

Vorarlberg



GEOLOGIE DER ÖSTERREICHISCHEN BUNDESLÄNDER

VORARLBERG

167 Abbildungen, 3 Tabellen, 3 Beilagen

J. Georg Friebe

mit Beiträgen von

Heiner Bertle, Rufus J. Bertle, Elmar Colins de Tarsienne, Ilse Draxler,
J. Georg Friebe, Heinz Furrer, Leo W.S. de Graaff, Maria Heinrich, Ulrich Herzog,
Mat De Jong, Wolfgang Lenhardt, Hugo Ortner, Albert Schedl, Harry Seijmonsbergen
& Peter Starck

 **Geologische Bundesanstalt**

Eine Forschungseinrichtung des **BM.W.F^a**
Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung

Wien 2007

Autoren	Anschriften
DDr. Heiner BERTLE Mag. Dr. Rufus J. BERTLE	Geognos Bertle ZT GmbH Kronengasse 6 A 6780 Schruns
Dr. Elmar COLINS DE TARSINNE	OMV EP Gerasdorfer Straße 151 A 1210 Wien
Dr. Ilse DRAXLER	Geologische Bundesanstalt Neulinggasse 38 A 1030 Wien
Dr. J. Georg FRIEBE	inatura Erlebnis Naturschau GmbH Jahngasse 9 A 6850 Dornbirn
Dr. Heinz FURRER	Universität Zürich Paläontologisches Institut und Museum Karl-Schmid-Straße 4 CH 8006 Zürich
Dr. Leo W.S. DE GRAAFF	Stern 6 NL 1721 DR Broek op Langedijk
Dr. Ulrich HERZOG	OMV EP Gerasdorfer Straße 151 A 1210 Wien
Dr. Maria HEINRICH	Geologische Bundesanstalt Neulinggasse 38 A 1030 Wien
Dr. Mat DE JONG	ENRES International Ruysdaellaan 3 NL 3712 AP Huis ter Heide
Dr. Wolfgang LENHARDT	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Hohe Warte 38 A 1190 Wien
Dr. Hugo ORTNER	Universität Innsbruck Institut für Geologie und Paläontologie Innrain 52 A 6020 Innsbruck
Dr. Albert SCHEDL	Geologische Bundesanstalt Neulinggasse 38 A 1030 Wien
Dr. Harry SEIJMONSBERGEN	Universiteit van Amsterdam Institute for Biodiversity and Ecosystems Dynamics Computational Biogeography and Physical Geography Nieuwe Achtergracht 166 NL 1018 WV Amsterdam
Dr. Peter STARCK	Langener Straße 52 A 6921 Kennelbach

ISBN 978-3-85316-037-4

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Medieninhaber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.

www.geologie.ac.at.

Redaktion: Dr. J. Georg Friebe.

Bildbearbeitung, Satz, Gestaltung, Layout und Druckvorbereitung: Dr. Albert Daurer.

Verlagsort: Wien.

Herstellungsort: Horn.

Druck: Ferdinand Berger & Söhne GmbH.

Inhalt

■ Einleitung (H.P. SCHÖNLAUB & J.G. FRIEBE)	7	<input type="checkbox"/> Vaduzer Flysch mit Gaschlo-Formation (J.G. FRIEBE)	61
■ Wo Afrika auf Europa trifft – Geologie Vorarlbergs im Überblick (J.G. FRIEBE)	9	<input type="checkbox"/> Vorarlberger Flysch mit Oberstdorfer, Üttschen- und Sigiswanger Decke (J.G. FRIEBE)	62
■ Deformationsgeschichte (H. ORTNER)	13	■ Helvetikum (J.G. FRIEBE)	67
<input type="checkbox"/> Ein Kontinent zerbricht	13	<input type="checkbox"/> Feuerstätter Decke	67
<input type="checkbox"/> Deckenstapelung in der Oberkreide	15	<input type="checkbox"/> Ultrahelvetische Decken	69
• Deckenstapelung innerhalb der Nördlichen Kalkalpen	15	<input type="checkbox"/> Helvetische Decken	71
• Deformation in der Arosa-Zone	15	• Andelsbucher Gleitschollenzone	71
<input type="checkbox"/> Deckenstapelung im Tertiär – Schließung des Penninischen Ozeans	15	• Säntis-Decke	71
• Deformation in den mittelpenninischen Einheiten	15	■ Rezente Krustendynamik (W.A. LENHARDT)	85
• Deformation in den nordpenninischen Flyscheinheiten	15	<input type="checkbox"/> Erdbebengebiete	85
<input type="checkbox"/> Kollision der Kontinente	16	• Das Rheintal	85
• Deformation in der Feuerstätter Decke und der Liebensteiner Schuppenzone	16	• Das Klostertal	85
• Deformation in den helvetischen Einheiten	16	• Au im Bregenzerwald	86
• Deformation in den Einheiten des Vorlandbeckens	17	• Lech – Warth	86
• Rezente Deformation	17	<input type="checkbox"/> Aktuelle Bebenstationen und Forschung	86

Geologie regional

■ Landschaftsentwicklung und Quartär (L.W.S. DE GRAAFF, M.G.G. DE JONG & A.C. SEIJMONSBERGEN)	21	■ Mineralische Rohstoffe (M. HEINRICH & A. SCHEDL)	89
<input type="checkbox"/> Topographische und morphologische Entwicklung	21	<input type="checkbox"/> Erze	89
• Molassezone (Pfänderstock und Vorderer Bregenzerwald)	22	• Eisen	89
• Helvetikum (Mittlerer Bregenzerwald und Rheintal)	22	• Kupfer	90
• Flyschzone (N-Walgau – Großwalsertal)	22	• Blei-Zink	91
• Kalkalpen (S-Walgau – Rätikon)	23	<input type="checkbox"/> Energierohstoffe	91
• Silvretta-Kristallin (Montafon)	23	• Braunkohle	91
<input type="checkbox"/> Talvergletscherungen in Vorarlberg	25	• Torf	91
<input type="checkbox"/> Vorarlberg im Oberen Würm	28	<input type="checkbox"/> Industriemineralien	92
• Frühglazial, Hochglazial Erster Rückzugskomplex (RC I)	28	• Gips	92
• Zweiter Rückzugskomplex (RC II)	29	• Phosphorit	92
• Übergang vom Zweiten zum Dritten Rückzugskomplex	29	• Fluorit	92
• Dritter Rückzugskomplex (RC III)	30	• Hochreine Karbonatgesteine	92
• Vierter Rückzugskomplex (RC IV) und letzte Abbaustadien	30	• Wetzsteine, Reibsand	93
• Lokalmoränen	31	<input type="checkbox"/> Baurohstoffe	93
• Blockgletscher	32	• Kiese und Sande	93
<input type="checkbox"/> Postglaziale Vegetations- und Landschaftsgeschichte	32	• Tone und Lehme	95
■ Molassezone (J.G. FRIEBE)	33	• Festgesteine	95
<input type="checkbox"/> Obere Süßwassermolasse	34	■ Kohlenwasserstoffe (E. COLINS DE TARSINNE & U. HERZOG)	97
<input type="checkbox"/> Obere Meeresmolasse	35	<input type="checkbox"/> Kohlenwasserstoffexploration	97
<input type="checkbox"/> Untere Süßwassermolasse	36	• Aufschlussbohrung Dornbirn 1	97
<input type="checkbox"/> Untere Meeresmolasse	38	• Aufschlussbohrung Sulzberg 1	97
■ Nördliche Kalkalpen (H. FURRER & H. ORTNER)	41	• Aufschlussbohrung Au 1	97
<input type="checkbox"/> Untere Gosau-Subgruppe	41	• Aufschlussbohrung V-Au 1	97
<input type="checkbox"/> Lechtal-Decke und Allgäu-Decke (Bajuvarikum)	42	<input type="checkbox"/> Kohlenwasserstoffgeologie	98
■ Silvretta-Seckau-Deckensystem (R.J. BERTLE)	49	• Muttergesteine	98
■ Penninikum (R.J. BERTLE, J.G. FRIEBE)	55	• Speichergesteine	98
<input type="checkbox"/> Arosa-Zone (R.J. BERTLE)	55	• Fallen	98
<input type="checkbox"/> Unterengadiner Fenster (R.J. BERTLE)	57	• Natürliche Kohlenwasserstoffanzeichen	98
<input type="checkbox"/> Sulzfluh-Decke (R.J. BERTLE)	58	■ Wasser (P. STARCK)	99
<input type="checkbox"/> Falknis-Decke (R.J. BERTLE)	60	<input type="checkbox"/> Porengrundwasser	99
<input type="checkbox"/> Fenster von Nüziders (J.G. FRIEBE)	61	<input type="checkbox"/> Klufftgrundwasser	99
		<input type="checkbox"/> Karstwasser	100
		■ Massenbewegungen und Georisiken (H. BERTLE)	101
		<input type="checkbox"/> Situation in Vorarlberg	101
		<input type="checkbox"/> Typologie der Massenbewegungen	101
		• Gleitungen	101
		• Sackungen	101
		• Steinschlag – Felssturz – Bergsturz	101
		• Muren – Abschwemmungen	102
		• Erdfälle – Setzungen	102

Geologie informativ

<input checked="" type="checkbox"/>	Geologische Naturdenkmale, Höhlen und Geotope (J.G. FRIEBE)	105
<input type="checkbox"/>	Der gesetzliche Schutz	105
<input type="checkbox"/>	Geotope in Vorarlberg	106
<input checked="" type="checkbox"/>	Geologie museal (J.G. FRIEBE)	109
<input checked="" type="checkbox"/>	Exkursionen	111
<input type="checkbox"/>	Das Rheintal und seine Randbereiche	111
	• Fußbach – Hard: Rheinvorstreckung (J.G. FRIEBE) ..	111
	• Bregenz: Wanderweg Pfänder – Fluh – Gebhardsberg (J.G. FRIEBE)	112
	• Bregenz: Gebhardsberg (J.G. FRIEBE)	112
	• Bregenz/Langen: Wirtatobel Ehemaliger Kohlebergbau (J.G. FRIEBE)	113
	• Lauterach: Sandplatte (J.G. FRIEBE)	113
	• Dornbirn: Straßenanriss Bödele (J.G. FRIEBE) ..	114
	• Dornbirn: Straßenanriss Kreuzen (J.G. FRIEBE) ..	114
	• Wolfurt: Bildsteiner Straße (J.G. FRIEBE)	115
	• Schwarzach: Alter Steinbruch Schwarzachtobel (J.G. FRIEBE)	115
	• Dornbirn: Talstation Karrenseilbahn (J.G. FRIEBE)	115
	• Dornbirn: Rappenloch und Alploch (J.G. FRIEBE) ..	116
	• Dornbirn: Ebniter Straße und Schaufelschlucht (J.G. FRIEBE)	117
	• Dornbirn: Haslach (J.G. FRIEBE)	117
	• Dornbirn: Breitenberg – Gelbe Wand Felssturz und Grundbruch (H. BERTLE)	118
	• Götzis: Öfla-Schlucht (J.G. FRIEBE)	119
	• Kummernberg: Steinbruch Kadel (J.G. FRIEBE) ..	119
	• Koblach: Straßenhäuser (J.G. FRIEBE)	119
	• Rankweil: Gewerbepark (J.G. FRIEBE)	120
	• Rankweil: Wallfahrtskirche (J.G. FRIEBE)	120
	• Übersaxen: Straßenanriss (J.G. FRIEBE)	121
	• Batschuns: Alte Laternerstraße (J.G. FRIEBE) ..	121
	• Dornbirn: Feldkirch: Obere Illschlucht – Felsenau (J.G. FRIEBE)	121
	• Feldkirch: Margarethenkapf (J.G. FRIEBE)	122
	• Felsgleitung Spiegelstein – Schwarzer See (H. BERTLE)	122
	• Moorgebiet Gasserplatz (L. DE GRAAFF)	123
<input type="checkbox"/>	Der Bregenzerwald	124
	• Riefensberg: Hanggleitung und Grundbruch (H. BERTLE)	124
	• Kraftwerk Langenegg: Ehemaliger Steinbruch (J.G. FRIEBE)	125
	• Hittisau: Speicher Bolgenach (J.G. FRIEBE)	126
	• Lingenau: Quelltuffhang (J.G. FRIEBE)	127
	• Egg: Bregenzerach – KirCHFelsen (J.G. FRIEBE) ..	127
	• Schwarzenberg: Achbrücke bis Steinrieslerbach (J.G. FRIEBE)	128
	• Mellau: Ehemaliger Steinbruch (J.G. FRIEBE)	128
	• Au – Schrecken (J.G. FRIEBE)	129
	• Schoppernau: Armeseelenkapelle (J.G. FRIEBE) ..	129
	• Straße Au – Damüls (J.G. FRIEBE)	130
	• Damüls: Laubenbachtobel (J.G. FRIEBE)	130
	• Damüls: Talstation Uga-Sessellift (J.G. FRIEBE) ..	130
	• Furkajoch (J.G. FRIEBE)	131
<input type="checkbox"/>	Walgau	131
	• Göfis-Stein: Gletschertopf (J.G. FRIEBE)	131
	• Frastanz: Untere Saminaschlucht (Kraftwerk) (J.G. FRIEBE)	132
	• Gamperdonatal: Aussichtspunkt Buder-Höhe (L. DE GRAAFF, H. SEIJMONSBERGEN)	132
	• Bürs: Bürser Konglomerat (L. DE GRAAFF, H. SEIJMONSBERGEN)	133
	• Schesatobel: Murbruch, Gleitung (H. BERTLE) ..	134
	• Hangender Stein: Steinbruch – Mineralwasser (H. BERTLE)	136
<input type="checkbox"/>	Brandnertal	137
	• Douglashütte – Saulajoch – Lünkerinne (H. ORTNER)	137
	• Lünnersee (R.J. BERTLE)	139
<input type="checkbox"/>	Montafon	140
	• Bartholomäberg: Kalkalpenbasis (H. ORTNER) ..	140
	• Bartholomäberg: Silvrettakristallin (R.J. BERTLE) ..	141
	• Bartholomäberg: Knappa-Gruaba (R.J. BERTLE) ..	141
	• Gargellener Fenster (H. BERTLE)	142
	• Silvrettastausee: Silvrettakristallin (R.J. BERTLE) ..	143
<input type="checkbox"/>	Klostertal	145
	• Bings – St. Leonhard (J.G. FRIEBE)	145
	• Dalaas – Wald/Arlberg Eingang Radonatobel (J.G. FRIEBE)	145
	• Flexenpass – Stuttgarter Hütte – Monzabonjoch (H. ORTNER)	145
<input checked="" type="checkbox"/>	Moore (I. DRAXLER)	149
<input type="checkbox"/>	Allgemeines	149
<input type="checkbox"/>	Verbreitung der Moore	150
	• Flach- und Zwischenmoore in der Rheintalebe und im Walgau	150
	• Bregenzerwald	151
	• Zentralalpen	154
<input checked="" type="checkbox"/>	Geographisches Register	155
<input checked="" type="checkbox"/>	Geologische Karten	161
<input checked="" type="checkbox"/>	Literatur	163

Einleitung

Hans Peter SCHÖNLAUB & J. Georg FRIEBE

Die Geologie Vorarlbergs ist mehr als die Geologie eines Bundeslandes. Geologie hat hier etwas ganz Besonderes, etwas „Verbindendes“, denn in Vorarlberg treffen die Westalpen auf die Ostalpen oder, geologisch gesprochen, sie tauchen hier tektonisch unter die Ostalpen ab.

So gibt es wahrlich vieles im Westen Österreichs zu entdecken. Manches ist freilich schon lange bekannt, wird aber hier im Detail beschrieben. Hier ist – geologisch betrachtet – manches anders als im Osten Österreichs. So bilden die Formationen der Molassezone in Vorarlberg steile Berge, während die altersgleichen Ablagerungen im Osten flache Ebenen füllen. Auch die tektonische Einheit des Helvetikums, des einstigen Kontinentalschelfs des „Alten Europa“, ist nirgendwo in Österreich so gut entwickelt und prächtig aufgeschlossen wie in Vorarlberg. Die Reihe der Beispiele ließe sich noch fortsetzen. Sie alle zeigen, dass Vorarlberg ein Lehrbuch der Geologie ist, das viele Kapitel enthält, die für das Verständnis des Alpenbogens zwischen Wien und Nizza von grundlegender Bedeutung sind. Vorarlberg ist damit nicht nur Bindeglied zwischen Ost- und Westalpen, sondern auch Schlüsselstelle.

Wer sich auf Spurensuche begibt, wird hier reich belohnt werden. Das Rezept ist einfach: Offenen Auges durch die Natur zu wandern und den Blick den Steinen zuzuwenden. Jeder einzelne hat seine Geschichte, jeder noch so kleine war einmal größer! Da mag das Motto an einer Mauer in der Probstei St. Gerold im Großen Walsertal schon stimmen, das da heißt: „Zur Herberg hier für kurze Zeit, doch Heimat ist die Ewigkeit“.

Die Geologische Bundesanstalt, die gemeinsam mit der inatura Dornbirn dieses Buch herausgibt, schuldet allen Autoren für ihre Beiträge größten Dank und Anerkennung. Das Erscheinen dieses umfassenden Werkes fällt mit der Herausgabe der neuen geologischen Übersichtskarte von Vorarlberg im Maßstab 1 : 100 000 zusammen. Dieses Ereignis ist auch für die Geologische Bundesanstalt ein Anlass, mit Stolz auf die vielen Beiträge zurückzublicken, die von dieser Institution in den vergangenen Jahrzehnten für das Bundesland Vorarlberg (und mit dessen vielfältiger Unterstützung) geleistet wurden.

Dies ist um so mehr Anlass zur Freude, als – bedingt durch die geographische Lage Wiens – die westlichen Bundesländer oft etwas benachteiligt sind. Doch Vorarlberg bildete hier stets eine Ausnahme. Der Grund dafür hat einen Namen: Dr. Rudolf OBERHAUSER. Der gebürtige Vorarlberger, der im März 2007 von Landeshauptmann Herbert SAUSGRUBER mit dem „Großen Verdienstzeichen des Landes Vorarlberg“ geehrt wurde, verstand und versteht es stets, neben seiner nationalen und internationalen geologischen Tätigkeit die Geologie seiner Heimat mit persönlichem Engagement zu betreiben. Ihm ist es zu verdanken, dass die Geologie des kleinsten Bundeslandes nicht vergessen, sondern mit speziellem Augenmerk betrachtet wurde. Dies zeigt sich vor allem im Kartenwerk. So verfügt Vorarlberg über mehrere Karten im detailgenauen Maßstab 1 : 25 000, und auch das Übersichtskartenwerk im Maßstab 1 : 100 000 folgt diesem Trend.

