art; denn sie gehen wahrscheinlich zurück auf Entspannungsklüftung im Fels der Talhänge, bedingt durch absinkende Gletschereishöhe bzw. nachlassendem Gegendruck am Hang. Es handelt sich um langanhaltende Bewegungsvorgänge in Kriechgeschwindigkeit von 1-5 cm/Jahr, bisweilen ruhend. Bergzerrei ßung ist ein Synonym für Talzus Schub und findet im deutschen Sprachgebiet noch Anwendung für Initialformen in spröden (kompetenten) Gesteinen der Hochgebirgslagen, die primäre Strukturformen, wie Schicht- und Kluffflächen, aber auch sekundäre Schwerkraft bedingte Zerrei ßungsformen ausbilden können.

Talzus Schübe unterscheiden sich von oberflächennahen Rutschungen durch ihren größeren Tiefgang, der im allgemeinen über 75 m Hangtiefe und daher auch als Felstiefkriechen oder Massenkriechen bezeichnet wird. Die Bewegungstrennflächen verlaufen gesetzmäßig hangparallel, d.h. parallel zur Taleinschneidung, die in aller Regel tektonisch vorgezeichnet ist.

Die zeitliche Einordnung der Talzus Schübe ist schwierig, da sie langfristig agieren und erst an der Denudationsbasis, z.B. auf dem Talboden, zur Ruhe kommen. Im allgemeinen, nach Erfahrung des Verfassers, setzen die Hangprozesse des Talzus Schubs im jüngeren Spätglazial ein und dauern mit gewissen Ruhepausen, sog. „Schlafpausen“, bis heute an.

#### 9.3.1 Kippender Talzus Schub

##### *Bergzerrei ßung Elfer- und Zwölferkopf*

Einige Talflanken zeigen deutliche Formen von Bergzerrei ßung. Beste Beispiele liefern die Dolomit-Nordost-Flanken des Elfer/Zwölferkopf-Gebirgsmassivs zum Wildental, genauer gesagt die zerlegten Karscheiden dieser eindrucksvollen Kare. Eine unbenannte Felsspitze (2075 m) östlich des Zwölferkopfes krägt wie ein aufgesetzter Flankenkegel über die Talflanke heraus und zeigt mit seiner auffälligen Gestalt eine kippende Drehbewegung zum Wildental nach Nordosten

an. Diese Interpretation unterstellt eine nach außen kippende Scherbewegung der mittleren und unteren Talflanke entlang tektonisch vorgegebener Aufschiebungsf lächen (*Foto 43*). Auch die Karbegrenzung nördlich des Zwölfertkopfes zeigt tendenziell die gleiche Hangzerrei ßung, nämlich eine Felsleiste, unter der mehrere kleine, aber charakteristische Felsstufen zu erkennen sind.

Charakteristisch zerschert ist ferner der Felsgrat der östlichen Begrenzung der riesigen Nivationsnische (Karoid) nördlich des Zwölfertkopfes (*Foto 44-46*). Die Trennflächen der rotierenden Scherbewegungen verlaufen wie stets bei Talzuschubbewegungen parallel zum betreffenden Talweg, hier einerseits Nordwest-Südost, d.h. parallel zum Wildental, andererseits Südwest-Nordost, parallel zum Breitachlauf oberhalb Mittelberg.

#### *Doppelgrat Fellhorn-Schlappoltkopf*

Ein weiteres typisches Phänomen des kippenden Talzuschubs ist der Doppelgrat, wobei die Kammlinie durch eine Furche oder Senke gespalten ist. Es gilt als untrügliches Anzeichen für kippende Rotation (engl. toppling) des äußeren Hangabschnitts. Beispiele für Doppelgrate lassen sich am Gebirgskamm Fellhorn-Schlappoltkopf-Söllereck beobachten. Dieser Gebirgskamm wird von Mürsandsteinen der Bleicherhornserie in der Flyscheinheit aufgebaut.

#### *9.3.2 Gleitender Talzuschub*

Hierbei gleiten große Felsschollen von einer mehrere 100 m langen Abrißkante auf wohldefinierter Trennfläche, Schicht- oder Scherfläche zu Tal.

#### *Felsgleitungen „Hart über Weich“*

Diese Kinematik des Felsdriftens (spreading) kann sowohl in äußerst langsamen Hangbewegungen verwirklicht sein, d.h. als Talzuschub, wie auch mit hoher Geschwindigkeit als Sturzstrom oder Bergsturz (VARNES 1978, PASUTO & SOLDATI 1996). Im allgemeinen, wahrscheinlich sogar gesetzmäßig, gehen längere Talzuschubbewegungen einem Bergsturzereignis voraus. Eine derartige Abfolge von Talzuschub und Bergsturz hat sich wahrscheinlich bei den Massenbewegungen der harten Schratzenkalk-Schichtplatte über die weichen Drusberg-Mergel am Bärenköpfe des Hochifenmassivs vollzogen (siehe *Kap. 9.1.1*).

#### *Absitzschollen*

Absitz- oder Sackungsschollen treten stets als unerwartete Reliefauftragung an mäßig steilen Hängen (20° -30°) des Hochgebirges auf und bilden Hügel mittlerer Dimension von 50-100 m Basisdurchmesser. Man nimmt an, daß sie vom Gebirgskamm abgebrochene (losgelöste) Felsschollen darstellen, die unmerklich hangabwärts kriechen, sofern sie sich nicht schon in flachliegender Unterhangposition befinden.

Im Kleinwalsertal sind solche Sackungsschollen vornehmlich in Gebieten mit Flyschformationen und Gesteinen der Aroser Mélange zu entdecken, z.B. im Hammerspitz/Kanzelwand-Kar (vgl. *Foto 16*) oder im Karkessel zwischen Hammerspitz und Schüsser (*Foto 38*). Mehrere Vorkommen gibt es auch am Unterhang des Walmendinger Horns, oberhalb Starzelhaus-Baad bis Stutzalpe.

### 9.3.3 Sackender Talzusub

Beim sackenden Talzusub, schließlich, ist oft keine durchgehende Scherbahn zu erkennen (BUNZA et al. 1976, VARNES 1978, BISCOI et al. 1996). Man spricht daher im Englischen von „rock flow“, denn zur Bewegung der Felsschollen ist eine Anzahl von Trennflächen in laminarer Anordnung vonnöten. Im Kleinwalsertalgebiet scheint diese Art von Hangdeformation sowohl im Flysch wie im Helvetikum vorzukommen. Im Flyschgebiet sieht man ein solches Phänomen im Derrental (*Kap.9.2.1, Foto 42*); ferner an der Zwerenalpe auf der rechten Flanke des Zwerenbachtals unterhalb der Trasse der Kanzelwandbahn. Die Gebäude der Unteren Zwerenalpe (1625 m) stehen auf dieser Sackungsmasse, die aus dem östlich anschließenden Steilhangbereich des Grundkopfes (1910 m) stammt. Die Flyschgesteine der Bleicherhorn-Serie, Kalk- und Sandmergel, bilden dort den Untergrund. Geomorphologisch interessante Sackungen treten auch im Schratenkalk des Schlauchkares östlich bis südöstlich des Hochifen-Gipfels (2230 m) auf. Dort verursachen Sackungen eine merkliche Raumverengung dieses schmalen Kares (vgl. *Foto 47*) zusätzlich zu Sturzhalden und Felsstürzen (vgl. *Foto 1*).

#### *Sackungsschollen der Ifenmulde*

Merkwürdig langgestreckte, in sich gegliederte Sackungsschollen mit wenig Tiefgang sind entlang des Schlauchkarrandes in Höhen zwischen 1960 m und 1740 m östlich des Hochifens zu beobachten. Die Schollen gliedern die orographisch linke Kar-Seitenwand, unterhalb der Hahnenköpfe-Liftrasse, in 1-3 Felsstufen über eine vertikale Höhendistanz von höchstens 120 m. Als Ablösungs- bzw. Scherflächen lassen sich deutlich die den tektonischen Ifensattel durchsetzenden Längsklüfte (NW-SE bzw. WNW-ESE) ausmachen (vgl. SCHMIDT-THOMÉ 1960; FINSTERWALDER & SCHMIDT -THOMÉ 1963, vgl. *Abb.8, Foto 2*).

Nach Ansicht des Verfassers handelt es sich um kleindimensionierte, aber typische Felssackungen, die aus relativ enggescharten, steilstehenden Felsscheiben (1-3 „Lamellen“) bestehen, die hangparallel abscheren und auf listrisch-gebogenen Scherflächen zur Kar-Tiefenlinie absacken.

Im einzelnen lassen sich vom hinteren Oberende des Schlauchkares bis zu seinem vorderen Unterende über einen Abstand von ca. 1250 m vier Sackungen (a-d) und eine Felssturz-Situation (e) unterscheiden:

- a) *Oberende*: „Girlanden“-Sackung mit bogenförmig hangabwärts gekrümmten Schichtköpfen, ohne Moränenauflage (*Foto 47*).
- b) *Nordabschnitt*: Zweiteilige, planare Felswand-Sackung ohne Moränenauflage (*Foto 48*).
- c) *Mittelabschnitt*: Einteilige Felssackung mit Moränenauflage.
- d) *Südabschnitt*: Mehrteilige Felssackung mit Moränenauflage (*Foto 4*).
- e) *Unterende*: Vorzeitlicher Felssturz innerhalb einer spätglazialen Stirnmoräne (*Foto 1 und 2; Abb.8*).

Morphostratigraphisch spricht die Moränenauflage für ein Sackungsalter der unteren Schollen im mittleren Würm-Spätglazial, also nach der Hochwürmvereisung, während der eisfreien, wärmeren Interstadiale. Die Sackungen im hinte-

ren Schlauchkar machen einen jüngeren Eindruck und dürften seit dem letzten Interstadial (Allerød) bis heute aktiv sein.

#### 9.4 Muren und Spülrinnen

##### *Muren*

Muren sind rasch fließende Schutt- / Schlammströme, die aus einer Suspension von körnigem Sediment (Gesteinsfragmente, Feinsedimente) und Wasser bestehen. Bei solchen Fließvorgängen ist der Wassergehalt des Gemenges nicht wesentlich höher als das Porenvolumen des Sedimentanteils; es handelt sich um ein Sättigungs- oder Durchtränkungsfließen. Im Gegensatz zum Flußgerinne findet keinerlei Kornsortierung statt (vgl. SELBY 1993, COROMINAS et al. 1996). 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, Murkegel und -zungen erklären.

Im Flyschgebiet sind häufig rezente Murgänge erkennbar, die aber wahrscheinlich auch als Spülrinnen fungieren, also kaum voneinander zu unterscheiden sind. Diese Bahnen (Furchen) laufen dort auf Murkegel zu, die wegen ihres verwaschenen Aussehens als vorzeitliche, periglazial-nivale Murkegelformen gedeutet werden. Viel spektakulärer und optisch deutlicher sind rezente Murgänge und -kegel entlang der Dolomitketten des südlichen Kleinwalsertales. Sie gehen im Wesentlichen aus der Umlagerung vorzeitlicher Sturzschutthalden am Fuß der Kammlagen hervor (Kap. 7.1) und können dank der typischen hellgrauen Farbe des Dolomitschutts unschwer verfolgt werden. Dolomitschutthalden bilden ein riesiges Potential an beweglichem Lockermaterial. Ausgelöst durch jährlich wiederkehrende, exzessive Starkregenereignisse während der Frühjahrschneeschmelze werden hierbei steile, bewachsene Sturzhalden durch spontan ausgelöste Schuttströme zu niedrigeren Murkegeln umgebaut, die sich bis in die tieferen Tallagen vorschieben und in Ausnahmefällen Bäche und Flüsse zeitweise zurückstauen können.

Abweichend von den klimagenetisch bedingten Murkegeln aus Frostschutt gibt es nach Meinung des Verfassers jedoch auch „crash-bedingte“ Murmaterialien infolge Felskinematik der Bergzerreissung (vgl. Kap.9.3). Hierbei werden kleinstückige Felsfragmente produziert und als Gesteinsschutt durch Murgangprozesse entlang von Felsfurchen zum Hangfuss transportiert, wo sie ebenfalls zu Murkegel-Anhäufungen führen. Ein Beispiel solcher Murkegel-Produktion findet sich am Nordabhang des Zwölfkopfes (Foto 44).