Doch die geologische Bearbeitung Vorarlbergs wurde und wird nicht nur von Wien aus betrieben. Engagierte Personen, hier ist etwa Walter KRIEG, der langjährige Leiter der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn (heute: inatura) zu nennen, verstanden es, die Geologie im Ländle voranzutreiben. KRIEG selbst war einer der Protagonisten des internationalen Geotopschutzes. Er pflegte den Kontakt zu zahlreichen Kollegen aus dem In- und Ausland und „sicherte“ so die geologische und geomorphologische Erforschung im Ländle. Ebenso vorbildlich ist das Engagement des Geologenbüros BERTLE in Schruns. Nun schon in zwei Generationen finden Vater und Sohn Zeit, neben dem Alltagsgeschäft, das Fragen der angewandten Geologie zum Inhalt hat, ihr Wissen und ihre Erfahrung auch einer breiten Öffentlichkeit in Form von Beiträgen in diesem Buch darzulegen. Wenn hier die Praktiker sprechen, wird gewährleistet, dass sie die Geologie auf den Punkt bringen. Sie folgen damit auch jener Tradition der Geologischen Bundesanstalt, die vom Gründungsdirektor Wilhelm HAIDINGER einst formuliert und seit deren Gründung im Jahr 1849 gepflegt wird:

„Durch Anwendung der Wissenschaft die Praxis erleichtern,
mit der Kraft der Praxis die Wissenschaft fördern.“

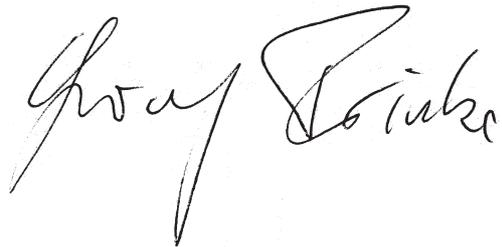
Wichtig neben dem persönlichen Engagement ist jedoch eine Heimstätte für die Geologie vor Ort. Mit der nun neu gestalteten „inatura Erlebnis Naturschau Dornbirn“ verfügt Vorarlberg über eine solche. Hier, im naturwissenschaftlichen Museum des Landes, wird neben der geologischen Forschung und der wissenschaftlichen Sammlung auch die adäquate Vermittlung der Inhalte gewährleistet. Wer durch die zahlreichen Räume der „inatura“ geht, wird an vielen Stellen auf Geologie stoßen. Die Darstellung der Geologie im Kontext der gesamten Naturwissenschaften betont einmal mehr die Bedeutung der vielen erdwissenschaftlichen Fachgebiete in Hinblick auf Querverbindungen zu den anderen Wissenschaften, aber auch zum Alltag.

Dieses Buch behandelt nicht alle Gesteine, die auf der Geologischen Karte 1 : 100 000 dargestellt sind, es widmet sich nur denen, die auf Vorarlberger Gebiet vorkommen. Um einen größeren Zusammenhang mit der Schweizer, Liechtensteiner und Tiroler Umgebung und dem Anteil Deutschlands herzustellen, sind dem Buch als Beilagen nicht nur die Karte und ein Nordwest-Südost-Profil vom Bodensee bis zum Unterengadin beigegeben, sondern auch eine Broschüre, in der Rudolf OBERHAUSER die Vorarlberger Geologie im Gesamtkontext der Ost-West-alpen-Grenze beschreibt.

Was fehlt nun noch? Der Wunsch, dass dieses Buch möglichst viele interessierte Leser findet, die sich an den Besonderheiten des Landes erfreuen, sie bekannt machen und als Multiplikatoren weitergeben, um damit das Verständnis über die geologische Geschichte dieses Fleckens Erde weiter zu verbreiten.



HANS P. SCHÖNLAUB
Direktor der Geologischen Bundesanstalt



J. GEORG FRIEBE
Autor und Herausgeber

Wo Afrika auf Europa trifft – Geologie Vorarlbergs im Überblick

J. Georg FRIEBE

Vorarlberg liegt an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. Für den Geographen ist diese Grenze mit dem Alpenrheintal klar definiert. Geologisch gesehen verläuft die Naht jedoch quer durch Vorarlberg. Entsprechend komplex ist der geologische Aufbau des westlichsten Bundeslandes.

Die Bildungsräume der Gesteine Vorarlbergs lagen ursprünglich Hunderte von Kilometern voneinander entfernt. Was heute neben- und übereinander liegt, war einst durch einen Ozean getrennt. Vorarlberg besteht sowohl aus westalpinen Gesteinen, die am Südrand Europas abgelagert wurden, als auch aus Gesteinen der Adriatischen = Apulischen Platte. Diese war zunächst ein Anhängsel Afrikas, bis sie sich als selbstständige Mikroplatte löste. Heute bildet sie den Hauptanteil der Ost- und Südalpen.

Zu den ostalpinen Einheiten Vorarlbergs gehören Silvrettkristallin, variszische Molasse und Nördliche Kalkalpen. Westalpin sind (Mittel-)Penninikum, Flyschzone und Helvetikum (mit Ultrahelvetikum). Die Molassezone ist erst nach der alpidischen Gebirgsbildung entstanden und lässt sich in dieses Schema nicht einordnen (siehe tektonische Übersicht, Abb. 1).

Metamorphes Altkristallin der Silvretta mit vorwiegend Gneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten findet sich südlich der Linie Rellstal – Bartholomäberg – Kristberg – Klostertal – Arlberg. Die kristallinen Gesteine verwittern tiefgründig und bilden daher eher runde Geländeformen. Diese Zone enthält die ältesten Gesteine Vorarlbergs. Sie haben ihre erste Metamorphose bereits in der variszischen Gebirgsbildung (im Karbon) erlebt, wurden aber alpidisch nochmals überprägt.

Ein schmaler Streifen im Montafon bis zum Arlberg (Rellstal – Bartholomäberg – Kristbergsattel – Dalaas – Arlberg-Pass) wird meist fälschlich der Grauwackenzone zugeordnet. Korrekt handelt es sich um die variszische Molasse, den Abtragungsschutt des variszischen Gebirges an der Basis der Kalkalpen. Über dem Silvrettkristallin als primäre Basis entstanden im Oberkarbon (vor 290 bis 310 Millionen Jahren) kleine Sedimentbecken. In ihnen wurden Konglomerate und Tonsteine mit Pflanzenfossilien abgelagert. Im Perm (ab 290 Millionen Jahren) fielen diese Meeresbecken trocken. Wüstenablagerungen mit zwi-

schengelagerten vulkanischen Gesteinen bedeckten das gesamte variszische Grundgebirge.

Die Nördlichen Kalkalpen (Rätikon, Davennastock, Lechquellengebirge, Hochtannberg) sind durch unterschiedliche Kalkgesteine charakterisiert, die im Erdmittelalter im Tethys-Meer abgelagert wurden. Ihr Bildungsraum war Teil der Apulischen Platte. Mit Beginn der Trias (vor 245 Mill. Jahren) wurde das Gebiet der variszische Molasse vom Meer überflutet. Küstennahe Sandsteine bilden die Basis der Nördlichen Kalkalpen. In der Folge wurde das Gebiet abgesenkt und der Landeinfluss nahm ab. Eine Kalkplattform entstand, auf der sich in der Obertrias Sedimentation und Absenkung in etwa die Waage hielten. Das Ablagerungsgeschehen wurde durch Meeresspiegelschwankungen gesteuert. Im Jura wurden die Flachwassergebiete der Trias von tieferen Ablagerungsräumen abgelöst. Das Zerbrecchen der Kalkplattform führte zum Aufreißen von Spalten, die tief in die älteren Gesteine hineinreichten und mit jüngem Material verfüllt wurden. Stärkere Absenkung führte zu Mangelsedimentation und Schichtlücken. Der Ablagerungsraum kann nun in einen Schwellenbereich im Südosten und einen Beckenbereich im Nordwesten unterteilt werden, die jeweils wiederum in Teil-schwellen und Teilbecken gegliedert sind.

Das Penninikum umfasste das Gebiet zwischen Europa im Nordwesten und Adriatischer Platte im Südosten. Es war durch eine Schwellenzone (Mittelpenninikum) geteilt. Beiderseits dieser Schwelle existierten (zu unterschiedlichen Zeiten) Ozeane. Das Südpenninikum ist nur als ausgewalzte Zone an den Schuppengrenzen der Kalkalpen erhalten (Arosazone). Ophiolithe bezeugen den ehemaligen Ozean. Im Mittelpenninikum der Falknis- und Sulzfluh-Decke finden sich ausgedehnte Flachwasserkalke des oberen Juras.

Der Rhenodanubische Flysch entstand vor 97 bis 65 Millionen Jahren in einer Tiefseerinne an der Verschluss-

zonenzone des Penninischen Ozeans. Aus dem ostalpinen Altkristallin (z.B. dem heutigen Silvrettkristallin) wurden in Trübeströmen großen Mengen an Sand eingeschwemmt. Der Ablagerungsraum lag zumindest zeitweilig unter der Kalzit-Kompensationstiefe: Kalk wurde aufgelöst. In feinkörnigeren Lagen finden sich häufig Spurenfossilien. Diese Gesteinszone zieht sich vom Saminatal über Walgau-Nordseite, Großwalsertal und Hinteren Bregenzerwald bis in das östliche Kleinwalsertal. Erosionsreste finden sich in der Nördlichen Flyschzone bei Dornbirn eingeklemmt zwischen Helvetikum und Molassezone.

Die Flanken des Rheintals südlich von Dornbirn und große Teile des Bregenzerwaldes entstanden am Süd(ost)rand Europas in einem Flachmeer mit stetiger Zunahme der Wassertiefe von Nord (Europäisches Festland) nach Süd (Penninischer Ozean). Vorherrschende Gesteine sind Kalke und Mergel des Malms und der Kreide. Untergeordnet kommen Sandsteine vor, deren Mineralbestand auf stark verminderte Ablagerungsraten hinweist. Die tektonisch eigenständige Liebensteiner Decke repräsentiert die südlichsten und damit landfernten Ablagerungsräume des Helvetikums.

Südlich an das Helvetikum schlossen sich offen-marine Ablagerungsräume an. Auffallendstes Gestein des Ultrahelvetikums (Feuerstätter Decke) ist der „Wildflysch“ mit bis zu hausgroßen Blöcken exotischer Gesteine in einer tonigen Grundmasse. Das Ultrahelvetikum ist meist nur als Reibungsteppich an der Grenze zwischen Helvetikum und Flysch erhalten (z.B. Hohe Kugel). Größere zusammenhängende Bereiche finden sich im Bregenzerwald um den Feuerstätterkopf. Durch die starke tektonische Beanspruchung (Auswulzung, Verschuppung), aber auch durch die Rutschungsanfälligkeit sind die Beziehungen der einzelnen Gesteine zueinander nicht immer ganz klar.

Die Molassezone nördlich der Linie Dornbirn – Egg – Balderschwang entstand gegen Ende der alpidischen

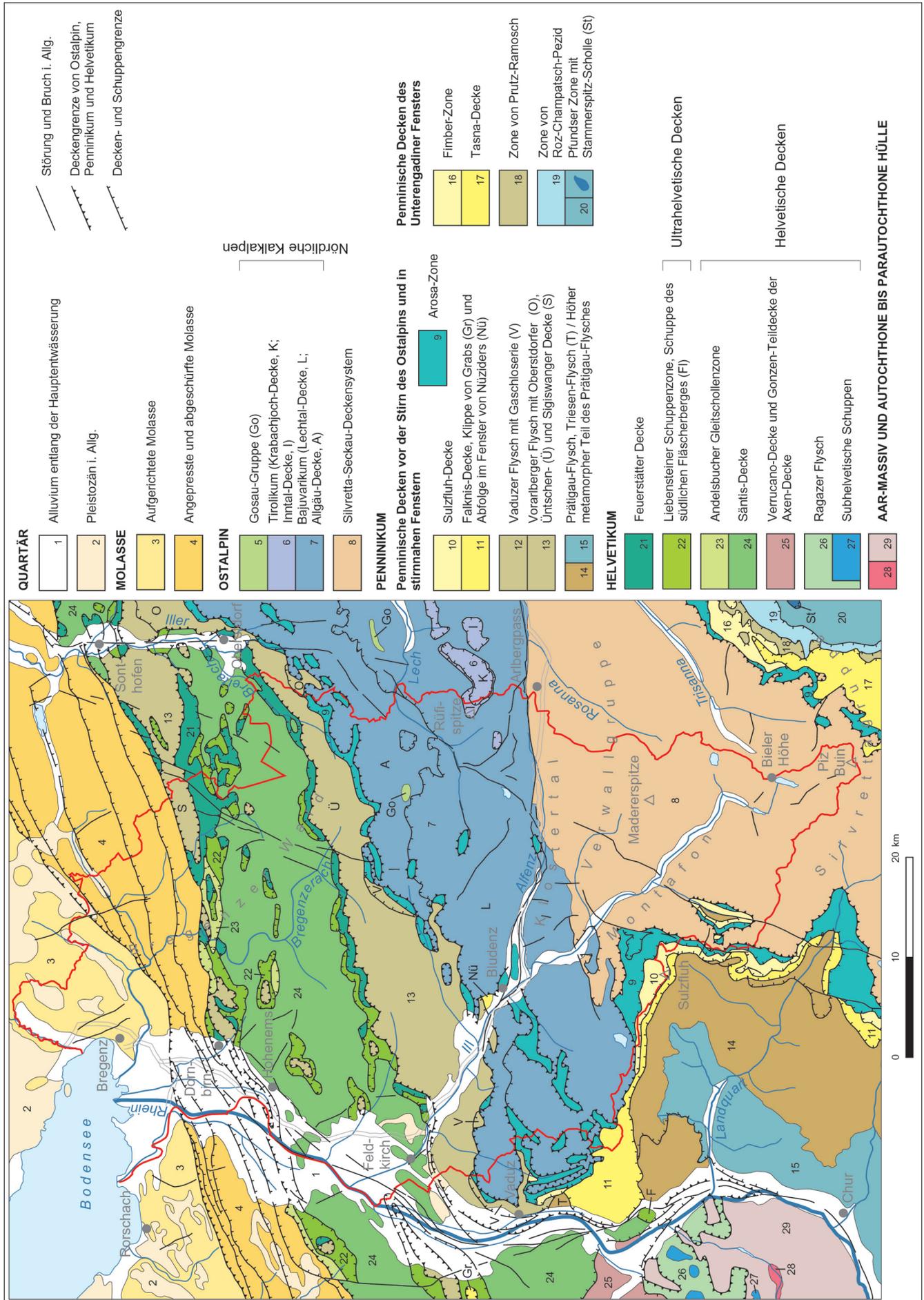


Abb. 1. Tektonische Übersicht (Originalmaßstab 1 : 500 000), wie auf der Geologischen Karte von Vorarlberg 1 : 100 000 dargestellt.

Gebirgsbildung in einer Restsenke nördlich des Alpenkörpers (Molassevertiefung = Zentrale und Westliche Paratethys). Durch die Auflast der nach Norden wandernden Alpen wurde der Südrand der Europäischen Platte abgesenkt. Dieser Trog wurde rasch mit dem Abtragungs-

schutt der aufsteigenden Alpen aufgefüllt. Ein zweifacher Wechsel zwischen Meeres- und Süßwasserablagerungen kennzeichnet diese Schichtfolge.

Die jüngste geologische Prägung erfuhr Vorarlberg in der letzten Eiszeit. Die Hauptmasse der Sande und Schotter

kam erst gegen Ende der Würm-Eiszeit mit dem Zerfall des Eisstromnetzes zur Ablagerung. Es dominieren Stauseetone und Deltaschotter. Echte Moränen sind vergleichsweise selten erhalten. Nur lokal finden sich Vorstoßschotter aus der Zeit des Eisaufbaus.

Deformationsgeschichte

Hugo ORTNER

Die Alpen Vorarlbergs sind ein Musterbeispiel für ein Deckengebirge. Die wichtigsten Prinzipien bei der Bildung eines Deckengebirges können in Vorarlberg hervorragend demonstriert werden. Ein Gebirge bildet sich meist dort, wo vorher ein Ozean entstanden ist, und diese Geschichte ist in den Großeinheiten der Alpen aufgezeichnet. Grundsätzlich gilt, dass die tektonisch höheren Einheiten weiter transportiert sind als die tektonisch tieferen Einheiten, d.h. dass zum Nordrand der Alpen die Schubweite der Einheiten abnimmt.

Ein Kontinent zerbricht

Bis zum Ende der Trias vor etwa 210 Millionen Jahren waren die heutigen Alpen der südwestliche Rand des Eurasischen Kontinents Laurasia gegen den Tethys-Ozean. Kontinentalränder sind geprägt durch langsames und langandauerndes Absinken, sodass sich in einem flachen Meer große Mengen an Ablagerungen ansammeln können. Die Ablagerungen der Trias der nördlichen Kalkalpen sowie des Juras und der Kreide des Helvetikums sind typisch für Kontinentalränder.

Etwa am Beginn des Juras begann sich vom südlichen Rand des Kontinents ein Stück abzuspalten, die so genannte Adriatische Mikroplatte. Das Zerschneiden des Kontinents legte den Grundstein für die Gliederung in tektoni-

sche Großeinheiten, die später bei der Gebirgsbildung übereinander gestapelt wurden.

Der Ozean, der die Adriatische Platte (= apulischer Sporn) von der Europäischen Platte trennte, ist der Südpenninische Ozean (oder Piemontais; oder Piemont-Ligurischer Ozean). Seine Entstehung hängt mit Änderungen der Bewegung der Afrikanischen Platte zusammen, die zum Aufreißen des Zentralatlantik führten (Abb. 2). Der Südrand der Europäischen Platte war nicht stabil, sodass im späten Jura ein weiterer Teil von Europa abgetrennt wurde, das so genannte Mittelpenninikum (oder Briançonnais). Das Mittelpenninikum wird als Ostende der Iberischen Mikroplatte (Spanien) gedeutet, die in den

westlichen Teil der Ostalpen hineinreicht, aber bereits im Tauernfenster in Tirol fehlt. Der Ozean, der zwischen Mittelpenninikum und Europa liegt, ist der Nordpenninische Ozean (oder Valais-Ozean).

Ein Kontinentalrand gliedert sich in ozeannahen Abschnitte, die geprägt sind durch die tektonischen Prozesse beim Aufreißen des Ozeans (proximaler Kontinentalrand), und Abschnitte, die weit vom Ozean entfernt und nur schwach vom Aufreißen des Ozeans beeinflusst sind (distaler Kontinentalrand). Die tektonischen Einheiten in Vorarlberg, die sich mit dieser Entwicklungsgeschichte in Zusammenhang bringen lassen, sind von der tektonisch höchsten zur tiefsten Einheit:

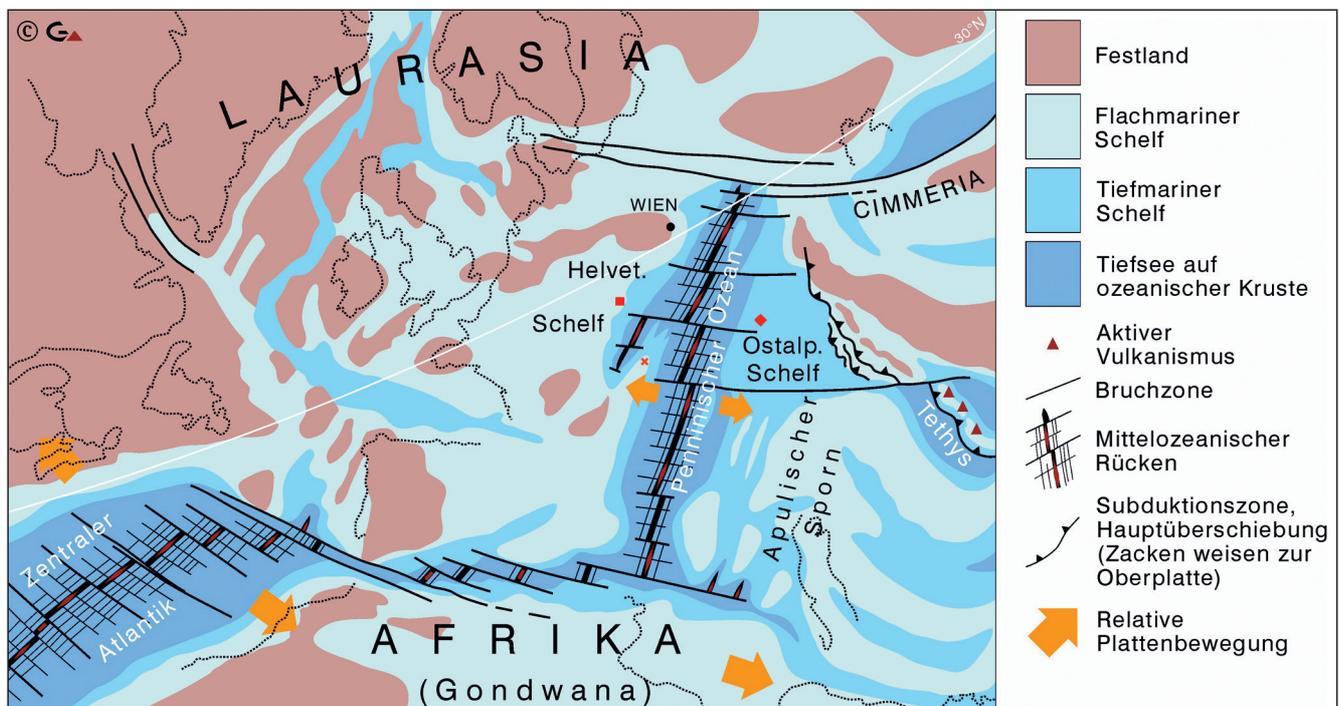


Abb. 2.

Ein Schnappschuss aus der geologischen Vergangenheit der Alpen im Oberjura vor rund 150 Millionen Jahren.

Gleichzeitig zur beginnenden Öffnung des Atlantiks breitete sich der Penninische Ozean zwischen (Nord-)Europa und Afrika/Apulia aus. Während die Gesteine der Sulzfluh (Kreuz) noch „nahe“ an Europa abgelagert wurden, gehörte das (heute weiter nördlich liegende) Arlberg-Gebiet geologisch zu Afrika! (Karo = ungefähre Lage der Mohnenfluh). Die Kanisfluh (Quadrat) lag am Südrand Europas.

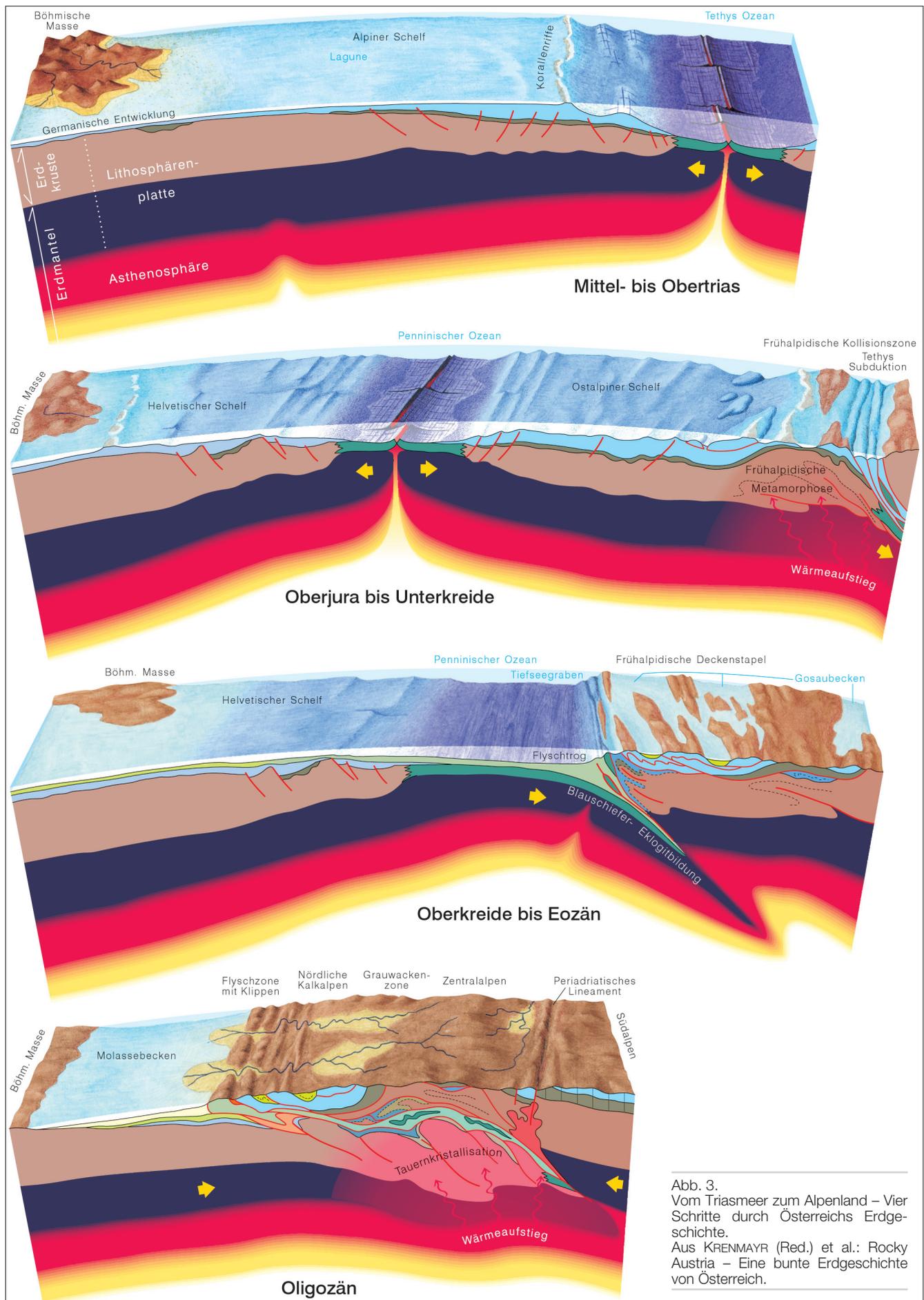


Abb. 3. Vom Triasmeer zum Alpenland – Vier Schritte durch Österreichs Erdgeschichte. Aus KRENMAYR (Red.) et al.: Rocky Austria – Eine bunte Erdgeschichte von Österreich.

- Südwestliche Einheit, Nordwestrand der Adriatischen Platte: Ostalpin
 - Distaler Kontinentalrand, Oberostalpin: Nördliche Kalkalpen
 - Proximaler Kontinentalrand, Unterostalpin: Mittagsspitz-Geisspitz Zone
- Sedimente und Fragmente von ozeanischer Kruste des Südpenninischen Ozeans:
 - Arosa-Zone
- Sedimente und Kristallin des Mittelpenninikums:
 - Sulzfluh- und Falknis-Decke (fehlen am Nordrand der Alpen)
- Sedimente des Nordpenninischen Ozeans:
 - Flyschdecken (Rhenodanubischer Flysch, Prättigauflysch, Triesener Flysch und Vaduzer Flysch)
 - Äußerster Kontinentalrand Europas: Feuerstätter Decke (Wildflysch)
- Äußerer Kontinentalrand Europas: Liebensteiner Schuppenzone
- Kontinentalrand Europas: Helvetische Decken

Deckenstapelung in der Oberkreide

Während im Nordwesten der nordpenninische Ozean noch weiter aufging, begann im Südosten bereits die Stapelung der alpinen Decken. Die einengenden Bewegungen begannen in der oberen Unterkreide im Südosten der Alpen und griffen nach Nordwesten über. Im Turonium (vor 89 Millionen Jahren) erreichte die kretazische Deckenstapelung den Vorarlberger Anteil des Ostalpins und der Arosazone. Diese Bewegungen standen im Zusammenhang mit der Schließung des Tethys-Ozeans im Südosten der Alpen. Die Ostalpen lagen zu dieser Zeit im Vorland eines Gebirges, wie heute das Alpenvorland, in das die Deformation langsam vordrang. Das Alter der Bewegungen lässt sich aus absoluten Datierungen von Mineralen bestimmen, die in Myloniten bei der Bewegung gewachsen sind (z.B. FROITZHEIM et al., 1997), wenn die Bewegung tief in der Erdkruste bei hohen Temperaturen stattfand. Erdoberflächennahe Deckenbewegungen lassen sich durch die Auswirkungen der Überschiebungstätigkeit auf gleichzeitig stattfindende Ablagerung datieren (ORTNER, 2003). Als Faustregel gilt, dass das Alter der jüngsten Ablagerungen unter einer Überschiebung das Maximalalter der Überschiebung angibt.

Deckenstapelung innerhalb der Nördlichen Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen in Vorarlberg werden intern in weitere Deckeneinheiten untergliedert: Von der tektonisch höchsten zur tiefsten Einheit sind dies:

- Krabachjochdecke, die in Klippen im Arlberggebiet erhalten ist.
- Inntaldecke, die in Klippen im Arlberggebiet erhalten ist.
- Lechtaldecke, zu der der größte Anteil der Nördlichen Kalkalpen Vorarlbergs gehört. Im Rätikon ist die südwestliche Lechtaldecke in Schollen zerlegt, an deren Grenzen die Arosa-Zone an die Oberfläche geschleppt ist.
- Allgäudecke.
- Diverse Basisschuppen der Nördlichen Kalkalpen.

Von diesen Decken wurden zuerst die Lechtaldecke östlich von Lech am Ende des Albium (Grenze Unter-/Oberkreide, vor 97 Millionen Jahren) auf die Allgäudecke überschoben. Erst spätere Bewegungen im Turonium (vor 89 Millionen Jahren) trennten die westlichste Lechtaldecke von der Allgäudecke (LEISS, 1992; GAUPP et al., 1997; MAY &

EISBACHER, 1999; ORTNER, 2003). Im Cenomanium (vor 87 Millionen Jahren) erfolgte die Überschiebung der Inntaldecke auf die Lechtaldecke. Die Überschiebungen waren nach Nordwesten gerichtet (EISBACHER & BRANDNER, 1996).

Deformation in der Arosa-Zone

Die Arosa-Zone wurde von den ostalpinen Einheiten im Laufe des Turonium überschoben. In der westlichsten Lechtaldecke ist die Arosa-Zone intensiv mit der Lechtaldecke verschuppt und ist an Schuppengrenzen an die Oberfläche geschleppt. Die SW-NE-verlaufenden Fenster der Arosa-Zone sind ein Hinweis darauf, dass die Zerlegung der Lechtaldecke wie die Überschiebungen in den Nördlichen Kalkalpen beim NW-gerichteten Deckentransport stattfand, obwohl Untersuchungen an Kleinstrukturen in Sandsteinen der Arosa-Zone auf eine erste nach Westen gerichtete Bewegung hindeuten (RING et al., 1988, 1989, 1990).

Deckenstapelung im Tertiär – Schließung des Penninischen Ozeans

Obwohl für die Deckenstapelung in den nördlichen Einheiten der Alpen eine kontinuierliche Verkürzung von der Oberkreide in das Tertiär nachzuweisen ist (z.B. ORTNER, 2001), ändert sich von der Oberkreide ins Tertiär der Antriebsmechanismus. Bei der Subduktion des Penninischen Ozeans bilden die Ostalpen als nördlichster Teil von Apulia die obere Platte, unter die die Europäische Platte abtaucht. Die Subduktion des Penninischen Ozeans begann bereits zu Beginn der Oberkreide. Der erste kontinentale Block, der die Subduktionszone erreichte, war das Mittelpen-

ninikum, dessen Einheiten im frühen Eozän von der Arosa-Zone mit den Ostalpinen Einheiten im Rücken überschoben wurden.

In den Grundgebirgseinheiten des Ostalpins, deren Silvrettedecke nach Vorarlberg hereinreicht, ist die kretazische und tertiäre Überschiebungstätigkeit getrennt durch ein Ereignis, bei dem der vorher gebildete Deckenstapel an Abschiebungen wieder ausgedünnt wurde (FROITZHEIM et al., 1994, 1997). Die Interpretation dieses Ereignisses ist kontroversiell, die meisten Autoren nehmen einen orogenen Kollaps der bei der

kretazischen Deckenstapelung überdickten Kruste an (z.B. SCHMID et al., 1996; FROITZHEIM et al., 1997).

Deformation in den mittelpenninischen Einheiten

Das Mittelpenninikum besteht aus der Falknis- und der Sulzfluh-Decke. Beide Einheiten haben geringe Dicke, sind aber lokal zu großer Mächtigkeit aufgestapelt (z.B. WEH & FROITZHEIM, 2001). In den Hängen rund um das Prättigau-Fenster und das Gargellener Fenster sind die Sulzfluh-Kalke als helles Band

zu erkennen. Die Falknis-Decke ist rund um die Falknis an der Grenze zur Schweiz zu großer Dicke gestapelt, während die Kalke der Sulzfluh-Decke den Bergzug von den Kirchlispitzen über die Drusenfluh zur Sulzfluh und Weißplatte aufbauen und dort große Mächtigkeiten erreichen. Die Richtung der Stapelung in diesen Einheiten geht, im Unterschied zu den tektonisch höheren Einheiten, nun nach N bis NNE (WEH & FROITZHEIM, 2001). Der Zeitpunkt der Stapelung ist ebenfalls jünger und fällt an die Untergrenze des Eozäns.

Deformation in den nordpenninischen Flyscheinheiten

Die nordpenninischen Flysche bilden den Teppich, auf dem alle tektonisch höheren Einheiten in Prättigau Fenstern und im Engadiner Fenster aufliegen. Während der Flysch im Norden Vorarlbergs nicht metamorph ist und nur geringe Inkohlung aufweist (HILTMANN et al., 1995), sind die Flysche im Prättigau Fenstern schwach metamorph. Die Bündner Schiefer im Engadiner Fenster, die die östliche Fortsetzung der nordpenninischen Flysche im Prättigau Fenstern und Gargellener Fenster darstellen, haben eine Hochdruck-Niedrigtemperaturmetamorphose mitgemacht (BOUSQUET et al., 1999).

Im Prättigauhalbfenster ist eine ganze Reihe von Flyschdecken übereinander gestapelt, die nach Norden, nach Vorarlberg, von anderen Flyschdecken abgelöst werden. Den Hauptteil des Vorarlberger Flysches bildet ein mehrere Kilometer breiter Streifen nördlich der Nördlichen Kalkalpen. Ein zweiter, unterbrochener Streifen findet sich nördlich davon an der Grenze zwischen Helvetikum und Faltenmolasse. Die beiden „Streifen“ lassen sich unterschiedlichen tektonischen Einheiten zuordnen (MATTERN, 1988). Der südliche Streifen ist der Rhenodanubische Flysch in „Nordfazies“ oder Sigiswanger und Üntschener-Decke (bzw. „nördlicher“ und „südlicher Vorarlberger Flysch“), während der nördliche Streifen in „Südfazies“ vorliegt und auch Oberstdorfer Decke genannt wird (RICHTER, 1978).

Die Begriffe „Nordfazies“ und „Südfazies“ beziehen sich darauf, dass die heute tektonisch getrennten Einheiten ursprünglich benachbart zueinander abgelagert wurden, aber eben die heute nördlich liegende Oberstdorfer Decke südlich der heute südlich liegenden Sigiswanger Decke, und diese wieder südlich der Üntschener-Decke.

Die beiden Einheiten sind auch heute nicht vollkommen voneinander getrennt. Auf den helvetischen Einheiten sind mehrere Klippen des Rhenodanubischen Flysches erhalten, die deutlich

zeigen, dass die heutige Trennung der beiden Einheiten ein Werk der Erosion ist, die den Kern einer Aufwölbung freigelegt hat, der aus helvetischen Einheiten besteht.

Am östlichen Rand des Rheintals kann man um die Nördlichen Kalkalpen herumfahren und sieht den Teppich aus Flyscheinheiten, die die Nördlichen Kalkalpen unterlagern. Am Rheintalrand und teilweise mit den Nördlichen Kalkalpen verschuppt sind mehrere Flyschdecken, die an Schuppengrenzen in die Nördlichen Kalkalpen hineingeschleppt wurden, wie der Vaduzer Flysch im Walgau und der Flysch im Fenster von Nüziders (MARK, 1984). Lokal sind auch Einheiten des Mittelpenninikums mit dem Flysch in die Kalkalpen hineingeschleppt, wie in den Flyschfenstern unmittelbar westlich des Brandnertals beobachtet wurde (B. SCHWIZER in FERREIRO-MÄHLMANN, 1994).

Weil die jüngsten Sedimente im Rhenodanubischen Flysch in Vorarlberg aus der jüngsten Kreide stammen (RICHTER, 1970), kann die Stapelung der Flyscheinheiten bereits im Alttertiär begonnen haben. Weiter im Osten reichen die Flyschsedimente bis ins Alttertiär (EGGER et al., 2002) und die Überschiebungstätigkeit muss dementsprechend jünger sein, was eventuell im Sinne einer schrägen Schließung des Ablagerungsraums interpretiert werden kann.

Kollision der Kontinente

An der Grenze vom Eozän ins Oligozän war der Penninische Ozean vollkommen unter die Adriatische Platte geschoben und die dicken kontinentalen Krusten der Adriatischen und Europäischen Platten trafen aufeinander. Weil die kontinentale Kruste sich nicht leicht subduzieren lässt, kam es zu starker Zunahme der Dicke der kontinentalen Kruste und damit zu bedeutendem vertikalem Wachstum der Alpen. Die verdickte Kruste lastete auf der immer noch nach unten abtauchenden Europäischen Platte und wurde durch die Auflast nach unten gedrückt. Damit kam es im Bereich nördlich der oligozänen Alpen zur Bildung eines Vorlandbeckens, das durch den Abtragungsschutt der aufsteigenden Alpen aufgefüllt wurde.

Das Auffüllen des Vorlandbeckens war kein kontinuierlicher Prozess. Trägt man für einen bestimmten Punkt die Tiefe der Basis des Vorlandbeckens gegen die Zeit auf, nimmt sie vom Beginn des Oligozäns bis ins obere Miozän immer stärker zu, da ständig die Auflast in der oberen Platte näher rückt und zusätzliches Absinken bewirkt. Zu Beginn, knapp nach der Bildung des Beckens, hinkt die Ablagerung von Se-

dimenten hinter dem Absinken des Beckens hinterher und die Sedimente wurden in einem tiefen Meer abgelagert. Etwa mit dem Beginn des Oberoligozäns überholt die Rate der Erosion im aufsteigenden Gebirge und der Wiederablagerung des Schutts im Vorlandbecken das Absinken, und das Vorlandbecken wurde aufgefüllt und verlandete. Aus dieser Zeit stammen die riesigen fossilen Schuttfächer des Südrandes des Vorlandbeckens (vgl. SINCLAIR & ALLEN, 1992).