##### *„Breitach-See“, Mittelberg*

Ein Sonderfall, wahrscheinlich wiederholter, massiver Vermurung rezenter Art ist für die Nordflanke des Zwölfkopfes bezeugt. Dort erstrecken sich die Sturz- und Murkegel bis zur Breitach hinab, bis zur Mündung des Gemstelbaches bei Mittelberg. Im Jahr 1932 ereignete sich an dieser Stelle ein enormer Murenab-

gang, der die Breitach talaufwärts Mittelberg für einige Zeit zum „Breitach-See“ aufstaute und vermutlich die jüngeren Stauschotterterrassen bei Innerböden hinterließ (WAGNER 1950). Für die älteren Terrassen dürfte der Bergsturz Mittelberg verantwortlich sein (vgl. Kap.9.1.2).

### *Spülrinnen*

Eng vergesellschaftet mit den rinnenartigen Hohlformen der Murenbahnen zeigen sich auch Spülrinnen auf den Steilhängen der Talhänge im Kleinwalsertal. Besonders zahlreich und oft streng parallellaufend miteinander finden sich diese Rinnensysteme entlang der Steilhanglagen im nordöstlichen Untersuchungsraum unterhalb des Fellhorn-Söllereckkammes östlich Riezlern. Bei solch geringen Abständen nebeneinander, wirken die Spülrinnen sicherlich flächenhaft denudativ. Es handelt sich teilweise um dauerhafte Rinnensysteme, die zum Teil recht groß und tief sind und dann als Hangrunsen angesprochen werden können (*Foto 6, 17, 19, 21, 30, 37*). In der Regel beginnen diese episodisch-periodisch aktiven Erosionsrinnen ohne individuelle Quellmulde am steilen Oberhang, knapp unter der Kammlinie, und enden am Beginn des flacheren Fußhanges ohne deutlich erkennbare Aufschüttungsformen. Nur etwa jede zehnte Rinnenform geht in ein perennierend durchflossenes Kerbtälchen über. Die kaum sichtbare Akkumulation der Spülrinnen besteht aus steinigigen Spüllehmedecken auf den mittleren Hanglagen oder den flach auslaufenden Fußhängen. Insgesamt gesehen ist die Abtragsleistung der Spülrinnen im Flyschgebiet recht hoch. Betrachtet man die Zahl der Spülrinnen über das gesamte Kleinwalsertal, so wird deutlich, daß die Rinnenspülung vor allem in Gebieten der Flysch- und Ultrahelvetikum-Einheiten verbreitet ist, wo undurchlässige Tonsteine, Tonschiefer und Mürbsandsteine dominieren.

### 9.5 Bodenfließen (Solifluktion) und Hangkriechen

Bodenfließen oder Solifluktion ohne Einwirkung von Bodengefrorenis periglazialer Art soll hier aus praktischen Gründen zusammengefaßt werden mit flachgründigem Hang- oder Mantelkriechen. In beiden Prozessen handelt es sich um seichte Formen der denudativen Hangabtragung, also um oberflächennahe Massenbewegungen steiniger Hanglehne (Regolith). Bei der nicht-geliden Solifluktion, manchmal auch Erdfließen genannt, spielt Hangzugwasser und starke Bodendurchnässung aufgrund von Schneeschmelzwasser im Spätwinter eine große Rolle. Das Hang- und Mantelkriechen wird durch oberflächennahen Frostwechsel und unterschiedliche Feuchtigkeitsverhältnisse verursacht, aus dem sich Quellungs- und Schrumpfungsvorgänge ergeben.

Im Kleinwalsertal sind vor allem die Unterhänge der Flyschlandschaften betroffen, z.B. Sölleralp und Ochsenhöfle oberhalb Walserschanz; auch die Südhänge des hinteren Schwarzwassertales und die übrigen Flyschhänge zeigen häufig derartige Hangformen. Effektive Kriechformen sind ferner auf allen von Grundmoräne bedeckten Hängen wohlentwickelt. Morphologisch gesehen handelt es sich in der Regel um kaum wahrnehmbare, flache bis schwach gewellte Hanglehmzungen.

## 10. Fluviale Formen

Unter fluvialen Formen werden alle von Fließgewässern erzeugten Formen verstanden: Täler durch Erosion; Hochflutsedimente, Schwemmfächer und Deltas durch Akkumulation; Terrassen durch eine Kombination beider Prozesse. Die klimatische Umstellung der Umweltbedingungen im Kleinwalsertal von Eiszeit zu Nacheiszeit, d.h. vom Würmglazial zum Holozän, hat insbesondere die fluvialen Prozesse betroffen und neu belebt. Eine derartige Klimaänderung hat es zwar mehrfach im Pleistozän gegeben, aber von wenigen Ausnahmen abgesehen, kann der Geomorphologe in Gebirgsräumen in der Regel nur die holozänen Fluvialprozesse klar erkennen und zur paläomorphologischen Rekonstruktion verwenden. Zu fluvialen Ausnahme-Relikten aus der Würmvergletscherung gehören die Zeugnisse der „glazifluvialen“ Schwemmfächer und „glazilakustrinen“ Deltas (vgl. *Kap.6*), die durch periglaziale Hangentwässerung am Eisrand, aber ohne Beteiligung von Gletscherschmelzwasser zustande gekommen sind, also *keine* echten Schmelzwasserablagerungen darstellen, und deshalb hier als quasi-fluviale Bildungen der Würmeiszeit genannt werden können. Sie bezeugen durch ihre Hanglage *über* dem glazialen Talboden und besonders *hoch über* dem gegenwärtigen Talboden die fluviale „Außenseitersituation“ der hydrographischen Verhältnisse während der (Hoch-)Würmvergletscherung .

### 10.1 Fluviale Talformen

In der Nacheiszeit kam die fluviale Formung vor allem durch die Zerschneidung der glazialen Trogtäler (*Foto 19*), samt ihrer spätglazialen Sturzhaldenfüllung, zu Kerbtälern, Klammen und Canyons zum Ausdruck. Im Kleinwalsertal liegt der würmglaziale Trogtalboden gemäß seiner Funktion als Hauptgletscher-Talboden fast überall tiefer als der seiner Nebentäler; denn die eiszeitliche Talgletscherung hinterließ allenthalben gestuften Nebentalmündungen, d.h. Hängetalstufen. Aus diesem Grund ist auch das eiszeitliche Breitachtrogtal als Hängetal zum Illergletschergebiet entwickelt.

Das eindrucksvollste Beispiel für diesen fluvialen Umgestaltungsprozeß stellt die Breitachklamm am Hängetalausgang des Kleinwalsertales nordöstlich der Staatsgrenze ab der Walserschanz dar. Durch eine Konfluenzstufe von 75 m vom größeren, tiefergelegenen Illertal getrennt, endet dort das glaziale Hängetrogtal der Breitach (siehe *Kap.10.2*). Diese Tendenz zur Tiefenerosion der Breitach setzt sich als Schluchttal bis in die Gegend von Riezlern und Außerhirscheegg fort (*Foto 49*), um dann talaufwärts gegen Mittelberg allmählich abzunehmen und in ein Sohlenkerbtal mit Hochflutbett (Aue) überzugehen. Alle Nebentäler der Breitach zeigen Kerbtalzerschneidung ihrer Stufenmündungen; dazu zählen von Nord nach Süd Schmiedebach-, 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 und -flüsse hält bis heute an und lässt sich anhand von frischen Uferabbrüchen oft gut erkennen (*Foto 11 und 42*). Bei kleineren Nebentälern, wie dem Schmiede- und Zwerental bei Riezlern, aber sind in den Oberläufen unverritzte Trogtalformen erhalten (*Foto 17*).

### *Alter der Breitach-Flußbeintiefung*

Obwohl es überall einen klar erkennbaren Trogtalboden des ehemaligen Breitachgletschers gibt, der vom gegenwärtigen Breitachtalgrund vor allem im vorderen Kleinwalsertal durch einen eindrucksvollen fluvialen Taleinschnitt getrennt ist, bleibt die Frage nach dem Beginn dieser Zertalungsphase. Es gibt nämlich gewisse Hinweise aufgrund sehr tief liegender spätglazialer Moränenwälle bei Kornau im unteren Talabschnitt, daß schon während des Spätglazials diese Zerschneidung begann, aber die Breitach, damals noch durch Eis des spätglazialen Illergletschers zurückgestaut und damit in ihrer Abflußhöhe von ihm bestimmt war. Erst als im jüngsten Spätglazial (Daun und Egesen?) auch der Illergletscher im Oberstdorfer Raum ganz verschwunden waren, konnte die Tiefenerosion bis zum heutigen Betrag zum Erfolg kommen.

### *Exkurs:*

#### *Breitachklamm u.a.:*

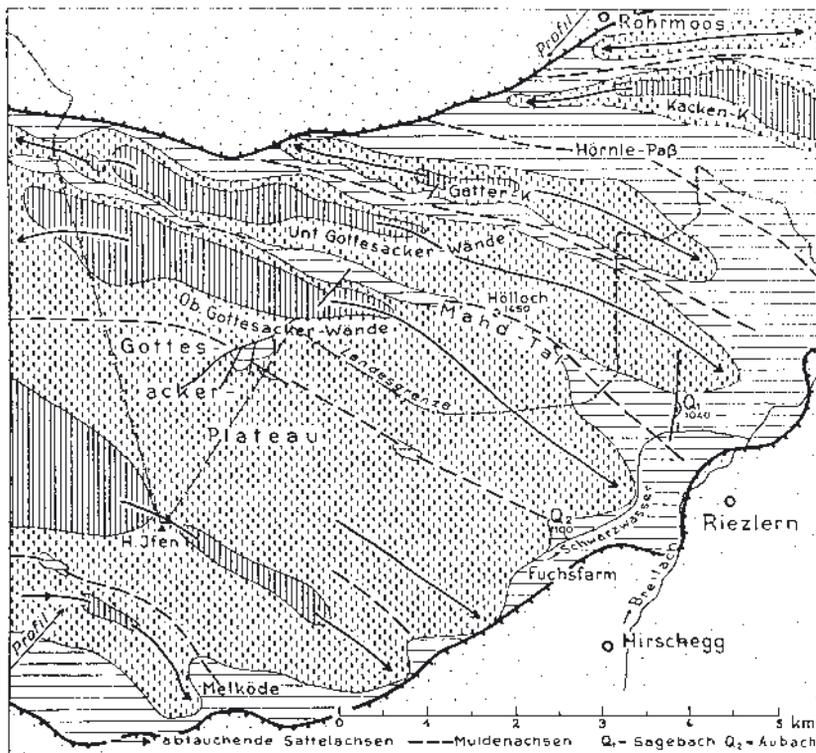
Zwei Fragen stellen sich bei Klammern: Wie sind sie zustande gekommen? Wie alt sind sie?

Im Fall der Breitachklamm wird eine Helvetikum-Antiklinale durchschnitten, die im wesentlichen aus Schrättkalk besteht (Engenkopf-Antiklinale). Die Klamm tastet sich entlang zweier Kluftrichtungen, den Hauptkluftrichtungen des Gottesacker-Plateaus. Dabei verläuft die Klamm hauptsächlich entlang dem wichtigsten Südwest-Nordost-Kluftsysteem (Querklüfte), an dem auch horizontale Harnischstriemung aufgrund linkshändiger Seitenverschiebung zu erkennen ist. In Folge des steilen Einfallens (80°) der Klüfte nach NW erhält der Klammschnitt streckenweise eine entsprechende, vom Lot abweichende Schräglage nach SE. Nur jeweils kurze Versatzabschnitte der Klamm sind in der zweiten Kluftrichtung (Längsklüfte), Nordwest-Südost, angelegt. Zum Alter der Breitachklamm kann festgestellt werden, daß sie wohl zweiphasig angelegt worden ist, denn außer dem eng-jugendlichen, tieferen Klammabschnitt mit steilstehenden „Korkenzieher“-Kolken existiert noch ein breiterer, älterer Klammabschnitt darüber. Dieser zeigt grobe (proglaziale?) Schmelzwassersedimente, die nach Ansicht des Verfassers wohl eine früh-hochglaziale „Plomben“-Füllmasse darstellen, während die junge Klamm wohl als postglazial anzusehen ist.

Im nördlichen Einzugsgebiet der Breitach ist die rückschreitende Erosion der Seitenbäche noch voll im Gang. Als Beispiel kann der Schmiedebach genannt werden, der das kleine Gundkopf-Treppenkar östlich Riezlern entwässert. Die fluviale Kerbtalbildung des Postglazials läßt sich bis an die untere Kartreppe deutlich verfolgen. Gegenwärtig ist ein beginnender, aber deutlicher Einkerbungsprozess auch an der unteren Karschwelle und bis einige 100 m stromauf zu beobachten (vgl. *Foto 17*).