Deformation in der Feuerstätter Decke und der Liebensteiner Schuppenzone

Die Feuerstätter Decke, auch Wildflysch genannt, und die Liebensteiner Schuppenzone sind zwei stark ausgedünnte Einheiten, die bei der Kollision der beiden Kontinentalplatten vom äußeren Kontinentalrand Europas abgeschürft wurden. In Vorarlberg sind nur mehr zerscherte Fragmente dieser Einheiten erhalten, aber in der westlich benachbarten Ostschweiz sind die Serien vollständig erhalten. So entspricht die Liebensteiner Schuppenzone

der Blattengrat-Einheit und die Feuerstätter Decke der Sardona-Einheit. In der Ostschweiz konnten aus den Ablagerungen Hangbecken am nördlichen Kontinentalrand der aktiven Alpen rekonstruiert werden, in denen nahe an Abschiebungen grobe Konglomerate abgelagert wurden (LIHOU, 1995, 1996; LIHOU & ALLEN, 1996). Beide Einheiten wurden etwa im obersten Eozän überschoben und im unteren Oligozän auf das Helvetikum aufgeschoben.

Deformation in den helvetischen Einheiten

Der Rhenodanubische Flysch fuhr im unteren Oligozän auf den Europäischen Kontinentalrand und damit auf die Gesteine der heutigen helvetischen Einheiten auf, welche wiederum nach der Ablagerung der Unteren Süßwassermolasse auf diese aufgeschoben wurde. Das Helvetikum Vorarlbergs gliedert sich in mehrere Decken. Der Hauptteil wird von der Säntisdecke gebildet. Im nordwestlichen Vorarlberg zwischen Hohenems und Klien tritt die tiefere Hohenemser Decke zutage (WYSSLING, 1985), die auch von der Bohrung Vor-

arlberg-Aul im hinteren Bregenzerwald ab 4250 m (COLINS et al., 1990) und von den Bohrungen Maderhalm I und Kierwang I im Allgäu zwischen Obersdorf und Sonthofen erreicht wurde (WYSSLING, 1984). Östlich von Vorarlberg bei Sonthofen wird die Säntisdecke von der Grüntendecke überlagert. Nachdem die helvetischen Decken noch die Basis des alpinen Vorlandbeckens auf ihrem Rücken tragen, kann die Überschiebung der Helvetischen Decken erst nach dem Eozän erfolgt sein. Die klassischen Falten- und Überschiebungsstrukturen des Helvetikums gehen zum Teil auf die Inversion, die Einengung von älteren Becken am Europäischen Kontinentalrand zurück. Aus diesem Grund wird der allgemeine WSW-ENE-Verlauf der Faltenzüge lokal unterbrochen und die Faltenachsen sind verbogen (PFIFFNER, 1993; z.B. im Bereich der Kanisfluh).

Deformation in den Einheiten des Vorlandbeckens

Auch der Südrand der Sedimente, die im Vorlandbecken der Alpen abgelagert wurden, wurde in das alpine Gebirge eingebaut. Im nördlichen Vorarlberg und dem östlich angrenzenden Allgäu bilden Ablagerungen des Vorlandbeckens die Nagelfluhketten. Aus

geologischer Sicht werden folgende Einheiten unterschieden:

- Die Subalpine Molasse besteht aus Schuppen, die weitspannige Muldenzüge bilden. In Vorarlberg wird von Süden nach Norden die Steinebergmulde, die Hornschuppe und die Salmaser Schuppe unterschieden. Die Hauchenbergschuppe reicht von Osten aus dem Allgäu gerade nicht nach Vorarlberg herein. Die Steinebergmulde teilt sich westlich der Bregenzer Ache in zwei Teilmulden. Die südlichen Schuppen sind systematisch weiter transportiert und höher herausgehoben als die nördlichen, sodass der Schichtinhalt der südlichen Schuppen älter ist als der der nördlichen Schuppen. So ist nur in der südlichsten Schuppe die Untere Meeresmolasse erschlossen. Die meisten Schuppen sind stark asymmetrische Mulden, bei denen der nördliche, nach Süden einfallende Schenkel sehr mächtig entwickelt ist, während der nördliche, südfallende Schenkel oft weitgehend reduziert und durch die Überschiebung der nächsthöheren Schuppe ausgeschnitten ist.
- Die aufgerichtete Molasse bildet den Südrand der Vorlandmolasse (z.B. am Pfänder), der flach nach Norden einfällt. An vielen Gebirgsrändern der

Welt sind solche in Richtung Vorland einfallenden aufgebogenen Ränder der Vorlandmolasse zu beobachten (VANN et al., 1986). Aus seismischen Untersuchungen und Bohrungen im Zuge der Erdölaufsuchung ist bekannt, dass sich im Untergrund unter der aufgerichteten Molasse eine Triangelzone befindet, d.h. dass der Platz unter der aufgerichteten Molasse von Schuppen gefüllt ist. Bei der Bohrung Sulzberg 1 nahe der Staatsgrenze wurde die Triangelzone an der Front der Alpen durchbohrt (VOLLMAYER & JÄGER, 1995).

- Die Vorlandmolasse wurde von der alpinen Verformung nicht erfasst.

Rezente Deformation

Mit dem Einbau von Einheiten des Vorlandbeckens in das alpine Gebirge ist die Deformation am weitesten nach Norden fortgeschritten.

Da es gegenwärtig keine Erdbeben-tätigkeit am Alpenordrand gibt, wohl aber in internen Bereichen der Alpen, wie z.B. im Prättigau-Halbfenster, den westlichen Lechtaler Alpen und dem Arlberggebiet (KASTRUP et al., 2004), muss die Deformation in das Innere des Gebirges zurückgesprungen sein. Der Alpennordrand ist derzeit tektonisch nicht aktiv.

Geologie regional

Die Reihenfolge der Beschreibung der geologischen Hauptzonen des Landes folgt der Anordnung auf der Geologischen Karte von Vorarlberg 1 : 100 000, die wiederum von tektonischen Gesichtspunkten ausgeht.

Eine niederländische Arbeitsgruppe (L.W.S. DE GRAAFF, M.G.G. DE JONG & A.C. SELMONSBERGEN), die sich jahrelang intensiv mit der Landschaftsentwicklung und dem Quartär im Bregenzerwald und im Walgau auseinandergesetzt hat, beschreibt eingangs die topographische und morphologische Entwicklung der Vorarlberger Großlandschaften und beschäftigt sich dann mit den Spuren der letzten Eiszeit und postglazialen Erscheinungen. Dieser Text ist nicht nach den Vorgaben der Kartenlegende gegliedert.

Die Kapitel „Molassezone“ (J.G. FRIEBE) und „Nördliche Kalkalpen“ (H. FURRER & H. ORTNER) widmen sich nach kurzen paläogeographisch-tektonischen Einleitungstexten der Beschreibung der Schichtglieder. Die Autoren halten sich sehr wohl an die Legende, konzentrieren ihre Ausführungen aber auf Gesteine, die auf Vorarlberger Boden vorkommen.

Das Silvretta-Seckau-Deckensystem (in der älteren Literatur als „Silvrettakristallin“ bezeichnet), das mit wenigen Gesteinstypen einen beträchtlichen Teil (ca. 500 km²) der Landesfläche einnimmt, wird von R.J. BERTLE behandelt, der im Kapitel „Penninikum“ auch die Darstellung der Arosa-Zone, des Unterengadiner Fensters, der Sulzfluh- und Falknis-Decke übernommen hat. Die Flyschzone und Fenster von Nüziders werden von J.G. FRIEBE beschrieben.

Der selbe Autor zeichnet für die Beschreibung der Feuerstätter Decke, der Ultrahelvetischen und Helvetischen Decken verantwortlich, die im Kapitel „Helvetikum“ zusammengefasst sind.

Rezente Krustendynamik und Erdbebengefährdung sind das Thema von W.A. LENHARDT, der mit seinem Beitrag den Abschnitt „Geologie regional“ abrundet.

Landschaftsentwicklung und Quartär

L.W.S. DE GRAAFF, M.G.G. DE JONG & A.C. SEJMONSBERGEN

Die subalpinen und hochalpinen Landschaften in Vorarlberg sind primär von der Geologie geprägt. In Vorarlberg und Liechtenstein begegnen sich Westalpen und Ostalpen. Hier sind nach Herkunft und Alter sehr unterschiedliche Gesteinsgruppen aus südlicher bis südöstlicher Richtung deckenartig auf- und übereinander geschoben. Die dadurch entstandene Südwest–Nordost- bis West–Ost-verlaufende Zonierung der Geologie spiegelt sich in der landschaftlichen Gliederung wider. Gemeinsam mit den dynamischen geomorphologischen Prozessen – als Folge der pleistozänen Klimaschwankungen mit dem Wechsel von Eiszeiten, Halbeiszeiten und Zwischeneiszeiten – ergibt sich für die Vorarlberger Talschaften ein lebhafter Reichtum an Ablagerungen und Geländeformen.

Eine geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 100 000 kann die komplexen Prozessfolgen nur ungenügend wiedergeben. Für das Holozän ist die Legende überwiegend selbsterklärend. Relativ große Flächen in den Tälern sowie auch im Gebirge werden hier abge-

deckt. Das Problem liegt in der Darstellung des Pleistozäns. Die kleinräumigen eiszeitlichen Ablagerungen und Geländeformen in Vorarlberg können erst auf einem mehrfach größeren Maßstab richtig zum Ausdruck gebracht werden. Eine Übersichtskarte bietet zu wenig

Raum für eine differenzierte Legende und für eine genaue Wiedergabe des Pleistozäns. Im Ausgleich dazu werden hier Geomorphologie und Eiszeitgeschichte anhand der bestehenden Formen und Ablagerungen erklärt.

Topographische und morphologische Entwicklung

Die meisten Hochgebirge sind topographisch und morphologisch jung und erst in den letzten Millionen Jahren entstanden. Auch das alpine Gebiet war im Mittleren Pliozän relativ flach und niedrig, obwohl die geologischen Hauptstrukturen sich bereits seit dem Ende der Kreide entwickelt hatten.

So schreibt der Schweizer Geologe JÄCKLI (1985): „Vor rund 12 Millionen Jahren war die Molassesedimentation praktisch abgeschlossen. Das sedimentologische Großereignis war beendet. Der Sedimentationsphase folgte eine lang andauernde relativ ruhige Erosionsphase, die sich auf erniedrigte Alpen, Molasseländ und sich neu bildendes Juraergebirge erstreckte“.

Die vertikalen Bewegungen der Erdkruste, die zur topographischen Entwicklung von Plateaus und daraus entstehenden Hochgebirgen führten (epiro-

genetische Hebungen bzw. Aufwölbungen) fanden weltweit erst im Spät-Pliozän und Quartär statt (OLLIER, 2002; OLLIER & PAIN, 2000). Die Klimaänderung, die das Ende des Pliozäns und den Übergang zum Pleistozän markierte, steht damit vermutlich in enger Beziehung. JÄCKLI (1985) lässt die Aufhebung und das morphologische Entstehen der Alpen erst vor 4 Mio. Jahren anfangen.

Wichtig für die primäre morphologische und landschaftliche Gestaltung der Alpen war die Talbildung gegen Ende des Pliozäns und im ältesten Pleistozän. Das Flussnetz entwickelte sich am Anfang der morphologischen Gebirgsbildung hauptsächlich parallel zu den Faltungsachsen und entlang den tektonischen Störungszonen. Viele Täler in Vorarlberg folgen den Faltenmulden.

Die damalige Entwässerung des Landes ging eher zur Donau als zum Rhein.

Erst im Pleistozän gewann der Rhein allmählich sein heutiges Stromgebiet. Schon vorher schuf sich der Fluss einen Durchbruch durch die helvetischen Faltungsachsen, wobei die Entwässerung des Illtals (Montafon) über Feldkirch angebunden wurde. Die Entwässerung des Bregenzerwaldes erreicht das Rheintal über Kennelbach – Bregenz.

Die weitere landschaftliche Gestaltung des Landes verdanken wir den pleistozänen Eiszeiten und Zwischeneiszeiten. Jede Vergletscherung hatte die meisten Quartärablagerungen früherer Zeiten erodiert, gleichzeitig aber wurde wieder sehr viel hinterlassen. Die in Vorarlberg erhaltenen Ablagerungen stammen überwiegend aus der Würm-Eiszeit. Weiter als in die Riß-Eiszeit reichen die pleistozänen Ablagerungen nach unserem heutigen Wissen nicht zurück (Tab. 1).

Tabelle 1.

Grobgliederung und ungefähre Zeitgrenzen ab der Riß-Eiszeit.

Die Zeitgrenzen der Riß-Kaltzeit/Eem-Warmzeit/Unteres Würm wurden von SCHREINER (1992, Abb. 94) übernommen. Die zeitlichen Begrenzungen der Oberen Würmzeit sind aufgrund der Befunde in Vorarlberg gegeben.

		Grobgliederung		Chronologie [Kalenderjahre]
Holozän			Nacheiszeit (Warmzeit)	~11 500 bis heute
Pleistozän	Jüngeres Pleistozän	Oberes Würm	Letzte Hauptvergletscherung	~30 000 bis ~11 500
		Mittleres Würm Unteres Würm	Teilvergletscherungen	~115 000 bis ~30 000
		Riß/Würm-Interglazial	(Eem-)Warmzeit	~127 000 bis ~115 000
	Mittleres Pleistozän	Riß-Kaltzeit	Vorletzte Hauptvergletscherung	bis ~127 000

Molassezone (Pfänderstock und Vorderer Bregenzerwald)

Nordwest-Vorarlberg wird zum Teil von der Aufgerichteten Molasse („Jüngere Molasse“) eingenommen. Sandsteine und Konglomerate herrschen vor und stehen östlich von Bregenz in glazial erodierten Steilwänden („face slopes“) an. In den topographisch höheren Bereichen wurden die nach Nordwesten einfallenden Schichtflächen an vielen Stellen von den hochglazialen Gletschern erodiert und freigelegt. So sind Landschaften entstanden, die überwiegend von „dip slopes“ und von sonstigen strukturell bedingten Landschaftsformen wie Gesteinsrücken gekennzeichnet sind.

Um die Wasserscheiden und entlang bestimmter Talflanken ist die pleistozäne Landschaft weiträumig gut erhalten. So dokumentieren beispielsweise die Geländeformen und Ablagerungen im Rotachtal die eiszeitliche Verbindung zwischen Vorarlberg und dem angrenzenden süddeutschen Alpenvorland (DE JONG, 1983; VAN GIJSEL, 1984; DE JONG, DE GRAAFF & RUPKE, 1995).

Fast alle Ablagerungen entstanden während der letzten Hauptvergletscherung (Oberes Würm). Gelegentlich werden Relikte von älteren Ablagerungen unter den jüngeren Sedimenten angetroffen. So stehen östlich von Kennelbach entlang dem Wendelinbach unter den „Hochwacht-Schichten“ s.l. (Delta-schotter mit unterliegenden Seetonen aus dem Früh-Hochwürm) die Relikte eines älteren, erodierten Schotterkörpers an, der relativ wenige Kristallingerölle enthält. Die Hauptmasse der pleistozänen Ablagerungen in den höheren Bereichen des Pfänderstocks stammt aus der letzten Eiszeit (Oberes Würm).

Die südlich angrenzende Ältere (Subalpine) Molasse wurde stärker tektonisiert. Mergelige Gesteine herrschen vor. Meist bilden Sandsteine und Konglomerate die Wasserscheiden. Die Molasserücken reichen nirgendwo in den Alpen höher als in Vorarlberg und im östlich anschließenden Allgäu (1000–1400 m). An der Nordseite der höchstreichenden Wasserscheiden, wie am Hochhäderich und im Lecknertal, sind fossile Karbecken und Lokalmoränen aus dem Pleniglazial des Oberen Würm erhalten (DE JONG, DE GRAAFF & RUPKE, 1995). Instabile Hangbereiche und fossile, spät- bis postglaziale Großbrutschungen bzw. Bergstürze sind im Bereich der Subalpinen Molasse häufig anzutreffen (DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN, 2001; SEIJMONSBERGEN et al., 2005).

Bereits in den ersten Eiszeiten und Zwischeneiszeiten wurden im Vorderen Bregenzerwald die höheren, mergeligen Formationen des Helvetikums und die

angrenzenden, relativ weichen Gesteine der Unteren Meeresmolasse von den Flüssen bzw. Gletschern stark ausgeräumt. Damit entwickelte sich das Bregenzerachtal zum Haupttal des Bregenzerwaldes. Die eiszeitlichen Talgletscher konzentrierten sich in einem Hauptgletscher, der für die weitere Eintiefung des Beckens von Andelsbuch, Schwarzenberg, Egg und Lingenau verantwortlich war. Vom Bödele oder von der Kanisfluh aus gesehen, zeigt sich dieses teils mit späteiszeitlichen Sedimenten gefüllte Becken sehr gut.

Auch in den südlicheren Tälern des Vorderen Bregenzerwaldes sind pleistozäne Ablagerungen reichlich vorhanden. In den höheren topographischen Bereichen (allgemein >1000 m) sind es überwiegend glazigene Ablagerungen aus der letzten Eiszeit (Oberes Würm). In niedrigeren Bereichen handelt es sich um Grundmoränenflächen, die im Spätglazial freigelegt wurden, und um fluviatile, fluviodeltatische und lakustrine Sedimente, die aus den späteren Stadien des Oberen Würm stammen. Die höchstliegenden spätglazialen Stauseesedimente befinden sich in der oberen Talstrecke des Bolgenachtals (>900 m, östlich von Vorarlberg bis zirka 1000 m) und im Subersachtal (>900 m). Diese Ablagerungen überdecken an vielen Stellen die Relikte der (viel stärker verdichteten) frühglazialen Seeablagerungen. Lokal wurde auch Grundmoräne zwischen den älteren und den jüngeren Stauseesedimenten angetroffen (siehe z.B. DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN [2001]).

Helvetikum (Mittlerer Bregenzerwald und Rheintal)

Südlich der Molasselandschaft befinden sich die helvetischen Gebirgsketten. In der helvetischen Landschaft fallen die imposanten, nach Norden und Nordwesten exponierten Kalksteinwände auf. Hier stehen Formationen aus dem Oberen Jura (Quinten-Formation), aber vorwiegend aus der Unteren Kreide (Örfla-Formation, Kieselkalk, Schrattekalk) an. Wie in einigen Schluchten und Karen beobachtet werden kann, sind manchmal auch relativ stabile Sektionen der Drusberg-Formation beteiligt. In synklinalen Bereichen führen Mergel der Oberen Kreide (z.B. Amden- und Wang-Formation) zu instabilen Hanglagen, wo Spaltenbildungen auf ein ständiges Gesteinskriechen hinweisen. Davon sind beispielsweise große Areale an der Nordseite des Frödischtals betroffen.