Im südlichen Einzugsgebiet der wasserreichen Seitenbäche der Breitach, d.h. im Wilden-, Bärunt- und Derrenbach sind imposante Karschwellen erhalten und derzeit im Begriff, durch fluviale Kolkung im Zusammenhang mit Wasserfällen zu sehr tiefen Klammern zerschnitten zu werden. Eine oben breiter ausgearbeitete Klamm findet sich in der Karschwelle des obersten Gemsteltales. Der Verfasser nimmt an, daß Kolkung und Klammabildung nicht allein auf die holozäne Wasserfall-Aktivität zurückzuführen ist, sondern ebenfalls auf vorzeitliche Formungsprozesse früherer Interglazialzeiten. Zumindest die Gemstetal-Klamm erscheint zweiteilig und ist in der Klammabwicklung so weit fortgeschritten, daß eine mehrphasige Entstehung wahrscheinlich ist (Foto 53).

Abb. 9: Vereinfachte geologische Karte des Helvetikums im Ifen-Gottesackergebietes zeigt nach Südosten abtauchende Sattel- und Muldenachsen zum Schwarzwassertal hin. Aus: FINSTERWALDER & SCHMIDT-THOMÉ 1963



- |  |  |
|--|--|
| <b>Pfeile:</b>                         | abtauchende Sattelachsen                           |
| <b>gestrichelte Linie:</b>             | abtauchende Muldenachsen                           |
| <b>gezähnte Linie:</b>                 | tektonische Begrenzung des Helvetikum-Halbfensters |
| <b>senkrecht gestrichelte Fläche:</b>  | Schrottenkalk                                      |
| <b>senkrecht schraffierte Fläche:</b>  | Drusbergschichten                                  |
| <b>horizontal schraffierte Fläche:</b> | Quartärablagerungen                                |

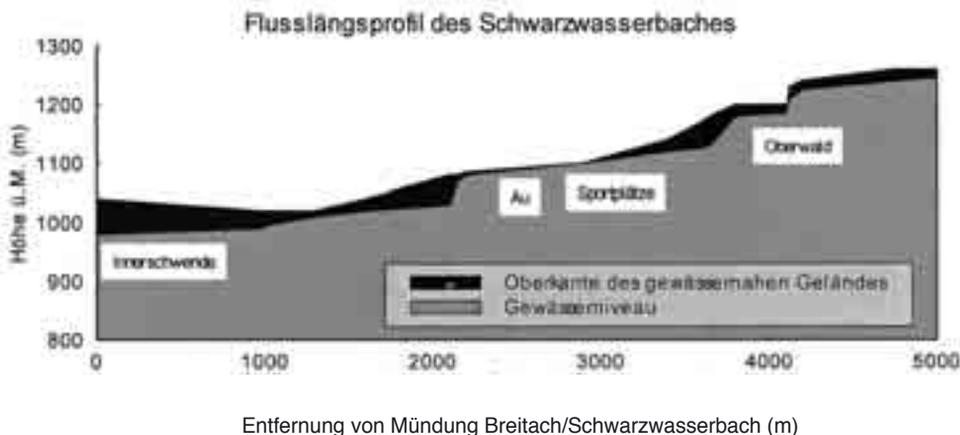
Exkurs

Karst-Canyons

Im Mittel- und Unterlauf des Schwarzwasserbaches, von Auenhütte bis Außerschwende, durchquert der Bach die Ausläufer des Ifenmassivs und des Gottesacker-Plateaus (Helvetikum), die nach Südosten abtauchenden Anti- und Synklinen (vgl. GOLDSCHIEDER 1998). Dabei haben sich an das geologisch-tektonisch vorgegebene Muster angepaßte Talabschnitte entwickelt, d.h. eine Abwechslung von Karst-Canyons und Sohlenkerbtalformen. Auf einer Flußstrecke von etwa 10 km durchbricht der Schwarzwasserbach die drei Schratenkalk-Antiklinalen (Sattelstrukturen), mittels dreier Schluchtstrecken oder Canyons, während sich in den Amdener Mergelschichten der Synklinen (Muldenstrukturen) dazwischen Talweitungen in Form von Sohlentalkerbtälern mit Hochflutsedimenten (Schottern) entwickelten (vgl. Abb.9).

Das flußmorphologisch Ungewöhnliche an den Canyons besteht darin, daß sie überwiegend kantige Felstreppen aus Bankkalken, glatte vertikale Kluftflächen als Seitenwände, z.T. überhängend, und sogar einen karstiven Felstunnel als „Naturbrücke“ aufweisen, jedoch fluviale Erosionsformen wie Kolke fast gänzlich fehlen. Dazu kommt ein völlig unausgeglichenes Gefälle, das mit drei Serien von Wasserfällen mit jeweils bis zu 60 m Höhenunterschieden überwunden wird (Abb.10, Foto 50). SCHMIDT (1999) und der Verfasser interpretieren diese Canyons als geomorphologisch junge, spätglazial-nacheiszeitliche Anlage einer fluvial-karstiven Prozeßkombination. Weite Strecken der Canyons von 4-6 m Höhe, erscheinen als glazialerosiv oder fluvial exhumierte Karsthohlräume und strukturkonforme Kavernen, die im wesentlichen unterirdisch-karstiv (korrosiv) entstanden sind und nur stellenweise mit vereinzelt Kolken fluvial (korrosiv) nachgearbeitet wurden (Foto 51-52).

**Abb.10:** Längsprofil des Schwarzwasserbaches mit jugendlicher Flußmorphologie aufgrund einer fluvial karstiven Prozesskombination. Dunkel eingefärbt: Eintiefungsbetrag des Baches in die glaziale Trogtalsole. Aus: SCHMIDT 1999 (Digitale Konstruktion).



## 10.2 Fluviale Terrassen und Schwemmfächer

Fluviale Ablagerungen der Nacheiszeit sind in zwei Kategorien zu unterteilen: (a) rezente (aktive) Formen; (b) subrezente (fossile) Formen.

### a) *Rezente Hochflutsedimente und Schwemmfächer*

Überall dort, wo die rezente Breitach und ihre Nebenbäche in der Lage waren durch eine Kombination von Tiefen- und Seitenerosion ein Sohlenkerbtal auszuarbeiten, finden wir neben den eigentlichen Fluß-/Bachbetten Hochflutsedimente (Schotter) oder Auen. Sie liegen stets eingetieft unter der würmglazialen Trogtalsole und werden heutzutage periodisch überflutet. Auf diese rezenten Fluß- und Bachläufe als Vorfluter sind die rezenten Schwemmfächer der Seitenbäche und Hangkerben höhenmäßig eingestellt. Betrachtet man die Anzahl solch rezenter Bachablagerungen entlang der größeren Fließgewässer, stellt man fest, daß es nur wenige dieser jungen Formen gibt. Es muß sich also um relativ junge holozäne Prozesse handeln, die bisher zu wenig Zeit hatten, um sich zu manifestieren. Für das Kleinwalsertal liegt die fluviale Erosionsbasis, also die Steuerung für die gegenwärtige Tiefenerosion am unteren Talende, nämlich der Breitachklamm, die sich noch stets in nacheiszeitlicher Eintiefungsdynamik befindet.

### b) *Subrezente Terrassen*

Die Terrassenlandschaft südwestlich Mittelberg ist durch zeitweiligen Rückstau der Breitach samt ihrer fluvialen Geschiebefracht zu erklären (vgl. Kap.9), wobei subrezente, holozäne Bergsturz- und Murkatastrophen die Verursacher waren (vgl. Kap.9.12 und 9.4). Was nun die subrezenten, inaktiven Schwemmfächer der Seitentäler betrifft, so muß man sie als *Schwemmfächer-Terrassen* ansehen, denn sie werden vom Vorfluter unterschritten und sind somit fossil. Wie bereits in (a) erwähnt, stellen Terrassen erstaunlicherweise die Mehrzahl der vorhandenen Ablagerungsformen.

## 11. Morphostratigraphie: Würmhochglazial-Spätglazial-Holozän

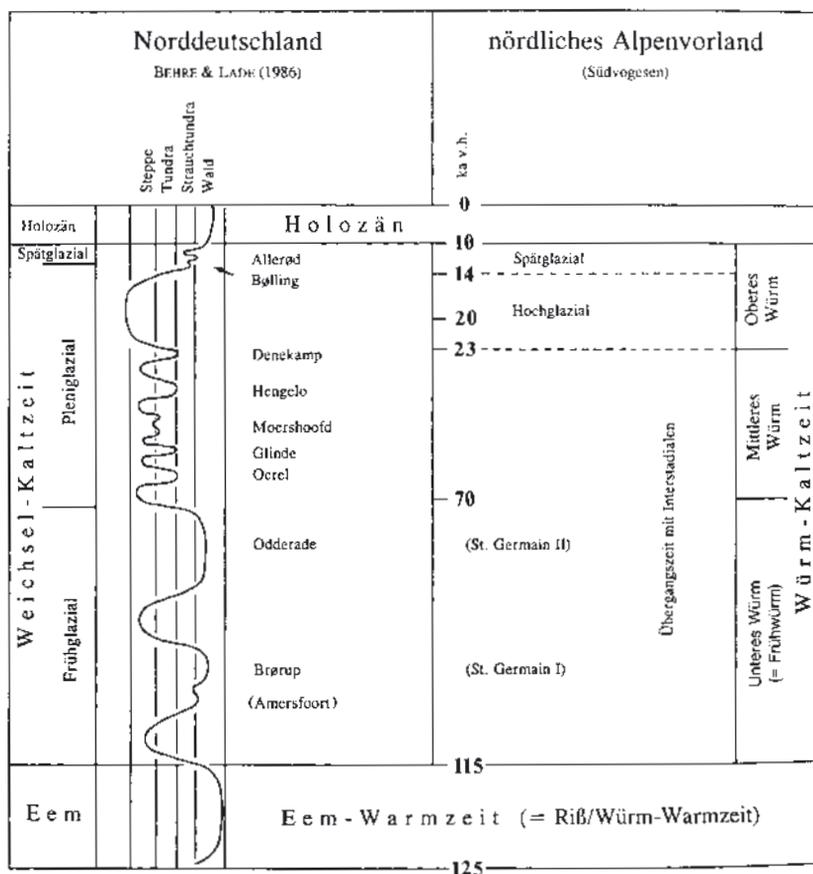
In diesem Kapitel soll die Altersstellung der besprochenen geomorphologischen Formen im Vordergrund stehen, insbesondere die der eiszeitlich entstandenen. Nach dem für das Kleinwalsertal bisher keine absoluten Altersdaten zur Verfügung stehen, handelt es sich also um eine relative Chronologie der Formengruppen. Dabei ist es das Ziel, den Eisabbau im Würmglazial der Region Kleinwalsertal näher zu beschreiben und darzustellen.

### 11.1 Forschungsstand

Zunächst ein paar Hinweise auf den Stand der Wissenschaft. In der europäischen Quartärstratigraphie, Pleistozän und Holozän, wird die letzte Großvergletscherung der Alpen generell der Würmkaltzeit (= Würmeiszeit) zugerechnet, die als Ganzes 115'000 oder 130'000 Jahre gedauert hat und die letzte von wahrscheinlich sieben großen Eiszeiten des Quartärs im österreichisch-bayrischen Alpenraum darstellte (EHLERS 1994, Tab.4a). Es gibt allerdings noch eine

gewisse Unsicherheit der europäischen, alpinen Eiszeitforscher, ob es eine oder zwei Großvergletscherungen während der Würmeiszeit gab. Für Bayerns und Österreichs Typus-Lokalitäten Samerberg bzw. Mondsee scheint festzustehen, daß das Hochglazial, also der Hochstand der Würmvereisung, sich erst im „Oberen Würm“ ereignete und keine Frühwürmvergletscherungen nachzuweisen sind (CHALINE & JERZ 1984, VAN HUSEN 1987, JERZ 1995).

Der Beginn des Hochglazials ist durch eine absolute Datierung an einem Mammut-Stoßzahn im Rheingletschergebiet Vorarlbergs auf etwa 23'000 Jahre vor heute anzusetzen (DE GRAAFF 1992). Im Traungletschergebiet Oberösterreichs deutet die Datierung von Lößschnecken unter Würmschottern der Niederterrasse auf ein ähnliches Alter des Eisaufbaus im Hochglazial um 21'000 Jahre vor heute hin (TRAUB & JERZ 1976). Die Schneegrenze in den Alpen sank dabei um 1250 m (PATZELT 1975).

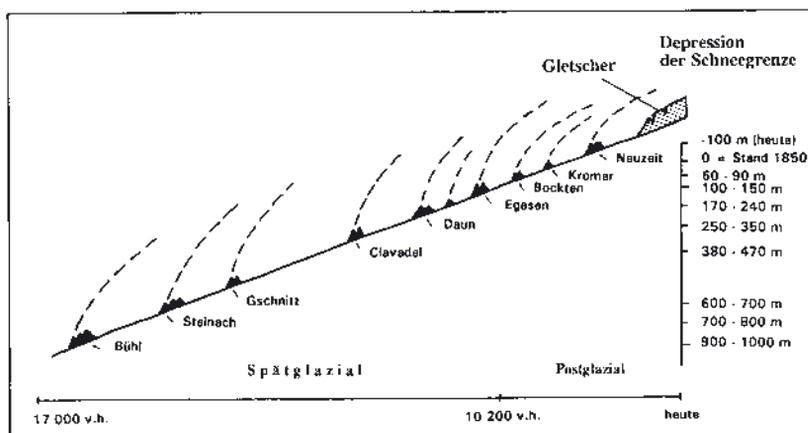


Tab. 4a: Gliederung der Weichsel- und Würmeiszeit in Norddeutschland und im nördlichen Alpenvorland, aus EHLERS 1994.

Von großer Bedeutung für die Morphostratigraphie ist auch der Beginn und der Verlauf des alpinen Spätglazials. Aufgrund glazialmorphologischer und glazialakustriner (sedimentologischer) Untersuchungen im Traungletschergebiet begann der Eisrückzug vom Hochstand um 17'000 Jahre vor heute und dauerte mit Schwankungen und Wiedervorstößen bis zum Beginn des Holozäns, um

10'200 Jahre (14C) vor heute (VAN HUSEN 1987, JERZ 1993), bzw. 10'970 „Baumring“-Jahre vor heute nach Erkenntnissen der Dendrochronologen (BECKER et al. 1991). Aufbauend auf eine spätglaziale Grundgliederung „Bühl-Gschnitz-Daun“ von PENCK & BRÜCKNER (1909) schufen zwei Forschergruppen der Universitäten Innsbruck und Zürich eine vielerorts anwendbare Gliederung des alpinen Spätglazials, auf die sich auch der Verfasser bezieht (Tab.4b). Die Einteilung basiert auf einer Reihe von Typus-Lokalitäten ost- und westalpiner Gletscherstände mit bestimmten Werten von Schneegrenz-Depressionen (PATZELT 1975, MAISCH 1982, vgl. JERZ 1993, EHLERS 1994). Der Verfasser nimmt für das Kleinwalsertal eine rezente potentielle, orographische Schneegrenze von 2500 m ü. NN an. Somit ist von einem BZN 1850 von 2400 m NN auszugehen (GROSS et al. 1978).

Tab. 4b: Alpine Gletscherstände im Spät- und Postglazial, sowie Angaben der Schneegrenz-Depressionen, aus MAISCH 1982.



Einen etwas abweichenden Ansatz zur regionalen Spätglazialgliederung wählten die Quartärforscher an den Universitäten Amsterdam und St. Gallen für das westliche Vorarlberg, d.h. Bodensee, Bregenzer Wald, Rheintal usw. (DE GRAAFF 1993, 1996; DE JONG et al. 1995; KELLER & KRAYSS 1987). Bedingt durch das dominante Verhalten des jungpleistozänen Rheingletschers wird das Würm-Glazial in jener Region im wesentlichen mit den bekannten Rückzugsstadien des Rheingletschers erfaßt und gegliedert, ein Verfahren, das sich für das abgelegene Kleinwalsertal nicht anbietet.

Das alpine Spätglazial ist also durch einen allmählichen etappenweisen Rückgang der Vergletscherung aufgrund von Klimaerwärmung charakterisiert. Klimarückschläge ließen aber die Gletscher während der Stadiale – Bühl – Steinach – Gschnitz – Clavadel – Daun – Egesen – immer wieder vorrücken, Klimaverbesserung während der Interstadiale bewirkte ihren erneuten Rückzug.

Vegetationsgeschichtlich betrachtet ist das Spätglazial im Wesentlichen dreigeteilt, in die kalte Periode der Ältesten Dryas, 17'000-13'000 Jahre vor heute; die Bølling/Allerød-Wärmeschwankung, 13'000-11'000 Jahre vor heute mit Wiederbewaldung bis über 1200 m Höhe; und in die kalte Periode der Jüngeren Dryas, das sogenannte Spätwürm-Endstadial, das dem Egesen-Stadium entspricht (MAISCH 1982).

## 11.2 Ermittlung der Gletschereishöhen

Durch die geomorphologische Kartierung des Kleinwalsertales, eines in der Würmeiszeit geschlossenen Einzugsgebietes von Gletscherströmen, können nun Aussagen zum räumlichen und zeitlichen Geschehen während der letzten Vergletscherung getroffen werden. Welche geomorphologischen Zeugnisse stehen dem Verfasser zur Verfügung, um die Phasen der Deglaziation, des Eisabbaues, ausgehend vom Hochglazial über das Spätglazial zum Holozän (Nacheiszeit) zu skizzieren? Dazu können vier Formgruppen, die den jeweiligen Eisrand markieren, herangezogen werden:

- a) Moränenwälle, glazigene Eisrand-Ablagerungen;
- b) Delta- und Schwemmfächer-Terrassen, glazilakustrine und fluviale, eisrandnahe Ablagerungen;
- c) Eisrandterrassen, glazifluviale Eisrand-Erosionsformen;
- d) Konfluenzsporn-Verebnungen, glazigene Schliefformen.

Mit Hilfe dieser Eisrandmarken konnten außer dem Hochstand HA (Hochglazial?) sowie den späten Hochständen HB-HC (im Hochglazial?) noch fünf spätere Gletscherstände (alpines Spätglazial?) ausgeschieden werden, die mit Vorbehalt den international bekannten Stadien, – Bühl (B) – Steinach (S) – Gschnitz (G) – Clavadel (C) – Daun (D) – zugeordnet werden. Ferner wurde ein Stand E (Egesen?) für hochgelegene Firnhaldenmoränen angenommen (*Tab.5*).

## 11.3 Hochstände im Kleinwalsertal (Hochglazial ?)

Während der Hochstände der Würmeiszeit floß der Breitachgletscher aus dem Kleinwalsertal dem Stillach-Illegletscher, nahe Oberstdorf, zu. Ersterer hatte sich zuvor mit dem Schwarzwassergletscher bei Riezlern vereinigt. Das Einzugsgebiet dieses Breitach-Würmgletschers blieb im Wesentlichen auf den Kleinwalsertalraum beschränkt; es war also eine großräumige, quasi autonome Lokalvergletscherung. Dies geht erstens aus der Höhenlage und Gestalt der Pässe (*Kap.5.1.2*) hervor, die fast alle als Alttransfluenzen anzusprechen sind, zweitens aus dem Mangel an Silvretta- oder zentralalpinem Kristallingeschiebe der Würmoränen (*Kap.5.2.4*). Lediglich der Gerachsattel, 1752 m, könnte zeitweise noch von Würmeis überflossen worden sein. Für das Würmhochglazial des Kleinwalsertales wird vom Verfasser eine maximale Eisstromhöhe von etwa 1800 m angenommen, die zum Talausgang auf etwa 1425 m (Seitenmoränen-Hochstand) absinkt.

### *Spornverebnungen während der Hochstände*

Wie bereits in *Kap.5.1.1* und *5.1.2* beschrieben wurde, können die höchsten breit-überschliffenen *Konfluenzsporn-Verebnungen* als Mindesthöhenmaß für den hochglazialen Gletschereisstrom im Kleinwalsertal betrachtet werden. Diese eisgeschliffenen Sporne liegen in 1425-1480 m Höhe. Es handelt sich einmal um die Konfluenz des Breitachgletschers mit dem Stillach-Illegletscher, die sich nahe dem Talausgang der Breitach östlich Walserschanz vollzog, wobei der Gebirgssporn des nach Norden absinkenden Flyschkammes (Eisscheide) überarbeitet

wurde (Foto 32). Dort hinterließen die sich verschmelzenden, etwa gleichwertigen Gletscherströme deutlich glazialerosiv abgeflachte Spornlagen um die Schrattnwang-Alpe, das Wirtshaus Schönblick und den Sattelkopf, 1425-1450 m (Foto 8). Am Söllersporn, nördlich des Walmendinger Horns vereinigten sich der Schwarzwassergletscher mit dem Breitachgletscher, 8 km talaufwärts in vergleichbarer Schliiffhöhe, 1460-1480 m (Foto 9). Eine weitere vergleichbare Spornverebnung ist am Nordkamm der Kuhgehrenspitze zu beobachten. Auf der orographisch rechten Hangseite des Breitachtals, unterhalb Hammer und Kuhgehrenspitze, wurden glazifluviale Eisrandterrassen angetroffen, die der Höhenlage ca. 1450 m wegen dem Hochglazial zugeordnet werden. Höhergelegene Eisrandterrassen werden als vorwürmzeitlich eingeordnet.

*Moränenwälle während der Hochstände*

Seitenmoränen des hochglazialen Breitachgletschers der Würmeiszeit sind am Mittelhang des Flyschkammes, Fellhorn – Söllereck, zwischen Riezlern und Schrattnwang-Alpe erhalten. Dabei lassen sich drei Staffeln unterscheiden, die vom maximalen Hochstand HA bis zu späteren Hochständen HB-HC reichen und möglicherweise den von GLÜCKERT (1987) genannten Phasen I-IV entsprechen. Ferner findet man späte Hochstände HB und HC, durch Moränenwälle markiert am Söllersporn zwischen dem Breitach- und dem Schwarzwassertal westlich am Söllersporn zwischen dem Breitach- und dem Schwarzwassertal westlich Hirschegg (Tab.5, Kartenbeilage 2: Moränenstände).

**Tab. 5: Morphostratigraphie der Hauptwürm-Gletscherstände, korreliert mit Moränenständen im Kleinwalsertal, einschließlich Firnhaldenmoränen.**

<b>Spätglazialstratigraphie Universität Innsbruck–Zürich</b>	<b>Gletscherstände des Hoch- und Spätglazials im Kleinwalsertal (Moränenstände)</b>		
Hochglazial ?	HA	Schrattnwang-Alpe 1400–1450 m	Maximaler Hochstand
	HB	Mittel-Alpe 1290–1320 m	Späte Hochstände
	HC	Riezler-Höhenweg 1170–1230 m	
Bühl ?	B	Klausenwald 1100–1130 m	
Steinach ?	S	Fuchsloch 1000–1080 m	
Gschnitz ?	G	Schwendle 1140–1200 m	
Clavadel ?	C	Baad 1230–1245 m	
Daun ?	D	Heiterberg-Kar 1850 m	
Egesen ?	E	Firnhaldenmoräne Angerer/Kemptener Kopf 1860–1940 m (Kein Gletscherstand)	

## 11.4 Das Spätglazial im Kleinwalsertal

### 11.4.1 Klausenwald-Stand (Bühl-Stadium?)

#### *Moränenwälle*

Der älteste Gletscherstand des alpinen Spätglazials, des Bühl-Stadials ist mutmaßlich mit dem Klausenwald-Stand (B; *Kartenbeilage 2: Moränenstände; Tab. 5*) im Kleinwalsertal vertreten. Ebenso wie zur Zeit der Hochstände im Hochglazial, allerdings auf niedrigerem Höhengniveau und mit geringerer Eismasse, verschmolz der Breitachgletscher am Talausgang nordöstlich Walserschanz mit dem Stillach-Iller-Gletscher. Auch der Schwarzwassergletscher hatte noch an diesem letzten, vollentwickelten Breitachgletscher seinen Anteil. Weit gestreut finden sich Seitenmoränen und Eisrandterrassen auf beiden Talflanken der Breitach von Hirschegg bis Riezlern und weiter auf der rechten Talseite bis zum Söllwald. Zu erwähnen ist ferner ein interessantes Relikt von Mittelmoräne zwischen Stillach- und Breitachgletscher genau auf dem Spornscheitel der nördlichen Fortsetzung des Flyschkammes Fellhorn-Söllereck entlang der Söllereckbahn in 1025-1125 m Höhe. Typisch für den Stillachgletschereinfluß ist die Befrachtung des Walles mit grobem Hauptdolomit-Blockwerk. Aus dem hinteren Schwarzwassertal sind drei Relikte von Eisrandterrassen zu vermelden (KASCHTE 1996). Sie treten unter den Ochsenhofer Köpfen in Erscheinung.