Umfangreiche Komplexe von Quartärablagerungen sind zum Beispiel am Fuß der Nordwand der Winterstaude und im Ebnitertal anzutreffen. Im Rheintal sind für die Rekonstruktion der Eiszeitge-

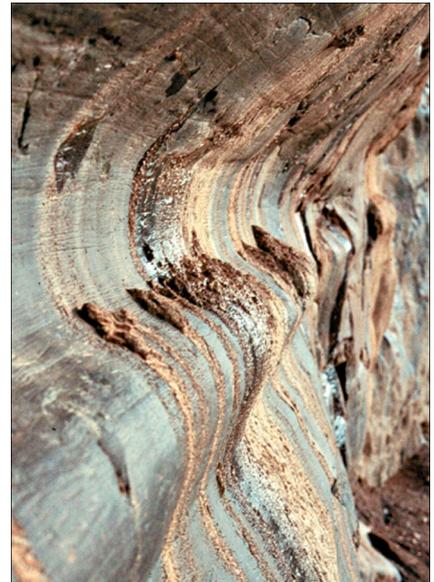


Abb. 4.
Gletscherschliff im Kieselkalk.
Steinbruch Rhomberg in Hohenems-Unterklien.
Foto: Emil BÜCHEL.

schichte die zahlreichen Eisrandterrassen und Trockentäler zwischen Feldkirch und Götzis von Bedeutung. Dieses Gebiet ist die Schlüsselstelle für die späteiszeitlichen Verbindungen zwischen Nord- und Südvorarlberg. Die Eisrandterrassen und Schotterrücken sind im Spätglazial durch die Entwässerung der bereits eisfreien Seitentäler entstanden. Die Trockentäler sind an sich viel älter und weisen nach, dass ähnliche Prozesse sich in früh- und spätglazialen Zeiten von früheren Talvergletscherungen abgespielt haben. Eine Synthese der sich wiederholt abspielenden Ereignisse bietet DE GRAAFF (1996).

Die Ablagerungen des Oberen Würm spiegeln einen rasch ablaufenden Eisrückzug wider, wobei die im Anfang noch vereinten Illtal- und Rheintalgletscher sich in einigen Jahrhunderten sprungweise aus diesem Raum zurückzogen. Die finale Trennung der Ill- und Rheingletscher, die letzten Stadien sowie das Verschwinden des Illgletschers wurden anhand der Landschaftsformen und Ablagerungen im Raum Rankweil und Göfis dokumentiert. Am Gasserplatz westlich von Göfis sind flora- und faunareiche Seekreide-Ablagerungen der letzten 3000 Jahre des Pleistozäns erhalten. Das Moorgebiet erlaubt damit die Rekonstruktion der spät- bis postglazialen Vegetations- und Klimageschichte (DE GRAAFF, KUIJPER & SLOTBOOM, 1989; MOLENAAR, 1993; DE GRAAFF & DE JONG, 1995).

Flyschzone (N-Walgau – Großwalsertal)

Auch in der südlich angrenzenden Flyschzone entwickelten sich hauptsächlich Längstäler. Die stark gefalteten,

meist mergelreichen Flyschgesteine verwittern und erodieren leicht und werden rasch abgetragen. Durch glaziale Ausräumung entstand die breite untere Talstrecke des Illtals, und fast parallel dazu entwickelte sich in der Flyschzone die untere Talstrecke des Großwalsertals wie auch der obere Teil des Laternsertals.

Die Bezeichnung „Flysch“ stammt von „fließen“: Massenbewegungen, darunter Großbrutschungen, herrschen vor. SIMONS (1985) beschreibt Doppelgratbildungen, die durch Großbrutschungen entstanden sind. Zahlreiche Hangpartien sind instabil und lokal auch jetzt noch immer in Bewegung. So sind östlich von Schnifis trockenalartige Spalten und Rücken durch (sub)rezentes Gesteinskriechen entstanden (RUPKE & DE JONG, 1983; siehe auch KELLER, 1988). Die Eisrandverbindungen der pleistozänen Vergletscherungen entlang der Nordflanke des Illtals sind daher nicht leicht zu verfolgen. Eiszeitliche und nacheiszeitliche Geländeformen wechseln hier ständig miteinander ab. Sie zeigen außerdem die gleiche Streichrichtung wie die Gesteine im präquartären Untergrund. So sind glazial erodierte Gesteinsrücken und -mulden, Moränenwälle und Trockentäler manchmal schwierig zu unterscheiden und zu interpretieren. Eisrandterrassen sind in den unteren Hangbereichen zwar sparsam entwickelt, aber zum Teil durch die Kiesgewinnung und öfter von Massenbewegungen zerstört.

Gegen Ende des Oberen Würm wurde die mittlere und untere Talstrecke des Großwalsertals eisfrei. Als noch Eis von Klostertal- und Illtalgletscher den Ausgang blockierte, bildete sich ein Stausee. Die Stauhöhen senkten sich sprungweise von zirka 880 bis 760 m ab. Eine relativ lang andauernde Stauhöhe lag in zirka 800 m, wie markante Deltaterrassen an den Mündungen des Marulbachs und von kleineren Seitenbächen nachweisen (vergleiche SIMONS, [1985] und KELLER [1988] mit WANSINK [1990]). Der Stausee verhinderte die Sedimentzufuhr zum Illtal. Dies erklärt, warum fluviatile Eisrandterrassen in korrespondierenden Höhenlagen im Bereich von Thüringerberg kaum vorhanden sind.

Kalkalpen (S-Walgau – Rätikon)

Die Nördlichen Kalkalpen ziehen von den Drei Schwestern im Westen bis nach Lech und weiter durch die Ostalpen. Markant sind die Hauptdolomitwände mit ihren mächtigen, postglazial entwickelten Schuttkegeln und Schuttflächen.

Unter dem Hauptdolomit befinden sich, oft lokal in Störungszonen tekto-

nisch angehäuft, die evaporitischen Sulfatgesteine der Raibl-Formation (Anhydrit und Gips). Sie verursachen durch ihre hohe Löslichkeit eine besondere landschaftliche Dynamik. Aktive Karstprozesse treten sowohl oberflächlich als auch unterirdisch auf. Einerseits führt die Verkarstung zu raschen Abtragungsprozessen, wobei große Einsturzdolinen im überlagernden Hauptdolomit entstehen können (z.B. Kessiloch und Bärenloch im südlichen Walgau; SEJMOMBERGEN, 1992). Andererseits wirkt sulfatreiches Wasser manchmal konservierend auf Quartärablagerungen ein. Wenn sulfat- und karbonatreiches Wasser sich mischen, dann kristallisiert das Karbonat. So entstanden und entstehen zahlreiche Hangbrekzien und Konglomerate wie das Bürser Konglomerat und die unterschiedlich verkitteten Talfüllungen im Gamperdonatal, die ohne rasche Zementierung nicht erhalten geblieben wären.

Weil der Illtalgletscher für das Entstehen dieser konglomerierten Ablagerungen mitverantwortlich war (er hat die Seitentäler mehrfach abgeriegelt und war also verantwortlich für das Anstauen der Entwässerung mit Stauseebildungen), sind damit Schlüsselstellen für die Rekonstruktion der Eiszeitgeschichte in Vorarlberg entstanden (SEJMOMBERGEN, 1992; DE GRAAFF, 1992a,b, 1993, 1996; DE GRAAFF & SEJMOMBERGEN, 1993).

Hangbrekzien wurden früher oft der Raibl-Formation zugerechnet. Obwohl sehr lokal, z.B. im Gampbachtal, in den untersten Partien des Hauptdolomits syngenetische Dolomitbrekzien angetroffen wurden, werden die meisten Brekzien in den rezenten Studien eher als Quartärablagerungen betrachtet. So sind die Brekziensäulen im Gampbachtal oder im Lechquellengebirge aus Füllungen von Gipsdolinen entstanden. Es handelt sich um Hangschutt (meistens Hauptdolomit), der in Dolinen eingefangen wurde und dessen inzwischen verkittete Relikte nach weiterer Abtragung und Reliefumkehr jetzt als Türme in der Landschaft emporragen (CAMMERAAT et al., 1987).

In den Kalkalpen sind (neben Lokalmoränen) zahlreiche fossile Blockgletscher anzutreffen. Entscheidende Faktoren für ihr Entstehen sind

- 1) die große und rasche Produktion von Schutt durch Frostwitterung (wie im Hauptdolomit), woraus sich sowohl Lokalmoränen als auch Blockgletscher bildeten,
- 2) die topographischen Höhenlagen der Wasserscheiden, und
- 3) die regionale Klimaentwicklung im Spätglazial.

Wichtig war in bestimmten Seitentälern – wie im südlichen Walgau – das Entstehen von ausgedehnten Perma-

frostarealen. Die Permafrostzone stieg im Spätglazial der letzten Eiszeit langsam höher. Topographisch niedrig liegende Blockgletscher sind die ältesten. Sie sind gerade dort zu finden, wo die Wasserscheiden relativ niedrig sind und wo die lokalen Gletscher schon früh zurückgeschmolzen waren. Blockgletscher sind auf der Geologischen Übersichtskarte nicht separat ausgewiesen. Sie werden unter „Jungmoränen und Verbauungsschotter“ subsumiert.

Silvretta-Kristallin (Montafon)

Das Ost-West-verlaufende Klostertal markiert den tektonischen Kontakt zwischen dem sedimentären Ostalpin (Kalkalpen) im Norden und dem Silvretta-Kristallin im Süden. Die Amphibolite, Gneise und Serpentine der Silvretta lieferten die metamorphen Leitgesteine in den Ablagerungen des Ill- und Landquartgletschers, die gemeinsam die östliche Flanke des Rheintalgletschers bildeten. Gneisblöcke aus der Silvretta wurden von diesen Gletschern bis in die äußeren Jungendmoränen im Alpenvorland transportiert.

Nur in den topographisch höchsten Teilen der Silvretta sind noch aktive Gletscher anzutreffen. In diesen Bereichen sind Frost- und Auftauvorgänge für die Bildung von Hangschutt wichtig. Auch sonst herrschten hier Prozesse vor, die im Allgemeinen eine glaziale Erosionslandschaft hinterlassen haben. Die nacheiszeitlichen fluvialen Prozesse hatten hier nur geringere Auswirkungen. Massenbewegungen, variierend von Bergzerreibungen (z.B. bei Bartholomäberg an der Nordseite des Silbertals und am Gampapingerberg, südlich von St. Gallenkirch) bis zu zahlreichen größeren und kleineren Felsstürzen, treten in der Silvretta häufig auf. Mehrere Publikationen behandeln die Steinschlagproblematik in Zusammenhang mit der Schutzfunktion der lokalen Wälder (u.a. DORREN & MAIER, 2001; DORREN, 2002; DORREN et al., 2003, 2004a, 2004b).

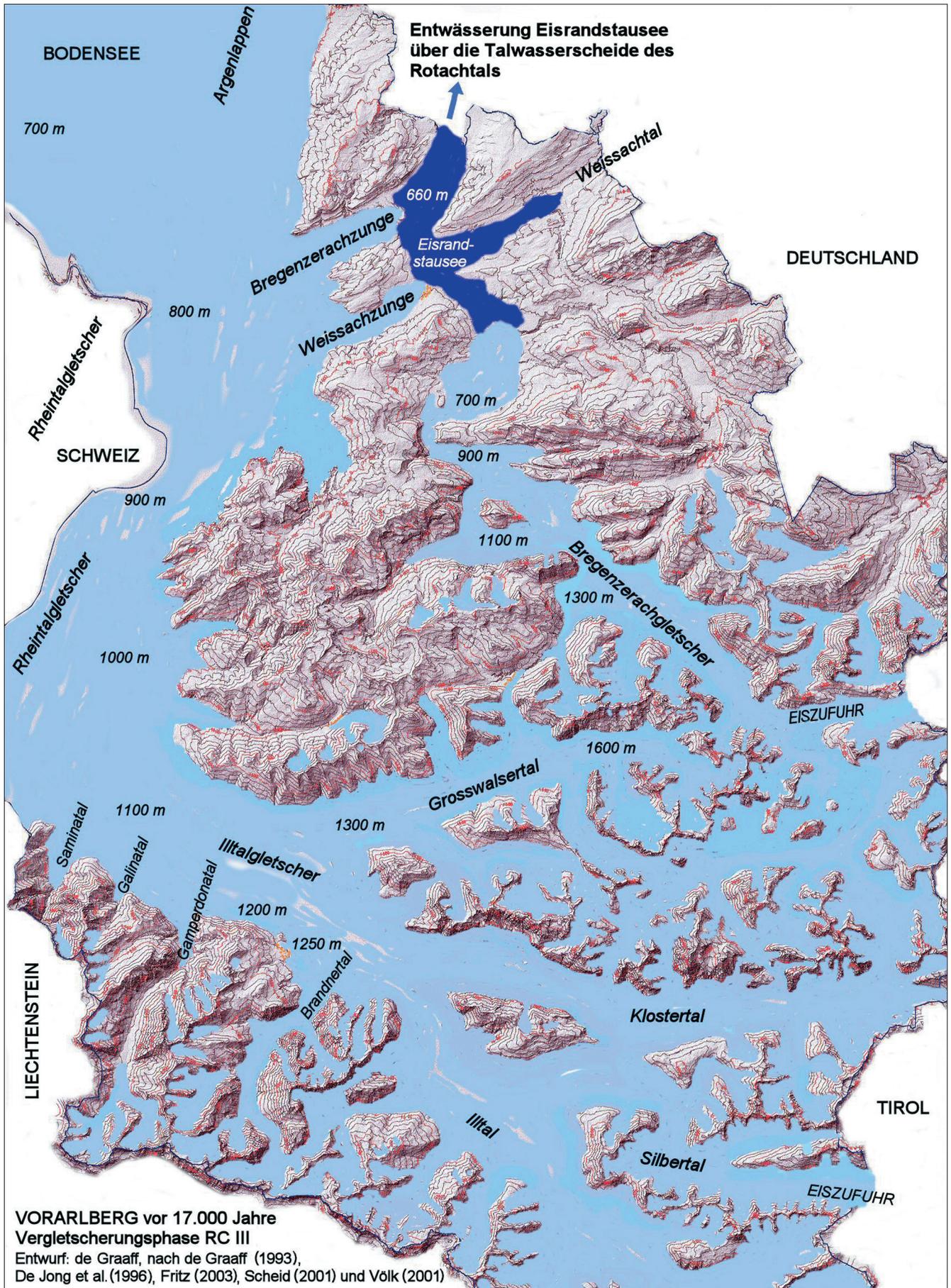


Abb. 5. Vorarlberg im Spätglazial (Drittes Rückzugsstadium RC III). Im Norden ist durch das Eindringen des Rheintalglatschers in die untere Talstrecke der Bregenzerach der Eisrandstausee des Vorderen Bregenzerwaldes entstanden (Niveau 660 m). Die Verzweigungen des Rheintalglatschers reichten im Hochglazial weit nach Süddeutschland hinein. Im Silbertal und im Bregenzerachtal wurden zusätzliche transfliuierende Eismassen aus Tirol zugeführt.

Talvergletscherungen in Vorarlberg

Aus den Klimakurven des Oberen Pleistozäns kann abgeleitet werden, dass Vorarlberg mehrfach – ganz oder zum Teil – vergletschert war. Die Gletscher waren dynamisch an die Klimaänderungen angepasst und dürften darum vielfältig fluktuiert haben.

Allgemein, aber nicht überall, folgten die Gletscher den bestehenden Tälern. Abgesehen von Transfluenzen – wo Gletschereis über die Niederungen in den Wasserscheiden in andere Täler hinein geflossen ist – haben sich im Norden Vorarlbergs und weiter westlich im Bodenseeraum Abzweigungen des Rheintalgletschers entwickelt. In den kälteren Perioden, wie in der letzten Eiszeit, vereinten sich der Illtalgletscher und der Rheintalgletscher bei Feldkirch, wobei der Illtalgletscher an der östlichen Rheintalflanke zur Seite gedrängt wurde. Weiter nördlich wurde das Eis des Illtalgletschers über die Talwasserscheide von Alberschwende in nordöstlicher Richtung abgelenkt. Es folgte eine weitere Abzweigung des eigentlichen Rheintalgletschers in die untere Talstrecke der Bregenzerach (KRASSER, 1936). Bei Hochstand floss er über die Talwasserscheide des Rotachtals ins süddeutsche Alpenvorland hinein. Diese beiden in den Vorderen Bregenzerwald eindringenden Gletscherabzweigungen verhinderten, dass der Bregenzerachgletscher überhaupt das Rheintal erreichen konnte. Er wurde beim Hochstand gezwungen, entlang der Südseite des Weißachtals in nordöstlicher Richtung abzubiegen. Im Oberen Würm wurde die Nordseite dieses Tals vom Eis des Illtalgletschers eingenommen, wie aus der petrographischen Zusammensetzung der letzteiszeitlichen Ablagerungen abgeleitet werden kann (vergleiche KRASSER [1936] mit SIMONS [1985]; DE JONG et al., [1995]). Abb. 5 zeigt eine Übersichtskarte mit der Rekonstruktion einer der spätglazialen Vergletscherungsphasen Vorarlbergs.

Viele Geländeformen in Vorarlberg haben einen eiszeitlichen Ursprung. Erosive Großformen wie Kare und U-förmige Täler entstanden bereits im Unteren bis Mittleren Pleistozän. Die meisten Ablagerungen sind viel jünger. Soweit derzeit bekannt, stammen nur wenige, verfestigte Ablagerungen wie das Bürser Konglomerat und die älteren Talfüllungen im Süd-Walgau aus der Rib-Eiszeit (DE GRAAFF, 1993; OSTERMANN, SANDERS & KRAMERS, 2006).

Die meisten quartären Sedimente sind entweder mit dem Aufbau und Ablauf der letzten Talvergletscherung des Oberen Würm verbunden oder sie wurden nacheiszeitlich abgelagert. Wir werden uns daher in diesem Beitrag auf die Rib- und Würm-Eiszeit beschränken.