#### *Deltaterrassen*

Neu gestaltet ist die Situation am orographisch linken Tal- und Gletscherrand nördlich der Schwarzwassertalmündung, eine Situation, die sich bereits beim späteren Hochstand im ausgehenden Hochglazial angebahnt hatte. Zwischen Gatter- und Hörnlebach sind dort – durchsetzt von wenigen Moränenwällen – großflächige, vermoorte Deltaterrassen (Moorfächer) vorhanden, die als glazialakustrine Eisstauseeschüttungen zu deuten sind (vgl. *Kap. 6.5*). Sie wurden durch periglaziale Seitenzuflüsse von Vorläufern des Gatter- und Hörnlebaches zwischen Talflanke und damaligem Eisrand abgelagert und treten heute als weitgespannte, tief zertalte Terrassenflächen zwischen Hörnlepaß-Hütte, Klausenwald, Straußberg und Außerschwende in Erscheinung. Mit ihren Terrassenkanten bilden sie auch wertvolle Höhenanzeiger für den Eisabbau zwischen dem Hochstand und den mittleren Spätglazial-Ständen. Insgesamt sind fünf Stufen in 1180-1050 m Höhe festzustellen (*Kartenbeilage 2: Moränenstände*), wovon die höchste Terrasse dem späten Hochstand HC, die mittleren Terrassen dem Klausenwald-Stand (B; Bühl?) und die unteren dem Fuchsloch-Stand (S; Steinach?) zugeordnet werden (MEHRFERT 1998).

#### *Schwemmfächerterrassen*

Analog und korrelierbar mit den Deltaterrassen entwickelten sich im Spätglazial auch am orographisch rechten Tal- und Gletscherrand deutlich erkennbare, randglaziale Schwemmfächer mit Terrassenstufen, entstanden aus periglazialen Hangentwässerungsbächen (vgl. *Kap 6.2*). Anders als Ihre Pendanten, die Deltaterrassen, stellen sie kleinere und größere Bachschwemmfächer dar, die unmit-

telbar am Gletscherrand oder am Rand eines eisrandparallelen Gerinnes abgelagert wurden. Es handelt sich um mehrere Terrassenstufen; sie werden teils noch dem späten Hochstand (HC) zugerechnet, größtenteils aber Spätglazial-Ständen, Klausenwald- und Fuchsloch-Stand (MEHRFERT 1998).

#### 11.4.2 Fuchsloch-Stand (Steinach-Stadium?)

Im Fuchsloch-Stand (S; Tab.5) vollzog sich aufgrund des fortschreitenden Eisabbaues eine bemerkenswerte paläographische Veränderung. Einerseits hat sich der Breitachgletscher ziemlich weit nach Süden zurückgezogen, wahrscheinlich bis kurz oberhalb Riezlern; und auch der Schwarzwassergletscher, von Südwesten kommend, schaffte es wahrscheinlich nicht mehr, bis ins Breitachtrog tal vorzudringen, d.h. die beiden Talgletscher blieben getrennt voneinander. Andererseits finden wir talabwärts von Riezlern wieder zahlreiche Moränenwallreste, die hier mit dem Typ Fuchsloch-Gletscherstand angesprochen werden. Diese Fuchsloch-Seitenmoränen erscheinen auf der orographisch linken Talflanke in vertikaler Viererstaffelung zwischen 1070 m und 1000 m Höhe, als ob der Gletscher sich etappenweise rasch erniedrigt hätte. Auch korrelierbare Moränenwallfunde auf der orographisch rechten Talseite bei Waldhaus (1020-1000 m) suggerieren durch ihre ungewöhnlich tiefe, der Trogtalsole angenäherte Lage einen raschen Eisabbau. Schließlich gibt es am Talausgang südlich Kornau, zwischen Parkplatz und Talstation Söllereckbahn eine Anzahl außergewöhnlich blockreicher Moränenwälle aus Dolomitschutt (vgl. Kap.5.2.2). Dabei fällt auf, daß diese blockreichen, chaotischen Ablationsmoränen sich in relativ hoher Lage befinden, anstatt umgekehrt, verglichen mit den Wallresten, talaufwärts.

Der Verfasser deutet die blockreichen Moränenwälle als Zeugen eines Eindringens des benachbarten Stillachgletschers von außen her (im Bogen aus Osten) in den unteren Talraum der Breitach, zu einer Zeit, als der eigentliche Breitachgletscher vermutlich nur noch bis Riezlern gekommen war und damit die Talmündung und den vorderen Talraum für den „Eindringling“ freigemacht hatte. Offenbar war dieser mächtiger und aktiver. Dazu paßt die recht ungewöhnliche Stellung von einer Moränenwallgruppe bei Schwand (1075-1150 m), etwa 1,5 km nordöstlich Riezlern, quer zum Breitach-Talweg (Foto 25), die deshalb als Stirn- oder Seitenmoränen des talaufwärts vorstoßenden Stillachgletschers interpretiert werden (MEHRFERT 1998). Das Eindringen des Stillachgletschers von unten her in das vordere Kleinwalsertal bedeutete eine Staulage für den gesamten mittleren Talraum um Riezlern. Dort bildete sich vermutlich zwischen den beiden Gletschern sowie am orographisch linken (nördlichen) Eisrand des Eindringlings ein Eisstausee. Das Vorkommen von Seeton am linken Talhang des Schwarzwasser-Tales nahe dem Mahdtalhaus auf 1050 m spricht für diese Deutung. Aus Nordwesten wurden weiterhin große Mengen an Deltasedimenten sukzessive bis nahe an die Breitach geschüttet, jeweils dem etappenweise tiefer geschalteten Gletscherrand, markiert durch Seitenmoränen, folgend. Unterstützt wird diese Deutung einer Staulage durch die mehrfach gestuften Schwemmfächerterrassen auf der südlichen Talflanke um Riezlern sowie durch eine Bachknie-Bildung der Hangkerbtäler in talaufwärtige Richtung bei Riezlern. Die Hangbäche strebten offensichtlich einer mehr westlich gelegenen Erosionsbasis,

dem Eisstausee zu, sind heute aber wieder nach Osten hin gebogen, d.h. dem gegenwärtigen Breitachabfluß entsprechend.

Zusammenfassend kann man sagen, daß sich für dieses Gletscherstadium (S) im Kleinwalsertal ein ungleiches Bild abzeichnet. Auf der einen Seite dokumentieren Seitenmoränen im hinteren Talbereich südlich Riezlern einen „normalen“ Breitachgletscher mit gleichsinnigem Gefälle talab und lassen ein Zungenende vor Riezlern vermuten. Auf der anderen Seite vermitteln Seetonablagerungen sowie zahlreiche Reliktformen von Delta- und Schwemmfächerterrassen um Riezlern, Außerschwende und Straußberg das paläographische Bild eines dramatisch schwindenden Talgletscher-Seitenarmes des eingedrungenen Stillachgletschers, der durch seine eigene Abflußblockade nun in Stausee-Sedimenten, vor allem grobklastischen Deltaablagerungen, langsam ertrinkt. Außer im hinteren Schwarzwassertal, wo Eisrandterrassen erhalten sind, gibt es keine Zeugnisse für das Fuchsloch-Stadium in den oberen Talregionen.

#### 11.4.3 Schwendle-Stand (*Gschnitz-Stadium?*)

Die Typlokalität für den Schwendle-Stand (G; *Tab.5*) liegt östlich Mittelberg, am Konfluenzsporn zwischen Breitach und Wildenbach, auf 1180-1300 m Höhe und zeigt die Ausprägung einer Mittelmoräne. Etwa 1 km weiter nördlich, etwa auf halber Strecke zwischen Mittelberg und Hirscheegg wird vom Verfasser die Gletscherstirn des Schwendle-Standes angenommen. Endmoränen sind leider nicht vorhanden. Moränenwälle dieses Standes sind auf der orographisch linken Talflanke von Mittelberg talabwärts bis Ahorn (1160 m) zu beobachten. Der Breitachgletscher war also im oberen Talbereich noch vorhanden und die großen Seitengletscher aus dem Wilden- und Gemsteltal hatten zum letzten Mal eine Verbindung mit ihm. Der Schwarzwassertalgletscher endete getrennt vom Breitachtalgletscher im Mittelabschnitt seines Tales bei der Bruder-Klaus-Kapelle (Wäldele), 1115 m, zwischen Ober- und Unterwald. Hier liegt eine Endmoränen-Situation vor (vgl. *Kartenbeilage 2: Moränenstände*). Von Bedeutung wurde dieser Stand für die altersmäßige Zuordnung des bekannten Melköde-Bergsturzes (vgl. *Kap.9.1.1*). Die Untersuchungen des Verfassers zeigen eine Gleichzeitigkeit des Bergsturzes mit dem Schwarzwassergletscher dieses Stadiums (vgl. KASCHTE 1996). Die Bergsturzmassen wurden durch den ehemals noch schwach aktiven Gletscher zu grobblockigen Bergsturzmoränen formiert.

#### 11.4.4 Baad-Stand (*Clavadell-Stadium?*)

Beim Baad-Stand (C; *Tab.5*) war der Breitachgletscher als solcher verschwunden. Die Gletscherarme seines westlich- und südwestlichen Nährgebietes, Bärunt-, Derren- und Turagletscher trafen zwar noch in Baad, dem Beginn des Breitach-Trogtales, aufeinander; es gab aber keine erwähnenswerte Fortsetzung des Eisstromes mehr im Breitachtalraum (SCHMIDGALL 1998). Die großen südlichen Seitengletscher des Breitachgletschers aus dem Gemstel- und Wildental blieben gar auf halbem Weg zum Breitachtal in ihren Tälern stecken: bei Untergemstalpe, 1320 m, bzw. bei Fluchtalpe, 1390 m.

Der Schwarzwasser-Talgletscher war in einzelne, verlängerte Kargletscherzungen, weit getrennt voneinander, zerfallen. Im hintersten Schwarzwassertal

lag das Zungenende des ehemaligen Hauptarmes knapp oberhalb Melköde, in etwa 1400 m Höhe. Der Hochifen-Kargletscher endete gemeinsam mit der Gletscherzunge aus dem nordost-exponierten Walmendinger Horn-Kar knapp westlich der Auenhütte, 1300 m, wo sich ihre Stirnmoränen noch berührten.

#### 11.4.5 Heiterbergkar-Stand (Dau-Stadium?)

Die jüngsten und letzten Gletscherstände des Kleinwalsertales sind nur in hochgelegenen Karen erhalten, Typ Heiterbergkar-Stand bei 1850 m Höhe (D; Tab.5). Vergleichbar wohlausgebildete Moränenstände dieses Stadiums finden wir in den beiden Karen der Nördlichen und Mittleren Schafalpenköpfe. Die Wallmoränen liegen bei 1800 m. Auch die Moränenwälle des Hochifen-Kares (Ifenmulde) und des Hammerspitze/Kanzelwand-Kares sind noch zu erwähnen. Was nun das Gundkopf-Kar betrifft, so werden dort die Karmoränen aufgrund der kleinen Dimension älteren Stadien des Spätglazials zugerechnet.

#### 11.4.6 Firnhaldenmoräne Angerer/Kemptener Kopf (Egesen-Stadium?)

Im jüngsten Spätglazial des Kleinwalsertales (E; Tab.5), d.h. in der Jüngeren Tundrenzeit, Egesen-Stadium, wurde nach Einschätzung des Verfassers kein Gletschereis mehr gebildet. Statt dessen formten sich periglaziale Frostschutthalden, vor allem unter den Karrückwänden. Allerdings sammelte sich der Frostschutt dort zunächst am Fuß der wandbegleitenden ganzjährigen Firnschneehalde (vgl. Kap.7.2), so daß er heutzutage, nach dem Austauen, als ein von der Felswand getrennter Wall erhalten ist. Als Typus wurde die Firnhaldenmoräne im kalkalpinen Komplexkar des obersten Wildentales gewählt (Foto 15). Weitere korrele Formen findet man in Karen des Kalkalpins, z.B. im Hammerspitz/Kanzelwand-Kar (Foto 16), aber auch in Karen aus Flyschgesteinen, Beispiel Grünhorn, oberhalb der Schwarzwasserhütte.

#### 11.5 Die Eintiefung der Breitach und des Schwarzwasserbaches im Spätglazial

Überall, rechts und links der heutigen Breitach, von der Breitachklamm aufwärts bis nahe Mittelberg, läßt sich ein breiter, glazialer Trogtalboden erkennen, der nach der Vereisung des Kleinwalsertales im Lauf des Spät- und Postglazials (glazi-)fluvial zerschnitten wurde (vgl. Kap.10). Dies geschah dem Eisabbau folgend, wobei die Eintiefungsbeträge im Kleinwalsertal offensichtlich dem etappenweise Niedertauen bzw. Verschwinden des Stillachgletschers entsprach. Beim *Fuchsloch-Gletscherstand* (S) existierten die glazialen Trogtäler zum letzten Mal als fluvial unzerschnittene Basis aller Talgletscher im Kleinwalsertal. Zur Zeit des *Schwendle-Gletscherstandes* (G) hat dann talabwärts des angenommenen Endmoränenstandes, etwa 1 km südlich Hirschegg, eine (glazi-)fluviale Zerschneidung der unteren Breitach eingesetzt, ohne die heutige Eintiefung zu erreichen. Diese erste Einschnidung der Breitach ist morphologisch in der Anlage einer *oberen Kerbtalterrasse* dokumentiert, d.h. in einer Breitachtalterrasse, eingesenkt in die glaziale Trogtalsole, aber noch über der heutigen Breitachsole gelegen. Man kann diese Talterrasse von Riezlern flußabwärts gehend beobachten; sie ist in der beiliegenden Geomorphologischen Karte als obere der fluvialen

Terrassenkanten innerhalb des Sohlenkerbtales eingetragen (MEHRFERT 1998). Auch die fluviale Einkerbung des Schwarzwasser-Trogtales hatte im Schwendle-Stand begonnen. Dabei entstanden schließlich bis heute die karstiv geprägten Canyon-Strecken im Mittelabschnitt (vgl. Kap. 10.1).

Beim nächstjüngeren *Baad-Gletscherstand* (C) rückte die fluviale Trogtal-Zerschneidung der Breitach talauf bis unterhalb Baad vor. Die gleichzeitig zunehmende Eintiefung im Breitach-Unterlauf ist nun durch die *untere Kerbtalterrasse* flußabwärts Riezlern zu erkennen. Das Eisfreiwerden aller Breitach-Seitentäler einschließlich des Schwarzwasser-Tales durch den Gletscherrückzug zum Heiterbergkar-Stand (D) veranlaßte die Seitenbäche, sich allmählich weiter flußauf einzutiefen, z.T. bis zum Talschluß, ein Prozeß, der bis heute im Gang ist.

## 12. Literaturverzeichnis

- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. Ulmer, Stuttgart.
- BECKER, B., KROMER, B. & TRIMBORN, P. (1991): A stable isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary. *Nature*, 353: 647-649.
- BISCI, C., DRAMIS, F., SORRISO-VALVO, M. (1996): Rock Flow (sackung). In: DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (Hrsg.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. J. Wiley, Chichester, New York 150 – 160.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): *Kleine Geologie der Ostalpen*. Ott-Verlag, Thun, 231 S.
- BRIGGS, D., SMITHSON, P., ADDISON, K., ATKINSON, K. (1997): *Fundamentals of the Physical Environment*. Routledge London, 557 S.
- BUNZA, K., KARL, J., MANGELSDORF, J. (1976): *Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde*. Schriftenreihe Bayer. L.A. Wasserwirtschaft München: 1 – 128.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie, Stratotypen des Würm-Glazials. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 35: 185 – 206.
- CORROMINAS, J., REMONDO, J., FARIAS, PI., ESTEVAO, M., ZEZE, J., DIAS DE TERAN, J., DIKAU, R., SCHROTT, L., MOYA, J. (1996): Debris flow. In: DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (Hrsg.): *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. John Wiley, Chichester, New York etc.: 161 – 180.
- DE GRAAFF, L.W.S. (1992): Zur Altersbestimmung eines Mammut-Stoßzahns (Kiesgrube Hochwacht) und ihre Bedeutung für die morphostratigraphische Einstufung der Quartärablagerungen zwischen Bregenz und Langen. *Schriften d. Vorarlberg. Landesmuseums Bregenz, Reihe A, Landsch.gesch. u. Archäologie im Gebirge*: 23 – 28.
- DE GRAAFF, L.W.S. (1993): Das Quartär im Vorarlberg: Die eiszeitlichen Prozesse und die Morphostratigraphie der letzten Talvergletscherung. *Jber.Mitt.oberrhein.geol.Verein, N.F.* 75: 329 – 363.

- DE GRAAFF, L.W.S. (1996): The fluvial factor in the evolution of alpine valleys and of ice-marginal topography in Vorarlberg (W-Austria) during the Upper Pleistocene and Holocene. *Z. Geomorph.*, NF, Suppl.-Bd. 104: 129 – 159.
- DE JONG, M.G.G., DE GRAAFF, L.W.S. & RUPKE, J. (1995): Der Eisabbau im Vorderen Bregenzer Wald und in den Nachbargebieten (Vorarlberg; Bayern, Deutschland) nach dem letzteiszeitlichen Eishochstand. *Jb. Geol. B. A. Wien*, 138: 27 – 54.
- DOBEN, K. (1981): Alpenraum. In: HAUNSCCHILD, H. & JERZ, H. (Redaktion), *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000*, Bayer. Geol. Landesamt München: 101 – 133.
- DONGUS, H. (1984): Grundformen des Reliefs der Alpen. *Geogr. Rundschau*, 36: 388 – 394.
- EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. Enke, Stuttgart, 358 S.
- ELLENBERG, H. (1978): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht*. Stuttgart, 981 S.
- EMBLETON, C. (1984) (Ed.): *Geomorphology of Europe*. Verlag Chemie, Weinheim-Basel, 465 S.
- FAHLBUSCH, K. (1984): *Geologische Untersuchungen im Ifenmassiv*. Reihe d. Institutes f. Photogrammetrie und Kartographie T.H. Darmstadt, *Berichte 3*, *Dekor-Festschrift*: 103 – 130.
- FINSTERWALDER, R. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1963): Die Kartenprobe VI/3 „Alpiner Karst und Bergsturz“ am Hohen Ifen im Allgäu. *Allgemeine Vermessung-Nachrichten*, Heft 2: 35 – 52, 8 Abb.; Karlsruhe (Wichmann).
- FORD, D.C. & WILLIAMS, P. W. (1989): *Karst Geomorphologie and Hydrology*. Unwin Hyman Ltd., London, 601 S.
- FURRER, G. & FITZE, P. (1979): Die Hochgebirgsstufe – ihre Abgrenzung mit Hilfe der Soliflukstionsstufe. *Geogr. Helv.*, 25: 156 – 161.
- GLÜCKERT, G. (1987): Zur letzten Eiszeit im alpinen und nordeuropäischen Raum. *Geographica Helvetica*, 2: 93 – 98.
- GOLDSCHIEDER, N. (1998): Hydrogeologische Untersuchungen im alpinen Karstgebiet Gottesacker und Schwarzwassertal (Allgäu / Vorarlberg). *Vorarlberger Naturschau, Forschen und Entdecken*, 4: 247 – 294.
- GOLDSCHIEDER, N., ORTH, J.-P., VATER, K. & HÖTZL, H. (1999): Die Schwarzwasserhöhle – eine hydrogeologisch bedeutsame Estavelle im alpinen Karstgebiet Hochifen-Gottesacker (Kleinwalsertal, Vorarlberg, Österreich). *Laichinger Höhlenfreund*, 34, Laichingen: 69–96.
- GOLDSCHIEDER, N. & HÖTZL, H. (2000/2001): Tektonik und Karstentwässerung. In: W. ROSENDAHL und S. NIGGEMANN, Eds., *Hochifen und Gottesacker, eine Karstlandschaft zwischen Bregenzer Wald und Allgäuer Alpen, Karst und Höhle*, *Verband d. deutschen Höhlen- und Karstforscher*, München, 51–82.
- GROSS, G.H., KERSCHNER, H. & PATZELT, G. (1978): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschr. Gletscherkunde und Glaziologie*, 12, 223 – 251.
- GWINNER, M. (1978): *Geologie der Alpen*. Schweizerbart, Stuttgart, 480 S.
- HEIERLI, H. (1974): *Geologische Wanderungen in der Schweiz*. Ott-Verlag, Thun, 364 S.

- HEJL, E (1998): Über die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen östlich der Tauern. Eine Apatit-Spaltpurenanalyse. Mitt. österr. Geol. Ges. 89: 179 – 199
- HSÜ, K.J. & BRIEGEL, U. (1991): Geologie der Schweiz. Birkhäuser, Basel, 219 S.
- JERZ, H. (1993): Geologie von Bayern. II. Das Eiszeitalter in Bayern. Schweizerbart, Stuttgart, 243 S.
- JERZ, H. (1995): Bayern. In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 296 – 318.
- KASCHE, W. (1996): Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte des oberen Schwarzwassertales (Vorarlberg) anhand einer zu erstellenden geomorphologischen Karte im Maßstab 1:10 000. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Heidelberg, Heidelberg.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. Geographica Helvetica, 42: 169 – 178.
- KRIEG, W. (1969): Seichter Hochkarst am Hohen Ifen – ein Beispiel von allgemeiner Bedeutung. Abh. 5. Internat. Kongreß für Speläologie, Bd. 1; Stuttgart.
- LANGE, P.R. (1956): Die Vorarlberger Flyschzone am Südrand des helvetischen Halbfensters zwischen Hoher Ifen und Widderstein im Kleinen Walsertal. Geologie, 5: 172 – 218.
- LAATSCH, W. & GROTTENTHALER, W. (1972): Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifikation. Forstwiss. Centralblatt Berlin, 91: 309 – 339.
- LEHMKUHL, F. (1989): Geomorphologische Höhenstufen in den Alpen unter besonderer Berücksichtigung des nivalen Formenschatzes. Göttinger Geographische Abhandlungen, Heft 88: 1 – 112, 39 Abb., 6 Tab., 64 Diagr., 6 Beilagen.
- LOUIS, H. (1956): Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung, auf Grund von Beobachtungen im Taurus. Erdkunde, 10: 33 – 53.
- LOUIS, H., FISCHER, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie. De Gruyter Verlag, Berlin, 814 S.
- MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. Geographica Helvetica, 37: 93 – 104.
- MAULL, O. (1958): Handbuch der Geomorphologie. Deuticke, Wien, 600 S.
- MEHRFERT, J. (1998): Spätglaziale Gletscherstände und Formengenerationen im unteren Kleinwalsertal (Vorarlberg, Österreich). Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit, Universität Heidelberg, Heidelberg.
- OBERHAUSER, R. (1980) (Redaktion): Der geologische Aufbau Österreichs. Geol. Bundesanstalt, Hrsg., Springer, Wien-New York, 699 S.
- OBERHAUSER, R. & RATAJ, W. (1998): Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg 1:200 000, mit Erläuterungen. Geol. Bundesanstalt, Wien.
- PASUTO, A. & SOLDATI, M. (1996): Lateral Spreading. In: DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (Hrsg.): Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes. John Wiley, Chichester, New York: 122 – 136.
- PATZELT, G. (1975): Unterinntal – Zillertal – Pinzgau – Kitzbühl. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. In: Tirol, ein geographischer Exkursionsführer. Innsbrucker Geogr. Studien, 2: 309 – 329.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Tauchnitz, Leipzig, 1199 S.