Anhand der Formengesellschaften und eiszeitlichen Ablagerungen werden (im Bregenzerwald, Rheintal und Illtal) verschiedene Typen von Seitentälern unterschieden (DE GRAAFF, 1996):

a) Fluvial entstandene Täler, die kaum oder nicht durch die Talvergletscherungen überformt sind. Beispiele findet man im Rheintal: u.a. Mühltoibel, Ratzbach und Klausbach.

b) Glazial geprägte Seitentäler, die in Vorarlberg in den hoch liegenden Gebirgsbereichen angetroffen werden (z.B. das Wasserstubental, ein Seitental des Silbertals).

c) „Mixed-type valleys“, die von einer fluvial geprägten unteren Talstrecke und einer glazial geprägten oberen Talstrecke charakterisiert werden (davon gibt es zahlreiche Beispiele

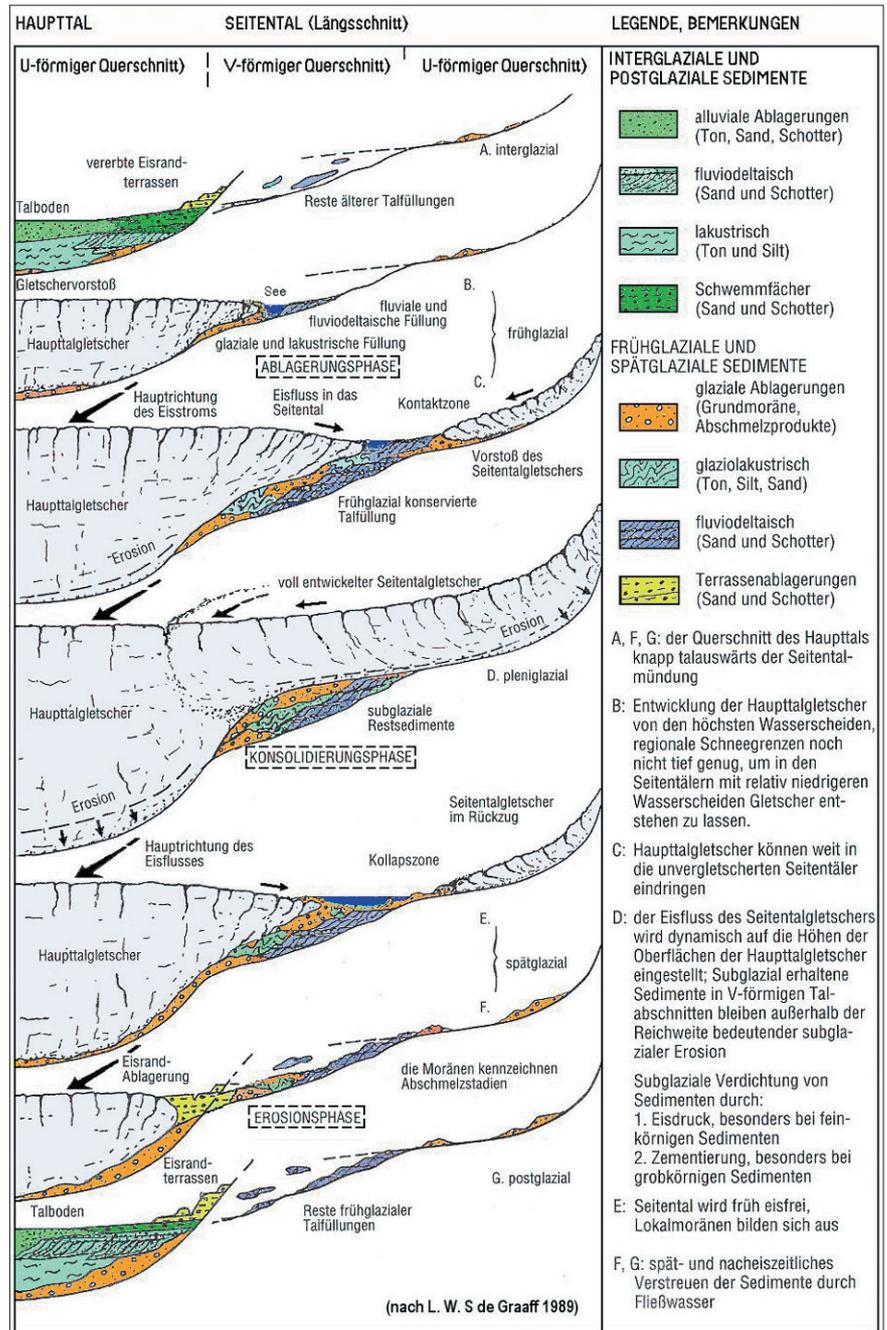


Abb. 6. Das „Walgau-Vergletscherungsmodell“ erklärt die Entwicklung von „mixed-type valleys“. Charakteristisch ist die permanente, bereits vor dem Mittleren Pleistozän entwickelte Zweiteilung in 1) eine fluvial geprägte untere Talstrecke mit steilen Gradienten und Relikten von frühglazialen Talfüllungen, und 2) eine glazial geprägte obere Talstrecke mit relativ niedrigen Gradienten und häufig Lokalmoränen. Nach DE GRAAFF (1989).

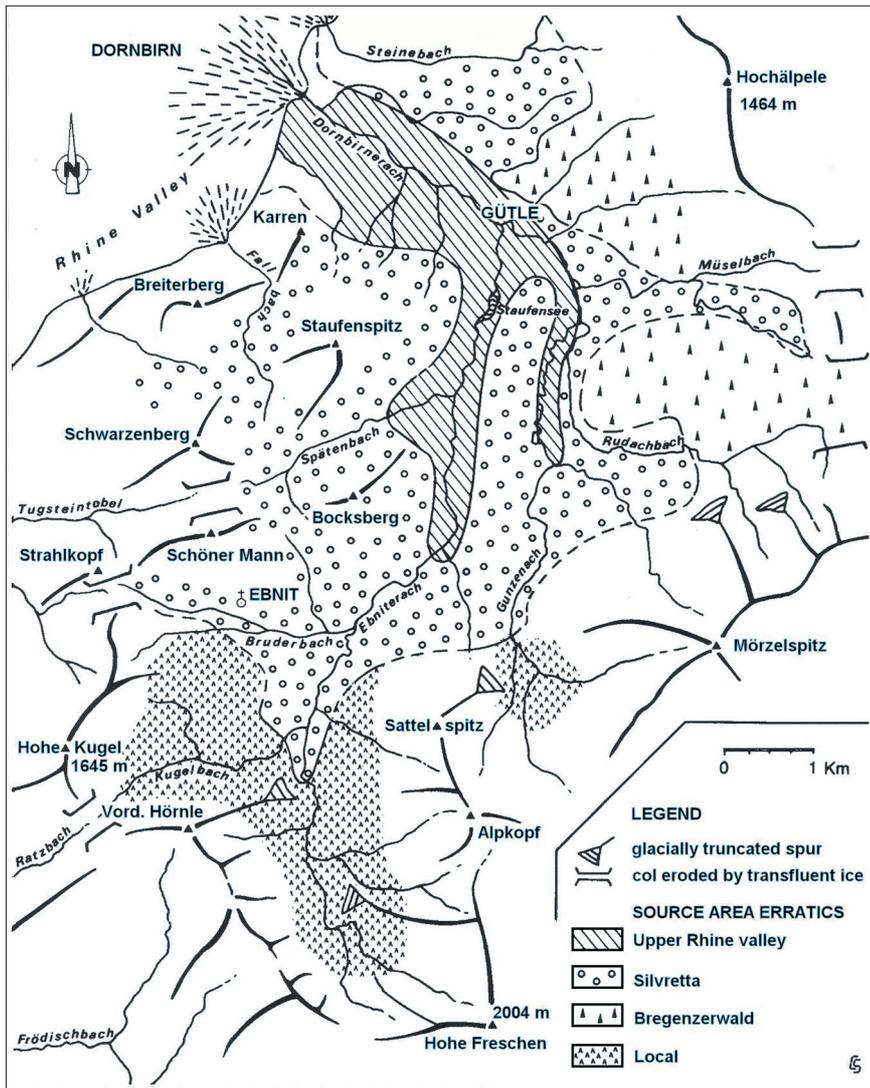


Abb. 7. Die Verteilung der Erratiker im Ebnitertal belegt das weite Eindringen des Rheintalgletschers im Früh- und Spätglazial des Oberen Würm. Ähnliche Prozesse spielten sich in allen Seitentälern des Rhein- und Illtals ab. Nach SMIT SIBINGA-LOKKER (1964).

wie das Laternsertal, Gamperdonatal und Saminatal).

„Mixed-type valleys“ haben relativ niedrig liegende Wasserscheiden. Diese vergletscherten im Vergleich zu den Haupttälern als Folge einer allmählich absinkenden Schneegrenze relativ spät. In spätglazialen Zeiten wurden die unteren Talstrecken als erste wieder freigelegt (DE GRAAFF, 1992, 1993). Dieses „Walgau Glaciation Modell“ (WGM) wurde zuerst anhand der vorhandenen Sedimente und Landschaftsformen für das Gamperdonatal entwickelt. Es wurde später für die meisten Seitentäler im Rheintal, Walgau, Rätikon und Montafon bestätigt (z.B. SEIJMONSBERGEN, 1992; VAN NOORD, 1996). Das Modell wurde entwickelt aufgrund von faziellen Unterschieden und einer Zweiteilung in 1) frühglaziale, durch Eisdruck verdichtete (vom Gletschereis beim Hochstand überfahrene) Sedimente und 2) spätglaziale Sedimente, die davon nicht betroffen sind.

Sedimente und Geländeformen erklären die frühglazialen Talfüllungen, die weitere Verteilung der meisten pleistozänen Ablagerungen und die Entwicklung der meisten Seitentäler des Rhein- und Illtals in Vorarlberg. Dennoch hat jedes Tal seine eigene geomorphologische und quartärgeologische Geschichte. So ist z.B. die Entstehung des Bürser Konglomerats räumlich und zeitlich als Einzelereignis zu betrachten, weil in Vorarlberg keine anderen, mit ihm korrelierbaren Ablagerungen vorhanden sind (DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN, 1993).

Die Vergletscherung von „mixed-type valleys“ verläuft in mehreren Phasen. In den fluviatil geprägten, V-förmigen unteren Talstrecken der Seitentäler sind Relikte von früheren Talfüllungen vorhanden (Stadium A). Am Anfang der Vergletscherung baut sich zunächst der Haupttalgletscher bis in beträchtliche topographische Höhen auf, wobei er in die unteren Seitentalstrecken eindringt. Manchmal entwickeln sich dabei Stau-

seen. Diese unteren Talstrecken (inklusive eventuell vorhandener Schluchten) werden allmählich mit Ablagerungen gefüllt (Akkumulationsphase B bis C). Dieser Prozess spielt sich ab, bevor sich die Seitentalgletscher entwickeln und bevor eine Verbindung mit den Haupttalgletschern zustande kommt. Diese erfolgt erst später im Übergangsbereich zu den glazial geprägten oberen, im Querschnitt U-förmigen Talstrecken.

Erst ab diesem Zeitpunkt entsteht ein normales Eisstromnetz, wobei die Seitentalgletscher an das Niveau des Haupttalgletschers angepasst sind und über die mit Sedimenten gefüllten unteren Talstrecken abfließen, ohne die darin vorhandenen Talfüllungen zu erodieren. Nur verdichten sich die feinkörnigen Partien dieser Talfüllungen unter dem Eisdruck des Gletschers (Konsolidierungsphase D). Wird das Klima wieder wärmer, so schmelzen zuerst die Seitengletscher (mehr oder wenig sprunghaft) zurück und trennen sich von den Hauptgletschern. In den oberen Seitentalstrecken können dann Lokalmoränen entstehen. In den nun eisfreien Bereichen der Seitentäler entwickelt sich wieder eine Entwässerung, die die Talfüllungen angreift. Das erodierte Material wird talabwärts der Seitentalmündungen entlang dem Haupttalgletscher verfrachtet und abgelagert, bevor das Wasser am Gletscherrand versickert (Erosionsphase E bis F).

Nach Ende der Talvergletscherung sieht die Lage mehr oder weniger ähnlich aus wie am Anfang einer Eiszeit (Phase G). Die nacheiszeitliche vertikale Erosion der Flüsse ist meist beschränkt: An vielen Stellen, wie z.B. im Gamperdonatal und im Gampbachtal sind die Reste der jüngsten pleistozänen Talfüllungen noch in situ unter dem heutigen Bachbett vorhanden.

In den Aufbauphasen der Talvergletscherungen entwickelten sich der Rheintal- und der Illtalgletscher relativ früh im Vergleich zu den meisten Seitentalgletschern. Sie blockierten dann die Entwässerung bzw. Eisabfuhr aus zahlreichen Seitentälern im Rheintal, Bregenzerwald und im Walgau. Öfters drängten sich der Rheintalgletscher und Illtalgletscher dabei weit in die Seitentäler hinein. Diese Verhältnisse existierten auch in den Abbauphasen im Spätglazial, als die Seitentalgletscher schon weit zurück geschmolzen waren (z.B. im Ebnitertal, Abb. 7).

Vor allem am Anfang, aber auch am Ende einer Talvergletscherung entwickelten sich Stauseen, in denen sich die fluvial und glazial zugeführten Sedimente ansammelten. Nur in den pleniglazialen Zeiten bestand ein geschlossenes Eisstromnetz. Nur damals war auch der Vordere Bregenzerwald völlig mit Gletschereis überdeckt, wie zuletzt im Pleniglazial des Oberen Würm.

Tabelle 2.

Chrono- und Morphostratigraphie der Talvergletscherung des Oberen Würm.

Die morphostratigraphischen Rekonstruktionen der niederländischen Arbeitsgruppe sind mit ^{14}C -Daten im Alpenvorland verknüpft. Die meisten Lokalmoränen in Vorarlberg werden nicht als spätglaziale Vorstoßmoränen, sondern als Rückzugsmoränen der glazialen Abbauphasen interpretiert. Sie sind nach dieser Auffassung durch die Trennung von Haupt- und Seitentalgletscher entstanden und werden nicht mit späteren Ereignissen verbunden. Obwohl bestimmte Lokalstadien mit Wiedervorstoßen korreliert werden können, waren diese nirgendwo weitreichend genug, um Geländeformen und Ablagerungen, die durch die Trennung der Gletscher entstanden, zu zerstören. ^{14}C -Datierungen um 20 000 v.h. (entsprechend 23 000 bis 24 200 Kalenderjahren v.h.) markieren RC I in der Nähe von Schaffhausen (GEYH & SCHREINER, 1984).

CHRONO- UND MORPHOSTRATIGRAPHIE DER TALVERGLETSCHERUNG DES OBEREN WÜRMS IM BEREICH DES BODENSEES UND DES ALPINEN RHEINTALS VORARLBERG				
ZEIT (Kalend.- Jahre vor Heute)	OBERE WÜRMS nach De Graaff c.s in kY BP	BODENSEE-RHEINTAL Haupt- und Lokalstadien nach Keller & Krays 2005	BODENSEE-RHEINTAL Hauptstadien nach De Jong 1983, De Jong, de Graaff & Rupke 1995, De Graaff & De Jong 1995 relevante ^{14}C - Datierungen in rot	RHEINTAL-ILLTAL Lokalstadien und Bemerkungen (zwischen Klammern: weniger wichtig) nach De Graaff 1992b, 1994; De Jong et al. 1995
- 14.800 -			tonreiche Basissedimente im Sedimentprofil Gasserplatz	- (FELDKIRCH-GASSERPLATZ)
- 15.000 -				- FELDKIRCH-AGASELLA
- 200 -	Spät-		LETZTE ABBAUSTADIEN	- (FELDKIRCH-VALDUNA)
- 400 -			 zahlreiche fluviale Eisrand- terrassen im Rheintal (wie auch im südlichen Walgau)	- KOBLACH-SANKT ARBOGAST
- 600 -				- KLAUS-MATIONSWIESE
- 800 -				- KLAUS-PLATTENWALD
- 16.000 -	Gla-	(~ Lokalstadien)		
- 200 -				- BREGENZ-ÖLRAIN-WOLFURT
- 400 -				
- 600 -	16,6			- RAINBERG-SULDIS
- 800 -	16,8			obere Eisrandterrassen Galina-Gurtis
- 17.000 -	zial	- <u>WEISSBAD-KOBLACH</u>		
- 200 -			RECESSIONAL COMPLEX III (~ Konstanz s.l.)	- (GARTIS-ÜBERSAXEN)
- 400 -				
- 600 -				- GULMALP-GRÖLLERKOPF
- 800 -				
- 18.000 -	18,0	- <u>KONSTANZ / HURDEN</u>		- ROSSBODEN-VALSCHERINA
- 200 -			Steisslingen 14.800±120 BP Geyh & Schreiner '84 (Ende RC II) RECESSIONAL COMPLEX II (etwa identisch mit Stein am Rhein) Schweinberg 15.090±80 BP De Jong '83	- ÄUSSERE GAMPALP (erste Trennung Haupt- und Seitentalgletscher im S-Walgau)
- 400 -	18,4			
- 600 -	--- ?---			
- 19.000 -	Pleni-	- <u>STEIN AM RHEIN / ZÜRICH</u>		
- 20.000 -				
- 21.000 -	gla-	- FEUERTHALEN		- ÜBERGANGSSTADIEN
- 22.000 -	zial			
- 24.000 -	23,0-24,2	- <u>SCHAFFHAUSEN</u> Würm-Maximum		- RECESSIONAL COMPLEX I (etwa identisch mit Schaffhausen) Würm-Max., Gletscherhöhe Feldkirch >1700 m ⇒ Hauptvorstoß des Rheingletschers
- 26.000 -				
- 28.000 -	---?---			Eisrandtasee Bregenzerachtalmündung ~ 620-630 m
- 30.000 -	Früh- 29,0 ? Glazial ?---			Jüngste Talfüllungen im S-Walgau: Samina-, Galina-, Gampbach- und Gamperdonatal (Jüng. Konglom. 700-1400 m)
	MITTL. WÜRMS			
DE GRAAFF, DE JONG & SEIJMONSBERGEN 2007				

Vorarlberg im Oberen Würm

Die Würm-Eiszeit, die bereits vor zirka 115 000 Kalenderjahren einsetzte und rund 11 500 Kalenderjahre (~10 200 ¹⁴C-Jahre) vor heute endete, war durch ständige Klimaänderungen mit vielen Stadien (kälteren Perioden) und Interstadialen (wärmeren Perioden) geprägt. Dies belegen Klimakurven, die aus Kernbohrungen im Gletschereis von Grönland abgeleitet wurden. Für diese Zeitperiode werden im Grönlandeis 24 Interstadiale mit dazwischenliegenden Kaltzeiten unterschieden (JOHNSEN et al., 1992), die zum Teil mit den aus Nordwest-Europa bekannten Interstadialen korreliert wurden. Die Gletscher dürften in der Würm-Eiszeit also ständig fluktuiert haben. Jedenfalls setzte die letzte Hauptvereisung erst zirka 30 000 Kalenderjahre vor heute (zirka 26 000 ¹⁴C-Jahre) im Oberen Würm ein.

Als Oberes Würm wird in den Ostalpen im Allgemeinen die Zeitperiode von 25 000 bis 10 000 ¹⁴C-Jahre vor heute

bezeichnet (CHALINE & JERZ, 1984). Für Vorarlberg gibt es gute Argumente, den Beginn mit mindestens 26 000 J.v.h. zu datieren (¹⁴C-Zeit, entsprechend ca. 30 000 Kalenderjahren; DE GRAAFF & DE JONG, 1995). Für Nordwest-Europa wird diese Zeitgrenze mit dem Beginn der Weichsel-Eiszeit noch weiter auf zirka 28 000 bis 27 000 ¹⁴C-J.v.h. zurückgelegt. Es sei hier bemerkt, dass die Kalibrierung von ¹⁴C-Datierungen nach Kalenderjahren aufgrund der heutigen Kenntnisse bis etwa 22 000 ¹⁴C-Jahre bereits gut möglich ist. Für ältere Datierungen ist die Fehlerbreite noch relativ groß und es ist mit Abweichungen von tausend Jahren oder mehr zu rechnen (VAN DER PLICHT et al., 2004).

Das Alter der meisten pleistozänen Ablagerungen in Vorarlberg ist nicht gesichert. Nur aufgrund der bestehenden ¹⁴C-Datierungen im Bodenseeraum konnte nach flächendeckenden Kartierungen ein Zeitbild der Eiszeitgeschichte

des Oberen Würm in Vorarlberg aufgebaut werden. Eine Übersicht der Ausbreitung und Hauptphasen des Rheintalglaziers im Bodenseeraum während des Oberen Würm wird in Abb. 8 gegeben (aus DE GRAAFF & DE JONG, 1995, nach KELLER & KRAYSS, 1988). In dieser Karte ist auch die Lage der bis jetzt bekannten ¹⁴C-Datierungen eingetragen. Für eine weitere Übersicht siehe DE GRAAFF & DE JONG (1995). Noch gibt es Unstimmigkeiten über das genaue Alter der Hauptstadien im Bodenseeraum. Zwei Varianten sind in Tabelle 2 beleuchtet.