- RICHTER, D. (1974): Grundriß der Geologie der Alpen. DeGruyter, Berlin-New York, 213 S.
- RICHTER, D. (1984): Allgäuer Alpen. Sammlung Geologischer Führer, Bd. 77, Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 253 S.
- ROSENDAHL, W. (2000/2001): Formen des Oberflächenkarstes (Exokarst) im Gebiet Hochiften-Gottesackerplateau/Kleinwalsertal. In: W. ROSENDAHL und S. NIGGEMANN, Eds., Hochiften und Gottesacker, eine Karstlandschaft zwischen Bregenzer Wald und Allgäuer Alpen, Karst und Höhle, Verband der deutschen Höhlen- und Karstforscher, München: 83–88.
- SCHAUER, TH. (1975): Die Blaikenbildung in den Alpen. Schriftenreihe Bauer. Bayer. L.A. f. Wasserwirtschaft, München, 1: 1 – 29.
- SCHMIDGALL, J. (1998): Rund um den Widderstein. Geomorphologische Untersuchungen im hinteren Kleinen Walsertal (Vorarlberg), mit geomorphologischer Kartierung im Maßstab 1:10 000. – Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Heidelberg, Heidelberg.
- SCHMIDT, R. (1999): Geomorphologische Kartierung Hirschegg, Kleinwalsertal, Vorarlberg, Österreich. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Heidelberg, Heidelberg.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1960): Zur Geologie und Morphologie des Ifengebirgsstockes (Allgäu). Erdkunde: 181 – 195, 8 Abb.
- SCHOLZ, H. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. Schweizerbart, Stuttgart, 305 S.
- SCHÜLER, B. (1959): Geologie der Berge südlich von Mittelberg im Kleinen Walsertal. Unveröff. Dissertation, Univ. Berlin, Berlin, 100 S.
- SCHWERD, K. (1996): Gesteinsfolge der Alpen. In: FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (Redaktion), Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500 000. Bayer- Geol. Landesamt, München, 329 S.
- SELBY, M.J. (1993): Hillslope materials and processes. Oxford University Press, Oxford, 451 S.
- SINREICH, M., GOLDSCHIEDER, N. & HÖTZL, H. (in Vorbereitung): Hydrogeologie einer alpinen Bergsturzmasse (Schwarzwassertal, Vorarlberg). Unveröff. Manuskript, Lehrstuhl Angew. Geologie, Univ. Karlsruhe.
- SORRISO-VALVO, M. & GULLA, G. (1996): Rock Slide. In: DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (Hrsg.): Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes. John Wiley, Chichester, New York etc.: 97 – 102.
- STAHR, A. & HARTMANN, TH. (1999): Landschaftsformen und Landschaftselemente im Hochgebirge. Springer, Berlin-Heidelberg, 398 S.
- STRAUB, J. (1988): Landschaft und Mensch im Allgäu. Eine Untersuchung über Massenbewegungen am Alpsee. Haag + Herchen, Frankfurt, 89 S.
- TOLLMANN, A. (1968): Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. Mitt. Österr. Geogr. Ges., 110: 224 – 244.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: orogene Stellung und regionale Tektonik. Deuticke, Wien 449 S.
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich. B.d III Gesamtübersicht. Deuticke, Wien, 718 S.

TRAUB, F. & JERZ, H. (1976): Ein Lößprofil von Duttendorf (Oberösterreich) gegenüber Burghausen an der Salzach. Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeographie, 11: 175 – 193.

TRÜMPY, R. (1984): Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. Vierteljahresschrift Naturforsch. Ges. Zürich, 5: 1 – 47.

VAN HUSEN, D. (1987) (Hrsg.): Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich. Eine Typregion des Würmglazials. Mitt. d. Komm. f. Quartärforschung, Österr. Akademie Wiss., Wien, 7: 1 – 78.

VARNES, D.J. (1978): Slope movement types and processes. In: SCHUSTER, R.L. & KRIZEK, R.J. (Hrsg.): Special Report 176, Landslides Analysis and Control, T.R.B., National Research Council, Washington D.C.: 11 – 33.

VÖLK, H.R. (1996a): Periglaziale Hangformung im alpinen Spätglazial anhand von Beispielen aus dem Oberallgäu (Bayern). In: BARSCH, D., FRICKE, W. & MEUSBURGER, P. (Hrsg.): 100 Jahre Geographie an der Ruprechts-Karls-Universität Heidelberg (1895 – 1995), Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 100: S. 88 – 105.

VÖLK, H.R. (1996b): Zur Höhe der würm- und rißglazialen Talvergletscherung des Illergletschers, Oberallgäu. In: MÄUSBACHER, R & SCHULTE, A. (Hrsg.): Festschrift für Dietrich Barsch, Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 104: 259 – 274.

WAGNER, G. (1950): Rund um Hochiften und Gottesackergebiet. Rau-Verlag, Öhringen, 116 S.

WEISE, O. (1983): Das Periglazial. Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 199 S.

WILHELMY, H. (1975): Geomorphologie in Stichworten. Bd. 1. Hirt Verlag, Hamburg, 102 S.

WYSSLING, G. (1985): Palinspastische Abwicklung der helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. Jb. Geol. Bundesanstalt Wien, 127: 701 – 706.

ZACHER, W. (1972): Geologische Karte von Bayern 1:100 000, Blatt 670 Oberstdorf, mit Profiltafel. Bayer. Geol. Landesamt, München.

ZACHER, W. (1973): Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu-Vorarlberg). Geotekton. Forsch. 44, I – II: 1 – 74.

ZACHER, W. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Blatt Nr. 113 Mittelberg. Geol. Bundesanstalt, Wien.

*Anschrift des Autors:*

*Prof. Dr. Hellmut Rudolf Völk*

*Im Hassel 41*

*D-69221 Dossenheim*

## **Bildbeschreibungen zur Geomorphologie des Kleinwalsertales**

(Blickrichtungen werden jeweils mit Pfeil angedeutet, z.B. E → W bedeutet Blick von Osten nach Westen).



Foto 1: Schlauchkar der Ifenmulde von unten, SE→NW, entlang der Ifenplatte (vgl. Foto 4); vorzeitlicher Felssturzkegel, mit Latschen, knapp innerhalb der spätglazialen Karmoräne, Stirnmoräne des Heiterbergkar-Standes, vorn im Bild (vgl. Abb.9).



Foto 2: Blick, E→W, auf die Schraffenkalk-Schichtplatte des Hochifens, Gipfel oben rechts (2230 m), Ifenhütte rechts der Mitte; man beachte die lotrechten, strukturell bedingten Wandstufen und die angelagerten Schutthalden (vgl. Foto 3-4).

Foto 3: Blick auf die nördliche Wandstufe des Hochifens (vgl. Foto 2), entlang SE→NW verlaufender Längskluftrichtungen deutlich gegliedert in Querklüfte, SW-NE, geöffnet zu klaffenden Zerrspalten einer Bergzerreißung.





**Foto 4:** Schlauchkar der Ifenmulde von hinten gesehen, NW→SE, rechts hohe Wandstufe mit Schutthalden (vgl. Foto 1-3), links niedrige Felsstufe mit vorgelagerten Moränenwällen auf abgesackten Felschollen (vgl. Abb.9).



**Foto 5:** Das südliche Gottesacker-Plateau (S→N Richtung), vorn Seilzüge der Hahnenköpfebahn.

**Foto 6:** Riezlern, W→E, überragt von Fellhorn (2037 m) und Schlappoltkopf (rechts) und Söllerkopf 1761 m (links); Unterhänge, rechts im Bild, undeutlich gegliedert in relikistische Schwemmfächerterrassen.





Foto 7: Blick durchs Kleinwalsertal aufwärts (NE→SW); rechts vorn Kirche von Hirschegg; links hinten der Große Widderstein, 2533 m, rechts davor Bärenkopf, 2083 m; man beachte die große Nivationsmulde an der Nordflanke des letzteren; rechts vorn Moränenwälle am Söllersporn (vgl. Foto 24).



Foto 8: Schrägluftbild, E→W, des Sattelkopfes (1422 m) am nördlichen Flyschkammsporn zwischen Breitach- und Stillachtal, wärmzeitliche Konfluenz-Spornverebnung (rechts) in Verlängerung des Söllereckspornes, vorwärmzeitliche Spornverebnung (links), östlich Walserschanz (vgl. Foto 32).



Foto 9: Gestufter Söllersporn, NE→W, zwischen Breitach- (links) und Schwarzwassertal (rechts); von links nach rechts im Vordergrund, wärmzeitliche Konfluenz-Spornverebnungen (gerodet); im Hintergrund von links nach rechts Walmendinger Horn, Ochsenhofer Köpfe, Grünhorn und Steinmandl.



Foto 10 (o.): Fiderepaß (2035 m) östlich Mittelberg, W→E, Alttransfluenz mit deutlicher Umformung zu Karkessel mit Rückwand.  
(Foto: R. Schmidt)

Foto 11 (u.): Gerachsattel (1752) am NW-Ende des Kleinwalsertalraumes (E→W), Jungtransfluenz mit schwacher Umformung, links Steinmandl-Kar und Schwarzwasserhütte. Rückschreitende, aktive Fluvialerosion in hell verwitternden Mergeln eines Schwarzwasser-Seitenbaches (Grabbach) N Schwarzwasserhütte, rechts vorn.  
(Foto: W. Kaschte)

**Foto 12:** Trogtalsole des ehemaligen Breitachgletschers südwestlich Walserschanz, SW→NE.  
(Foto: J. Mehrfert)



**Foto 13:** Straußberg-Rundhöcker, E→W, links der Breitach nördlich Riezlern, rechte Bildhälfte; Mitte vorn, angelagerte Deltaterasse aus dem Spätglazial (vgl. Foto 29 und 31).



**Foto 14:** Schafalpenköpfe, NW→SE, mit „kelchförmigen“ Karkesseln, Mittelteil des großen Karkomplexes am Oberende des Wildentales südöstlich Mittelberg; nach vorn abgeschlossen von langer Karschwelle, rechte Bildmitte; Frostschutthalden in den Einzelkaren sowie an der Rückwand des Komplexkars (vgl. Foto 15).





Foto 15: Blick in den Westteil des großen Komplexkares, NE→SW, auf Kempfener-Angerer- und Liechelkopf (2191 m – 2384 m) und Karschwelle mit aufgelaagerter Wallmoräne des Spätglazials, Heiterbergkar-Stand, rechts vorne Hintere Wildenalpe (1777 m); man beachte die großenteils frisch aussehenden Frostschutthalden mit niedrigen vorgelagerten Firnhaldenmoränen.



Foto 16: Hammerspitzkar, N→S, südlich Riezlern, zeigt (teilweise) künstlich geplanten Karkessel im Vordergrund mit Absatzzscholle links vorn; drei kleine Moränenwälle des spätglazialen Heiterberg-Gletscherstandes im linken Mittelgrund; niedrige Reliktformen einer Firnhaldenmoräne am Unterrand des Gipfelschattens zwischen den vorgelagerten Gesteinsrippen, Arosér-Mélange, Schutthaldbildung teilkaktiv. (Foto: J. Mehrfert)



Foto 17: Gundkopf-Treppenkar, NE→SW, südlich Riezlern, von links hinten nach rechts vorne ziehend, oberer Karkessel nicht sichtbar; spät- und postglaziale Einkerbung des Zwerenbachtals oberhalb der im Bild sichtbaren, unteren Karschwelle ausklingend; man beachte die episodisch aktiven Spülrinnen am Hang unterhalb Gundkopf, rechts der Bergstation. (Foto: J. Mehrfert)

Foto 18 (o.): Das Bild



zeigt zwei zusammengesetzte Kare, NE→SW, als Abschluß des oberen Schwarzwassertales im Nordwesten des Kleinwalsertalgebietes, links das Grünhorn-Kar, rechts das Steinmandl-Kar, jeweils mit doppeltem Moränenwall nach unten abgeschlossen, Heiterbergkar-Stand; weitgehend inaktive, begrünte Frostschutthalden; links vorne Schwarzwasser-Hütte (außerhalb des Bildes).

Foto 19 (u.): Schrägluftaufnahme des westlichen Gletschereinzugsgebietes, NE→SW, Standort Walmendinger Horn, zeigt Bärgunt- (links) und Derrental (rechts), im Hintergrund abgeschlossen durch das schalenförmige Höferspitz-Kar, links, das Heiterberg-Kar, Mitte, und das Güntlespitz-Kar rechts; man beachte die idealtypische Ausprägung einiger Gipfel als Karlinge: Weißer Schrofen (halblinks), Heiterberg 2188 m (Mitte) und Güntlespitz, 2092 m (ganz rechts); Hangasymmetrie des Bergkammes Wannenberg (1830 m) Bildmitte, links Glatthang (S- Exposition), rechts konkave Rutschhohlform (N-Exposition). (Foto: J. Schmidgall)



**Foto 20:** Staunässe über Grundmoräne, W→E, mittlere Polje der Karstrandebene im Wäldele, mittleres Schwarzwassertal; im Hintergrund Flyschkette Fellhorn-Schlappotkopf.

(Foto: R. Schmidt)

**Foto 21:** Gipfelpyramide des Heiterbergs (2188 m), NE→SW, mit ausgeprägter Stirnmo­räne des Spätglazials, Heiterbergkar-Stand (Typlokalität), am Südwestrand des Kleinwalsertalgebietes.