Frühglazial Hochglazial Erster Rückzugskomplex (RC I)

Kurz nach 30 000 Kalenderjahren vor heute (nach zirka 25 000 J.v.h. in ¹⁴C-Zeit) erreichte der vorstoßende Rheingletscher das Bodenseegebiet. Er drängte in die Mündung des Bregenzerachts hinein, bildete einen Stausee im Vorderen Bregenzerwald und stabilisierte sich östlich von Bregenz-Hochwacht. Dort wurde viel Material (meist ausgewaschene, teils gestauchte Schotter) als Talfüllung hinterlassen. Danach folgte ein lokales Rückschmelzen und eine Stabilisierung dieses Gletschers, ein kurzes Interstadial. Auch an der Westseite der vorerwähnten Talfüllung entwickelte sich nun ein Stausee (Stauseehöhe rund 620–630 m). Durch die ständige Entwässerung aus dem Bregenzerwaldsee wurde dabei viel Talfüllungsmaterial wieder in westlicher Richtung transportiert und umgelagert. So bildeten sich die Deltaablagerungen der Kiesgrube Hochwacht, die auf 23 900±400 J.v.h. (¹⁴C) datiert wurden (DE GRAAFF, 1992a, 1992b; entsprechend um 29 000 Kalenderjahre v.h.). Hochwacht ist bis jetzt die einzige Stelle in den Alpen, wo die Lage eines Hauptglaziers während einer Aufbauphase festgelegt und dokumentiert werden konnte.

Kurz danach ist der Rheingletscher weit in das Alpenvorland vorgestoßen. Dabei wurden die Ablagerungen von Hochwacht vom Gletschereis überfahren, lokal deformiert und leicht erodiert und zum Teil mit dünnmächtiger Grundmoräne überdeckt. Die unterliegenden Seetone wurden unter dem Eisdruck sehr stark verdichtet. Der Eishochstand wurde vor 20 000 ¹⁴C-J.v.h. bzw. vor zirka 24 000 Kalenderjahren erreicht.

Im Alpenvorland belegt der Recessional Complex I (RC I) nach DE JONG (1983) bereits das erste Rückzugsstadium nach dem eigentlichen Maximalstand des Rheintalglaziers. Diese Eisrandablagerungen sind sonst seit PENCK

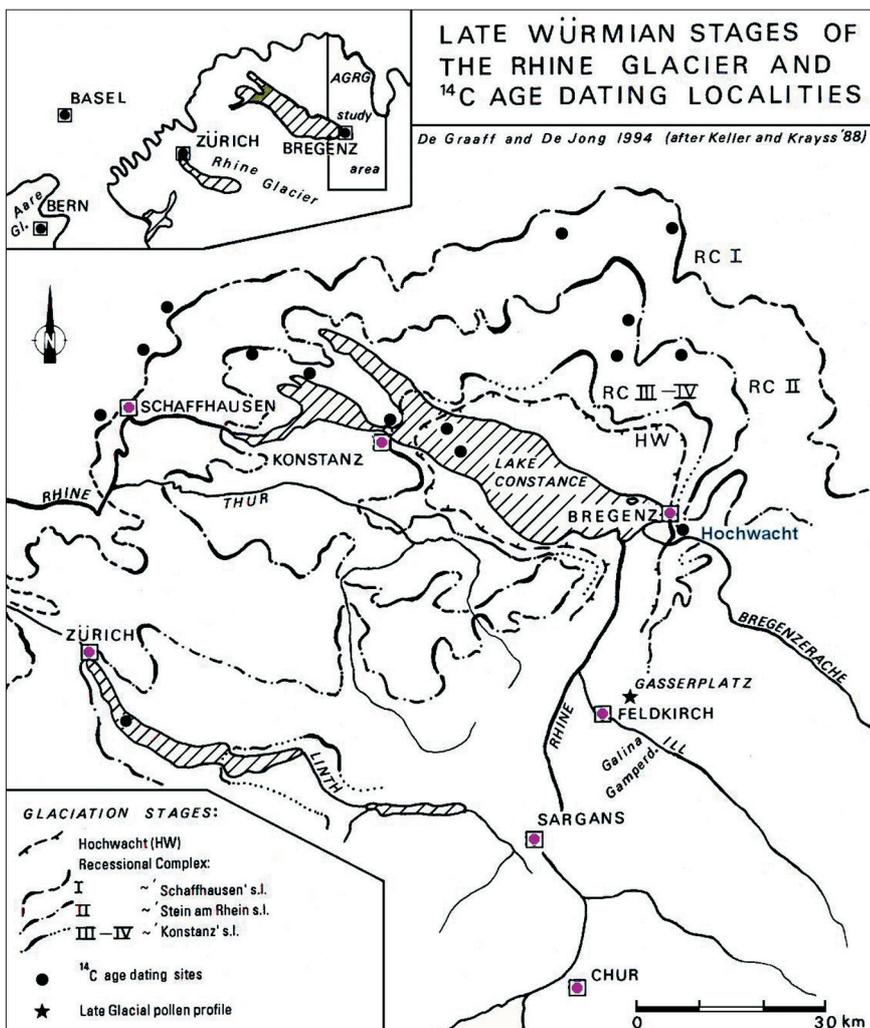


Abb. 8. Die Hauptstadien des Rheintalglaziers im Bodenseeraum während des Oberen Würm. Das Hochwacht-Stadium (HW) markiert eine frühglaziale Vorstoß- und Stabilisierungsphase. RC I, II und III kennzeichnen die ungefähre Lage der Ablagerungskomplexe der wichtigsten Rückzugsstadien. Die Lokalitäten der meisten relevanten ¹⁴C-Datierungen sind eingezeichnet.



Abb. 9. In den Deltaablagerungen in der Kiesgrube Hochwacht finden sich Gerölle, die unter dem Druck der maximalen Eisüberdeckung gequetscht wurden. Zerbrochene Kalksteingerölle sind teilweise wieder karbonatisch verkittet.

Foto: Leo DE GRAAFF.

& BRÜCKNER (1909) als „Äußere Jungendmoränen“ bzw. als „Schaffhausen“ s.l. (z.B. SCHREINER, 1992; KELLER & KRAYS, 2005) mit unterschiedlichen Substadien bekannt. Sie bildeten sich rund 20 000 bis 18 000 J.v.h. (^{14}C -Zeit, siehe u.a. GEYH & SCHREINER [1984]) und wären kalibriert auf ca. 24 500 bis 22 500 J.v.h. anzusetzen. RC I ist in Vorarlberg nur im Bereich des Hochhäderichs vertreten. Die Ausschmelzgrenze der Eisüberdeckung lag damals zu weit nördlich. Im Vorderen Bregenzerwald und im Großraum Bregenz wurde vermutlich ein Eishochstand erreicht, der mit 1500–1600 m jedenfalls beträchtlich höher war, als überwiegend angenommen wird. So wurden z.B. relativ harte Gerölle (Kalkstein, Sandstein) in den Deltaablagerungen der Kiesgrube Hochwacht unter dem Eisdruck gebrochen und zerquetscht (Abb. 9).

Schneegrenzlagen von 1100–1000 m über NN konnten entlang der Nagelfluhkette im Vorderen Bregenzerwald (z.B. an der Nordseite des Hochhäderichs) und auch an der Nordseite der Winterstaude nachgewiesen werden. Vermutlich reichte sie in den kältesten Perioden noch tiefer: KELLER & KRAYS (2005) erwähnen sogar Schneegrenzlagen, die bis 900 m über NN reichten, unter Bezug auf HAEBERLI (2004), der darum eine durchgehende Eisüberflutung über die tiefgefrorenen Areale im Alpenvorland vermutet. Jedoch sind pleistozäne Periglazialerscheinungen wie Frostspalten, kryoturbate Deformationen etc. in Vorarlberg und im angrenzenden Alpenvorland auch in den älteren Ablagerungen selten. Das Klima war außerdem im Früh- und Spätglazial des Oberen Würm in Vorarlberg sehr deutlich atlantisch: Es kann darum angenommen werden, dass durchschnittlich eher eine mächtige Schneebedeckung im Winter aufgetreten ist, die tief reichenden Permafrost verhindert hat.

Zweiter Rückzugskomplex (RC II)

Nach 18 000 J.v.h. (^{14}C -Zeit, nach ca. 21 500 J.v.h. kalibriert) setzte eine Kli-

maänderung ein, worauf sich der Gletscherrand im Alpenvorland auf die Begrenzungen des Recessional Complex II (DE JONG, 1983) – ungefähr identisch mit den Inneren Jungendmoränen oder dem Stadium „Stein am Rhein“ – zurückzog.

Nach DE GRAAFF & DE JONG (1995) entwickelten sich die Inneren Jungendmoränen von 16 000 bis 15 000 J.v.h. (^{14}C -Zeit). Ein letztes Substadium von RC II (bei Karssee, im Allgäu) wurde von DE JONG (1983) auf $15\,090 \pm 80$ J.v.h. (^{14}C) datiert (ca. 18.400 J.v.h. kalibriert). Eine zusätzliche Datierung von GEYH & SCHREINER (1984: Steisslingen) mit $14\,800 \pm 80$ J.v.h. (^{14}C), ca. 18 000 J.v.h. kalibriert, schließt hier gut an.

Im Bregenzerwald ist RC II mit den höchstliegenden Moränenrücken von Schuttannen, Bödele, Sulzberg und auch im Lecknertal vertreten. Korrespondierende Gletscherrandlagen für Feldkirch werden auf 1500–1400 m eingeschätzt. Bereits vor oder am Ende von RC II beginnt der ziemlich rasche Verfall des Eisstromnetzes im südlichen Walgau, Rheintal und Bregenzerwald. Wir sehen darum hier den Übergang vom Pleniglazial zum Spätglazial (siehe Tabelle 2).

Übergang vom Zweiten zum Dritten Rückzugskomplex

Im Walgau trennten sich gegen oder am Ende von RC II zuerst die Gletscher im Gampbach- und Galinatal vom Hauptgletscher ab. Der Illgletscher konnte sich wieder in diese Täler hinein-drängen (Stadium E des WGM; Abb. 6). Eine erneute Zufuhr von kristallinen Erratikern konnte an der Gampbachtalmündung und im Galinatal bis 1400 m Höhe nachgewiesen werden (DE GRAAFF, 1993, 1996; SEIJMONSBERGEN, 1992; DE GRAAFF & SEIJMONSBERGEN, 1993). Kurz danach trennte sich der Saminagletscher vom Illgletscher. Auch der Gamperdonagletscher zog sich bald danach zurück. Die abgetrennten Seitengletscher haben Lokalmoränen hinterlassen. Die markantesten Moränenrücken in den oberen Talstrecken der Samina und im Gamperdonatal (z.B. Steg, Malbun, Nenzingerhimmel) werden vorläufig mit dem RC III (Konstanzer Stadium s.l.) korreliert.

Die Südflanke des Illgletschers wurde zuerst noch vom Eis der „mitfahrenden“ Brandner-, Rellstal- und Gampadelstal-gletscher eingenommen. Deren Erratiker sind zwischen 1400 und 1350 m an der Ostseite der Talmündung von Gamperdona anzutreffen. Diese Gletscher hielten sich länger als der Gamperdonagletscher. Sie waren noch in der Talmündung von Gamperdona aktiv, als der Gamperdonagletscher schon zurückgeschmolzen war. Erratiker des

Brandner Gletschers wurden noch in etwa 1350 m Höhe in der Talmündung von Gamperdona abgelagert. Unterhalb von 1300 m trifft man hauptsächlich Material des Illgletschers mit viel kristallinen Komponenten aus der Silvretta. Unterhalb von 900 m dominieren an der Westseite der Talmündung die fluvialen Ablagerungen des Mengbach (Gamperdona). Dies entspricht dem Stadium F in Abb. 6.

Das Abbrechen der Eiszufuhr des Brandner Gletschers zum Illtal fand südlich von Bürs bei einer Eishöhe des Illtal-gletschers von 1400 m statt (VAN NOORD, 1996). Der Kontakt zwischen den beiden Gletschern hielt jedoch länger, weil noch über Hunderte von Jahren Eis des Illgletschers in das Brandnertal hineinfließen konnte (eine Vorphase des Stadiums E im WGM; Abb. 6), bevor die eigentliche Trennung der Gletscher zustande kam. So wurden Seitentalgletscher in früh- bzw. in spätglazialen Phasen, kürzer oder länger, gleichsam von zwei Seiten ernährt. Im Mündungsbereich des Brandnertals spielte gleichzeitig auch eine Eiszufuhr des Sarotlagletschers mit.

Am Ende von RC II oder spätestens während der Übergangsphase von RC II nach RC III entwickelte sich westlich der Gampalp auf 1100 m im Galinatal der – soweit uns bekannt – älteste und topographisch niedrigst liegende, fossile Blockgletscher Vorarlbergs.

Auch im Rheintal waren die meisten Seitentäler sehr früh wieder eisfrei. Dazu gehören das Ebnitertal und die meisten kleineren Täler zwischen Dornbirn und Feldkirch. Der Rheingletscher floss dann wieder ins Ebnitertal hinein (Abb. 7). Staueeablagerungen aus früh- und spätglazialen Phasen sind hier bis 1200 m anzutreffen. Die Verknüpfung von Seitenmoränen des Laternergletschers und Illtalgletschers an der Südseite der Talmündung des Laternertals zwischen 1200 und 1400 m (Gulmalp – Gröllerkopf) weist in dieser Höhe noch auf ein geschlossenes Eisstromnetz hin. Die vorhandenen Erratiker zeigen überdies, dass damals die Ostflanke des Rheintals in diesen Höhen noch vom Eis des Großwalsertal-gletschers bzw. Kloster-tal-gletschers, das mit dem Illgletscher „mitfuhr“, eingenommen wurde. Erst später wurde auch die untere Talstrecke des Laternertals eisfrei. Dies geschah erst kurz vor oder beim Eintreten von RC III, als der Rheintal-gletscher an der Talmündung bis auf eine topographische Höhe von etwa 1000 m abgesunken war.

Im Bregenzerwald fand ab dem Ende von RC II, das heißt ab 15 000 J.v.h. (^{14}C -Zeit) bzw. 18 000 J. kalibriert, ein rasches Abschmelzen der Talgletscher statt. Große Teile des Vorderen Bregenzerwaldes wurden bald eisfrei. Eine Reihe von rückenartigen Ablationsmorä-

nen des Bregenzerachgletschers markiert westlich von Schwarzenberg den abrupten Rückgang dieses Gletschers seit dem Bödelestand (DE GRAAFF, 1986a; DE JONG, DE GRAAFF & RUPKE, 1995). Interessant ist fast überall der plötzliche Umschlag von moränenartigen Ablagerungen zu fluvial entstandenen Eisrandterrassen unter dem Einfluss der immer mehr Sediment und Wasser führenden lokalen Bäche, die dem Gletscherrand entlang abgeleitet wurden.

Eisrandstadien zwischen RC II und RC III entwickelten sich auch im Bolgenachtal und Subersachtal. Eine chronologische Verbindung wird hier gelegt zwischen einigen markanten Moränenwällen (z.B. westlich von Schönenbach, nordwestlich von Sibratsgfäll und nördlich von Sibratsgfäll im Bolgenachtal, je nach Tal in Höhen von zirka 930 bis über 1000m), die als etwa gleich alte Rückschmelzstadien bzw. Stabilisierungsstadien des Bolgenach- und Subersachgletschers betrachtet werden. Die zugehörigen Schneegrenzsenkungen werden von DE GRAAFF auf etwa 800–750m eingeschätzt und könnten damit äquivalent sein zu den Lokalstadien der Gruppe B im Süd-Walgau (FRITZ, 2003).

Im Vorderen Bregenzerwald waren zuerst das Lecknertal und bald nachher das Subersach- und Bolgenachtal eisfrei. Im Bolgenachtal und Subersachtal entwickelten sich, unter Stau des Bregenzerachgletschers, die höchstliegenden Stauseen. Frische, nicht verdichtete

Seetone sind in Höhen bis 920–930m (bis 1000m in Deutschland im Bolgenachtal) anzutreffen. Später folgte die Stauseebildung von Hittisau in einer Höhe von zirka 800m. Das Lecknertal scheint von Seebildungen frei geblieben zu sein: Es liegt dafür topographisch zu hoch. Die selbständige Vergletscherung des Lecknertals ist übrigens (anders als in DE JONG, DE GRAAFF & RUPKE [1995] erwähnt wurde) nur mit RC I- und/oder RC II- Stadien zu verbinden.

Dritter Rückzugskomplex (RC III)

Nach zirka 400 Jahren stabilisierten sich die Gletscher wieder. In dieser neuen Phase entwickelte sich im Vorderen Bregenzerwald zwischen zirka 14600 bis 14100 J.v.h. (¹⁴C) der dritte Rückzugskomplex (RC III, DE JONG, DE GRAAFF & RUPKE, 1995), der mit dem Konstanzer Stadium sensu lato im Bodenseeraum zu korrelieren wäre. Eine ¹⁴C-Datierung (Hintershausen: GEYH & SCHREINER, 1984) ergab 14100±115, entsprechend um 16800 J.v.h. kalibriert.

Im Vorderen Bregenzerwald ist RC III durch die Entwicklung eines umfangreichen Stausees in 660–650 m mit vielen Deltaterrassen markiert. Dieser Stausee umfasste das Rotachtal und die unteren Talstrecken der Bregenzerach, Weißbach und Subersach. Die Stauhöhe blieb über Jahrhunderte nahezu konstant, weil die Talwasserscheide im Rotachtal als

Überlauf fungierte und weil gleichzeitig die Entwässerung über Bregenz vom Rheintalgletscher blockiert war. Die Entwässerung des Vorderen Bregenzerwaldes wurde während dieser Zeit auf der topographischen Höhe dieses Überlaufs fixiert.

Die nördliche Abzweigung des Rheintalgletschers reichte zuerst noch bis an die Mündung des Rotachtals. Die Abzweigung des Illtalgletschers bildete zeitgleich die Moränenwallfächer von Dreßlen östlich von Alberschwende (Abb. 10). Der Bregenzerachgletscher reichte kurz vor Ende von RC III noch bis Egg (siehe Abb. 5).

Die korrespondierende Oberfläche des Rheintalgletschers könnte bei Dornbirn in einer Höhe von 850 m gelegen haben. Die mit RC III korrespondierenden Eisrandlagen im Süd-Walgau werden mit der Schneegrenzdepressionsgruppe C von FRITZ (2003) in Verbindung gebracht (Abb. 12).