(Foto: J. Schmidgall)



Foto 22: Blick quer über das mittlere Breitachtal, W→E, Riezlern (unsichtbar) am linken Bildrand; hinterfüllte, spätglaziale Seitenmoränen am Gegenhang, Moränenstand Klausenwald, markiert durch die Siedlungszeile Nebenwasser; ferner Trogtalsole mit Siedlung Dürenboden, links unten im Bild.



Foto 23: Blick quer über das mittlere Breitachtal auf das Gottesacker-Plateau im Hintergrund, SE→NW; hinterfüllte, spätglaziale Seitenmoränen am Gegenhang, Moränenstand Klausenwald und Fuchsloch; Konfluenzsporn „Söller“, später Hochstand B.



Foto 24: Blick talaufwärts, NE→SW, auf die Seitenmoränen am Sölersporen, westlich Hirschegg; es sind von rechts nach links an Höhe abnehmend drei Moränenstände zu erkennen, der Klausenwald-, Fuchsloch- und Schwendle-Stand des Spätglazials; im Hintergrund rechts das Massiv des Elfer- und Zwölferkopfes, vorn Schwarzwassertal-Straße.



Foto 25: Mittleres Kleinwalsertal bei Unterwestegg nordöstlich Riezlern, E→W, zeigt Stirnmoräne des spätglazial eingedrungenen Stillachgletschers, Fuchsloch-Stand, quer zur Breitach; ferner spätglaziale Deltaterasse bei Außerschwende jenseits der Breitach; man beachte die tiefe Zertalung der Trogtalsole (vgl. Foto 49) und der niedrigen Wallmoränen-Relikte diesseits der Breitach. (Foto: J. Mehrfert)

Foto 26: Blick über die Schwemmebene der Melköde im oberen Schwarzwassertal, S→N, auf Ifenplatte, links oben, und Hahnenköpfe rechts der erniedrigten Kahlfläche am Horizont, Herkunftsgebiet der Bergsturzmasse aus Schratenkalk-Trümmern zu beiden Seiten der Ebene (Bergsturzmoräne), diesseits stark zertrümmerte Masse.  
Foto 27: Bergsturz-

blöcke aus Schraffenkalk, N→S, links des Schwarzwasserbaches, Teil der reliktschen Obermoräne; man beachte den reliktschen Frostschutt am Fuß der Blöcke.



Foto 28: Einzelblock der Bergsturzmoräne, ehem. linke Seitenmoräne des verstorzten Schwarzwassergletschers, spätglazialer Schwendle-Stand; siehe reliktschen Frostschutt am Fuß des Moränenblockes (vgl. Foto 27).

Foto 29: Ausblick, SW→NE, talab, über das mittlere Kleinwalsertal zwischen Hirschegg, vorn, und Riezlern, hinten; man erkennt rechts der Mitte einen großen reliktschen Schwemmfächer des Zwerenbaches, dahinter die grosse Strukturterrasse oberhalb Riezlern; links der schwach wahrnehmbaren Breitachbrücke, linke obere Mitte, zwei Verebnungen (Deltaterrassen) dahinter Straußberg-Rundhöcker. (Foto: J. Mehrfert)





**Foto 30:** Blick von Außerschwende, Deltaterrasse mit Gehöft im Vordergrund, N→S, auf Riezlern (Trogtalsole) unterhalb Gehrenspitze (1857 m) jenseits der Breitach; Mitte links glazifluviale Schwemmfächerterrasse des Schmiedebaches aus der linken Talkerbe des Hintergrundes; Mitte rechts hinterfüllte Seitenmoränen des spätglazialen Breitachgletschers; man beachte die Spornverebnungen bei 1450 u. 1360 m am Kamm der Gehrenspitze, linke obere Bildhälfte.



**Foto 31:** Überblick, SE→NW, über glazilakustrine Deltaterrassen des Spätglazials auf der linken Breitach-Talflanke: drei Niveaus, von Straußberg-Rundhöcker, Mitte rechts, bis Außerschwende hinter Breitachbrücke, links; im Hintergrund, links Kackenköpfe, rechts Engenkopf; links vorne Ortsteil von Riezlern, rechts Unterwestegg auf Trogtalsole der ehem. Breitach-Ver-gletscherung. (Foto: J. Mehrfert)



**Foto 32:** Nahaufnahme der höchstgelegenen glazilakustrinen Deltaterrasse, (Moorfächer), W→E; im Hintergrund, Mitte links, würmhochglaziale Konfluenz-Spornverebnung Schratzenwang um Wirtshaus Schönblick am Hangknick unterhalb Söllereck, Mitte rechts (vgl. Foto 8) (Foto: J. Mehrfert)



**Foto 33:** Blick ins Wilden-Seitental mit grossem Komplex-Kar, NW→SE, östlich Mittelberg (vgl. Foto 14), enorme Schutthalden und Murkegel, Bildmitte, kennzeichnen das mittlere Wildental; hinterfüllte Seitenmoränen des Spätglazials am Breitachtalrand der Seitental-Mündung bei Höfle, Mitte links, und Schwendle, rechts, sichtbar; hochgelegene erosive Eisrandterrassen am Flyschhang, links oben, 1690 und 1450 m; Bergzerreißung am östlichen Flankengipfel (spitze Felspyramide) des Elfer, rechts, (vgl. Foto 43).



**Foto 34:** Murkegel-Durchbruchstrecke, links, nahe der Oberen Wies-Alpe im Wildental (1298 m), obere Mitte, SE→NW; Stirn- moräne des Baad- Moränenstandes, rechts oben, (vgl. Foto 33).



**Foto 35:** Rechte Tal- flanke des Gemsteltales, NW→SE, mit Blick auf das Geißhorn-Mas- siv (2366 m), rechts hinten, mit frischen Frostschutthalden in N-Exposition; ferner Glatthang unterhalb der Elfer- und Zwölfer- kopf-Gebirgskette in SW-Exposition, Bild- mitte und links. (Foto: J.Schmidgall)



**Foto 36: Schrägluftaufnahme, ENE→WSW, der großen Sturzschutthalde vom Widderstein-Ostkar ins Gemstäl hinab zur Unter-Gemstäl-Alpe (1320 m), Höhenabstand ca. 750 m, im Süden des Kleinwalseralgebietes. (Foto: J.Schmidgall)**

**Foto 37: Flyschkamm Söllerkopf-Söllereck (1925 m – 1703 m) NE Riezlern, W→E, mit zahlreichen nivo-fluvialen Spülrinnen und Murgängen übergehend in Mur- und Lawinenkegel am Oberhang; glatte Gelifluktionshänge abwechselnd mit buckeligen Rotations-Rutschformen am Unterhang, größtenteils verborgen unter dem Sölllerwald, links; deutliche Strukturterrasse, Schichtstufe (vgl. Foto 29), zwischen Ober- und Unterhang mit aufgesetztem Moränenstand der Mittel-Alpe, rechts im Bild (schwach erkennbar); (Foto: J. Mehrfert)**





**Foto 38:** Blick, W→E, auf die Karwanne des reliktschen Transfluenzpasses (Alttransfluenz) zwischen Hammerspitze (2701 m), links, und Schüsser (2259 m), halbrechts; Absitzscholle im linken Kar sichtbar (Pfeil); ferner Riesenmurkegel am gesamten Hang unterhalb des linken Kares, stark zerfurcht. (Foto: R. Schmidt)



**Foto 39:** Steilwand-Begrenzung der Karstrandebene westlich des mittleren Schwarzwassertales, S→N, nördliche Polje im Wäldele; man erkennt: Abtauchen der Schraffenkalk-Bankung nach Osten, links oben, zwei Kluftrichtungen, NW-SW sowie SW-NE, an den Felsabbrüchen, einerseits zum Betrachter hin, andererseits zum Poljenrand; reliktsche Schutthalden entlang der Felswände, links. (Foto: R. Schmidt)



**Foto 40:** Bruder-Klaus-Kapelle auf Moränenwall des Schwendle-Standes der mittleren Polje, NW→SE, inmitten der Eiszerfallslandschaft der Karstrandebene Oberwäldele.



**Foto 41:** Im Hintergrund Ifen-Bergsporn an der Auenhütte des hinteren Schwarzwasertales, E→W, in mehrere Drift-Felsschollen zergliedert, Bergzerreiβung; Moränenwall des Baad-Standes hinter den Gebäuden.



**Foto 42:** Hohlform des Großbrutsches im Flyschgebiet des Derrentales, Blick W→E talab, südwestlich Baad, Typ Rotation, links oben; benachbarter Hang, rechts, durchsetzt von engständigen Scherflächen listrischer Art, sackender Talzus Schub; junge Kerbtalerosion mit Uferabbrüchen im Vordergrund. (Foto: J. Schmidgall)



**Foto 43:** Nordostflanke des Wildentales unterhalb des Zwölferkopfes, N→S, zeigt auffällig aus dem Hang herausragende Felspyramide, vom Oberhang durch offene Zerrspalte abgelöst, als kippender Talzus Schub interpretiert; weitere Zerrspalten dieser Art, links, unterhalb der Felsnadel sichtbar, parallel zum Talweg, SE-NW. (vgl. Foto 33)

**Foto 44:** Riesige Nivationsnische, NE→SW, an der Nordflanke des Zwölfers (2224 m) südöstlich Baad, zeigt kippenden Talzus Schub sowohl am Ostrand, links, wie am Unter rand, rechts, mit klaffenden Zerrspalten (vgl. Foto 45); enorme Mengen an Murschutt, v.a. erzeugt durch andauernden Talzus Schub (Crash-Facies), erreichen Murkegel am Hangfuß.

**Foto 45:** Detailaufnahme der Nivationsnische aus Foto 44, NW→SE, Talzus Schubphänomene sowohl am Ostgrat, links oben, sowie am Nordgrat, Mitte rechts unten.  
(Foto: H. Völk)





Foto 46: Detail des Nordgrates aus Foto 44 und Foto 45 bei gedrehter Blickrichtung, E→W, deutliche Zerrspaltenentwicklung des Talzuschubphänomens.

Foto 47: Oberende des Schlauchkares der Ifenmulde, SE→NW, in Bildmitte und rechts, Felssackung in Richtung Karmulde, links, entlang listrischer Abschiebungsfäche quer zur Schichtung erzeugt größere, glatte Scherflächen auf vorgezeichneten Längsklüften (NW-SE), bei massigen Kalken, rechts oben, girlandenförmige Verzerrungen in Bankkalken, Bildmitte.



Foto 48: Nordabschnitt des Schlauchkares der Ifenmulde, SW→NE, planare Sackung analog Sackung von Foto 47, von links nach rechts drei sukzessiv abgleitende Felsschollen in Richtung Karmulde nach links.



**Foto 49:** Schluchttal der Breitach, N→S, in weichen Sedimentgesteinen des Helvetikums (Amdener Schichten) und der Ultrahelvetikum-Mélange; Trogtalsole links oben sichtbar.

**Foto 50 (l.):** Wasserfälle in kastenförmigem Karst-Canyon des mittleren Schwarzwassertales, N→S; Canyon als karstiv erweiterte Kluftzone eines ehemals unterirdischen Karstabflusses gedeutet. (Foto: R. Schmidt)

**Foto 51 (r.):** Detail aus Karst-Canyon des mittleren Schwarzwassertales, N→S, bei Niedrigwasser bzw. ohne Fließgewässer; Nebeneinander von kantigen Strukturformen und schwach ausgeprägter Kolkung (vgl. Foto 50).





Foto 52: Detail aus Karst-Canyon des mittleren Schwarzwassertales, N→S, bei Niedrigwasser bzw. ohne Fließgewässer, kaum Formen der Fluvialerosion (Korrasion), statt dessen reliktsche Korrosions-hohlformen, konkav nach oben (!), unterbrochen von reliktschen Stützfeilern ehemals unterirdischer Karsthohlraum-Gestaltung (vgl. Foto 50 und 51).



Foto 53: Klamm durch Karschwelle im obersten Gemsteltal zeigt zweiphasige Entwicklung: spitz V-förmige Reliktform (letztes Interglazial?), oben, und aktive Wasserfall-Kolkbildung, Mitte und unten. (Foto: J. Schmidgall)

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Vorarlberger Naturschau - Forschen und Entdecken](#)

Jahr/Year: 2001

Band/Volume: [10](#)

Autor(en)/Author(s): Völk Hellmut Rudolf

Artikel/Article: [Geomorphologie des Kleinwalsertales und seiner Gebirgsumrahmung. 7-95](#)