Vierter Rückzugskomplex (RC IV) und letzte Abbaustadien

Im Rheintal und im unteren Illtal begann schließlich der endgültig Zerfall des Eisstromnetzes. Dabei gingen die letzten Verbindungen mit den meisten Seitentalgletschern verloren. Kurz vor 14000 J.v.h. (¹⁴C-Zeit) konnte die Entwässerung des Bregenzerwaldes plötzlich wieder Richtung Bregenz erfolgen. Die Stauhöhe der Seen senkte sich im Nu von 650 auf 600 m ab. Die Bildung von Deltaterrassen erfolgte nun in dieser Höhe (RC IV nach DE JONG, 1983). RC IV ist im Bodenseeraum wahrscheinlich gleich alt wie die Terrassen von Tett-

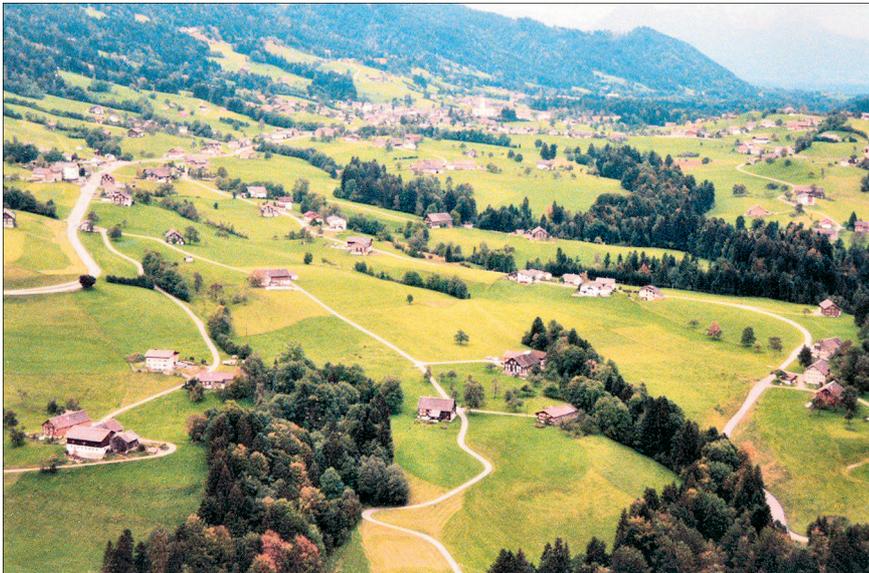


Abb. 10. Der Moränenwallfächer von Dreßlen entstand östlich der Talwasserscheide von Alberschwende (im Hintergrund auf 720 m) während RC III und markiert die damalige Lage der Abzweigung des Rheintalgletschers. Die Baumreihen zeigen die Abflussrinnen zwischen den Moränenwällen. Einige dieser Rinnen endeten im damaligen 660-m-Stausee des Bregenzerwaldes, wie durch kleine Deltaterrassen dokumentiert ist. Ganz hinten auf dem Foto befindet sich das Rheintal. Die korrespondierende Eisrandhöhe wird für Dornbirn auf minimal 850 m eingeschätzt. Im Pleniglazial des Oberen Würm war dieses Tal völlig von der Weißbachabzweigung des Rhein-/Illtalgletschers eingenommen, der große Mengen an kristallinen Erratikern aus der Silvretta zuführte.
Luftbild (Leo DE GRAAFF), Blickrichtung WSW.



Abb. 11. Findlinge sind die augenfälligsten Zeugen der Eiszeit.
Foto: Maria BERG.

hang. Dieses Stadium dauerte vielleicht nur ein Jahrhundert, bis zirka 14000 J.v.h. (¹⁴C) an. Die Stauseebildungen im Bregenzerwald gingen dann abrupt zu Ende und es folgten zuletzt nur noch die spätglazialen Eisrandterrassenbildungen von Wolfurt und Bregenz, bevor der Rheingletscher endgültig aus dem Bregenzer Raum verschwunden war. Laut WESSELS (1998) war der westliche

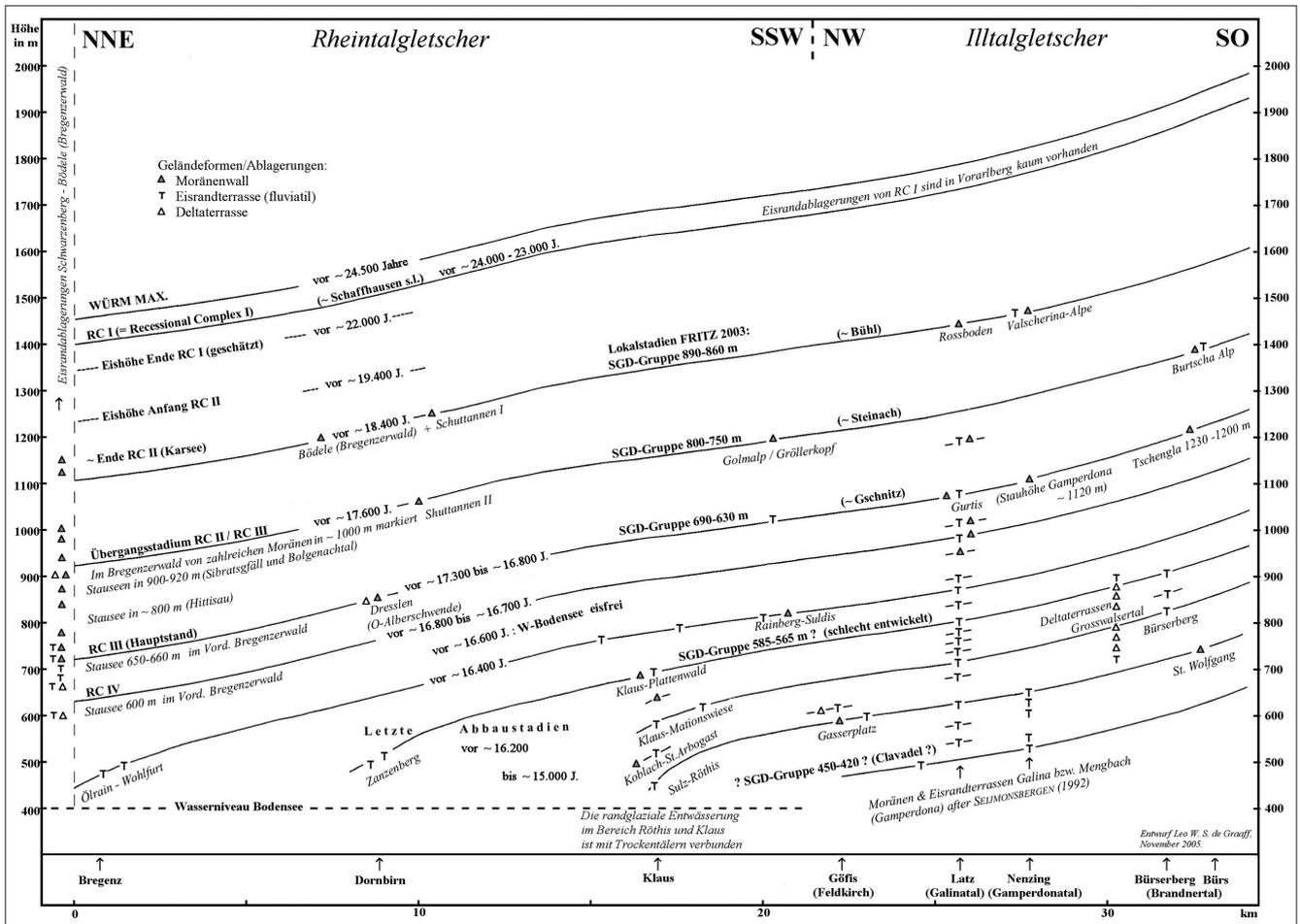


Abb. 12. Rekonstruierte Höhenlagen von Ill- und Rheintalglaciers im Oberen Würm und die zugehörigen SGD-Werte, abgeleitet aus der Lage des Illglaciers in Verbindung mit den Lokalstadien der abgetrennten Seitentalglaciers im S-Walgau. Nach DE GRAAFF (1993).

Bodensee rund 13930±250 J.v.h. (ca. 16600 kalibriert) wieder eisfrei. Tabelle 2 und Abb. 12 geben Hinweise auf die rekonstruierten Verbindungen mit der Vergletscherungsgeschichte des südlichen Rheintales und des unteren Illtals (nach DE GRAAFF, 1993).

Erst in dieser Zeit hatte auch der Großwalsertalglaciers seine Verbindung zum Illtalglaciers verloren. Anfänglich kam hier eine Zufuhr vom Eis des Klostertal- bzw. Illglaciers zustande, die erst später verschwanden. Die dabei auftretende Stauseebildung wurde bereits weiter oben erwähnt.

Lokalmoränen

Die Entwicklung von Lokalmoränen der Seitentalglaciers in Vorarlberg ist eng mit der Entkopplung der Haupt- und Seitentalglaciers verbunden (vergleiche Abb. 7). Allgemein fand im Spätglazial ein sprunghafter Abbau der Haupttalglaciers statt.

Gut entwickelte Moränenwälle des Rhein- und Illglaciers aus dieser Periode treten nur in einigen Bereichen auf. Dem gegenüber sind Lokalmoränen aus mehreren Stadien reichlich vorhanden,

Tabelle 3.

Die von Fritz (2003) analysierten SGD-Gruppen und ihre möglichen Verbindungen mit den von MAISCH (1981) unterschiedenen Lokalmoränen in Graubünden (Schweiz). Vergleiche auch KERSCHNER (1986, 1993) und IVY-OCHS et al. (2005).

SGD-Gruppen A-F (FRITZ, 2003)	MAISCH (1981, p. 151/152)	
A 890 – 860 m		
B 800 – 750 m	Alvaneu/Filisur	700 – 800 m
C 690 – 630 m	Gschnitz	600 – 630 m
A 585 – 565 m		
E 450 – 420 m	Clavadel	466 – 385 m
FI 390 – 370 m FII 340 – 300 m	Daun (2 Phasen)	345 – 265 m
FIII 270 – 240 m	Egesen	236 – 170 m

aber nur in den oberen Talstrecken der „mixed-type valleys“. Im Süd-Walgau sind dies Lokalstadien, die sich nach der Entkopplung der Seitentalglaciers vom Illglaciers als Äquivalente der Lokalmoränen des Bühl-, Steinach-, Gschnitz-, bzw. Daun-Stadials in Tirol entwickelt haben (KELLER, 1988; FRITZ, 2003). Die von FRITZ rekonstruierten Schneegrenzdepressionswerte (SGD-Werte) können in Gruppen eingeteilt werden (Tabelle 3).

Die Entwicklung der Lokalmoränen im Süd-Walgau konnte an einigen Stellen mit Stadien der sprunghaft abschmelzenden Rhein- und Illtalglaciers verbunden werden (siehe auch Abb. 5 und 6). Wiedervorstöße der Lokalglaciers sind für die Stadien A bis F nicht auszuschließen. Sie blieben jedoch auf die oberen Talstrecken der Seitentäler beschränkt. Zu größeren Vorstößen kam es in Vorarlberg nicht.

Lokalmoränen der Gruppe B, C, E und F sind im südlichen Walgau relativ reich vorhanden. Gruppe A ist mit nur drei Beispielen im Galinatal und Brandnertal vertreten. Gruppe D ist kaum entwickelt und auch sonst nicht zur Korrelierung mit Clavadel geeignet. Die SGD-Werte der Gruppe E passen hierzu besser und sind auch mit den von KERSCHNER (1986) gegebenen Werten (390–510 m, Mittelwert 445 ± 21) für das Sendersstadial in Tirol zu vergleichen. Clavadel, Senders und Gruppe E sind also vermutlich äquivalent. Neulich wurde aufgrund von ^{10}Be -Datierungen das „Kromer Stadial“ im Kromental als holozänes Lokalstadium mit dem „8.2 ka event“ aus dem Grönlandeis korreliert (KERSCHNER et al., 2006).

Blockgletscher

Fossile Blockgletscher sind in Vorarlberg (nur) in den Kalkalpen häufig (DE JONG & KWADJIK, 1988). Ihr reichliches Vorkommen gemeinsam mit Lokalmoränen macht gerade den südlichen Walgau zur Schlüsselregion für die Rekonstruktion der regionalen Eiszeit- und Klimageschichte. Neben den regionalen Untersuchungen der niederländischen Arbeitsgruppe wurde von FUCHS (1996) eine Analyse der bereits von SEIJMONS-BERGEN (1992) inventarisierten Blockgletscher unternommen. Im Süd-Wal-

gau liegen die späteiszeitlichen Blockgletscher am niedrigsten. Der älteste befindet sich am Rossboden (Galinatal), auf 1400–1450 m. Im weiteren Umfeld reichen die Stirnen der Blockgletscher von 1520 bis 2000 m Höhe. Diese räumliche Verteilung widerspiegelt die spätglaziale Zunahme von eisfreiem Gelände. Weiter nördlich sind späteiszeitliche Blockgletscher selten bis kaum entwickelt. Das Paläoklima war dort damals zu feucht.

Die Entwicklung der Blockgletscher hatte im Süd-Walgau gerade vor oder am Ende von RC II, das heißt um 15 000 J.v.h. (^{14}C -Zeit, vor 18 000 J. kalibriert) begonnen. Die meisten Blockgletscher entstanden hier vermutlich zwischen 14 600 und 14 000 ^{14}C -J.v.h. (rund 17 000 J. kalibriert) in der Ältesten Dryas. Die jüngsten und höchstliegenden fossilen Blockgletscher in Südost-Vorarlberg (> 2000 m) stammen wahrscheinlich aus der Jüngeren Dryas.

Blockgletscherforschung ist für paläoklimatische Rekonstruktionen besonders wichtig. FUCHS (1996) geht ausführlich auf die klimatologischen Randbedingungen der Blockgletscherbildung ein: Die Niederschlagsverhältnisse während des Spätglazials zeigten ein differenziertes Bild zwischen den kontinental geprägten Zentralalpen und den ozeanisch geprägten Randalpen (KERSCHNER, 1980, 1983, 1985). Die Zentralal-

pen erhielten deutlich weniger Niederschlag als heute, während die Randalpen ungefähr die gleiche Niederschlagsmenge wie heute erhielten. In den kontinental geprägten Zentralalpen befindet sich das Hauptverbreitungsgebiet der fossilen Blockgletscher, weil dort die Differenz zwischen den damaligen Schneegrenzlagen und Permafrostgrenzen aufgrund der geringen Niederschläge besonders groß war. Durch das enge Zusammenrücken von beiden in den feuchten, ozeanisch geprägten Nordalpen hingegen ist das fast völlige Fehlen von aktiven (und fossilen) Blockgletschern zu erklären (BARSCH, 1978, 1980; HAEBERLI, 1983, 1985; KERSCHNER, 1983). Für sechs Blockgletscher im Süd-Walgau rekonstruierte FUCHS die spätglazialen Niederschlagswerte (zurückgerechnet auf 2000 m Höhe), die mit 1700–2000 mm nicht weit von den heutigen entfernt liegen.

Die Entwicklung des Blockgletschers am Rossboden (Stirn auf 1400 m) bringt FUCHS mit der SGD-Gruppe A der Lokalstadien von FRITZ (Tabelle 3), die Blockgletscher in höheren topographischen Lagen (1500 bis 2000 m) eher mit SGD-Gruppe B bzw. C in Verbindung. Jedenfalls ist Rossboden eines der ersten Gebiete in Vorarlberg, die am Ende von RC II (Stein am Rhein s.l.) von den Gletschern freigelegt wurden.

Postglaziale Vegetations- und Landschaftsgeschichte

Gegen Ende der Ältesten Dryas waren die Hauptgletscher im Rheintal und im Walgau verschwunden. Die Bölling-Zeit ist die erste spätglaziale Warmzeit, die nach 13 200 J.v.h. (^{14}C) einsetzte. In dieser Periode entwickelte sich rasch die Wiederbewaldung, wie sie im Pollendiagramm Gasserplatz bei Göfis/Feldkirch dokumentiert ist (DE GRAAFF, KUIJPER & SLOTBOOM [1989]; vergleiche auch CASTEL [1984]).

Anschließend an die letzten Vergletscherungsstadien folgte mit dem Einsetzen des Böllings eine rasche Sedimentfüllung der glazial erodierten Haupttäler. Vorerst entstanden ausgedehnte Seen im Walgau und im Rheintal. Die Entwäs-

serung des Walgausees, der sich zwischen Bludenz und Feldkirch erstreckte, erfolgte durch die bereits vor dem Oberen Würm existierenden Illschluchten (Feldkirch) in etwa 460 m Höhe (JORDI, 1977; SIMONS, 1985). JORDI weist darauf hin, dass durch die weitere Verlandung des Rheintals auch das Flussbett der Ill sich im Holozän ständig erhöhte, sodass auch die Schluchten mit mehreren Metern von Sedimenten gefüllt wurden. Das Niveau des spätglazialen Walgausees lag also unter der heutigen Talsohle! Dieser See verlandete rasch und war bereits vor dem Holozän verschwunden.

Im Rheintal hatte sich nach dem Abschmelzen des Rheingletschers der

viel größere Rheintal-Bodensee gebildet, der von Liechtenstein bis Konstanz reichte. Der Rheintalsee bestand aus einer Reihe von miteinander verbundenen Wasserbecken von unterschiedlicher Tiefe. Diese Becken füllten sich hauptsächlich vom Süden mit Sedimenten. Es dauerte bis weit ins Holozän, bevor die Sedimentzufuhr vor zirka 7000 J.v.h. (^{14}C) den heutigen Bodensee erreichte (WESSELS, 1998). Es wird – wenn inzwischen keine neue Eiszeit anbricht – noch 20 000 bis 30 000 Jahre dauern, bevor auch der Bodensee ganz mit Sedimenten gefüllt sein wird.

Molassezone

J. Georg FRIEBE

Als nördlichste geologische Einheit Vorarlbergs repräsentiert die Molassezone den Abtragungsschutt der Alpen. In Vorarlberg ist ein Ausschnitt der westlichen Molasse aufgeschlossen, die sich in ihren Ablagerungsbedingungen, aber auch in ihrer tektonischen Ausprägung grundlegend von der Molasse Ostösterreichs unterscheidet.

Das Ablagerungsgeschehen ist durch einen zweifachen Wechsel von marinen Ablagerungen hin zu limnisch-fluviatilen Bedingungen charakterisiert. Die Sedimentation setzt im Oligozän teils über Helvetikum, teils über dem europäischen Vorland ein. Die Deutenhausener Schichten als ältestes in Vorarlberg obertägig anstehendes Schichtglied weisen noch stark flyschoiden Charakter mit typischen Sohlmarken sowie Slumping-Strukturen auf. Auch die fossilarmen Tonmergelschichten zeigen besonders in ihren liegenden Anteilen Merkmale flyschoider Ablagerungsmechanismen wie subaquatische Rut-

schungen und Sohlmarken. Die hangenden Anteile sowie die überlagernden Bausteinschichten dokumentieren Verflachungstendenzen und stärker werdenden Brackwassereinfluss. Ihr Reichtum an Pflanzenresten, ihre Sedimentstrukturen und ihre Molluskenfauna charakterisieren die Bausteinschichten als küstennahe Flachwasserablagerungen. Sie schließen die Untere Meeresmolasse ab. Die Weißbachschichten der Unteren Süßwassermolasse fallen durch ihre bunte Farbe auf. Mächtiger Konglomerateinschlüsse sind auf die orogennahen Anteile beschränkt. Seltene Funde von Landsäugerzähnen

sowie Wurzelböden belegen weite Landflächen zwischen den Alluvialfächern und Flussläufen. Weiter im Norden befand sich ein großer Restsee, dessen Ablagerungen in der Granitischen Molasse überliefert sind. Im Miozän kam es zu einer neuerlichen Transgression. In den marinen Ablagerungen der Luzern- und St.-Gallen-Formation lassen sich sandige, wellen- und gezeitendominierte Bereiche von grobklastischen Deltaschüttungen unterscheiden. Der Übergang zur Oberen Süßwassermolasse ist unscharf. Auf eine Aussüßung folgte die allmähliche Veränderung des ehemaligen Meeresbe-

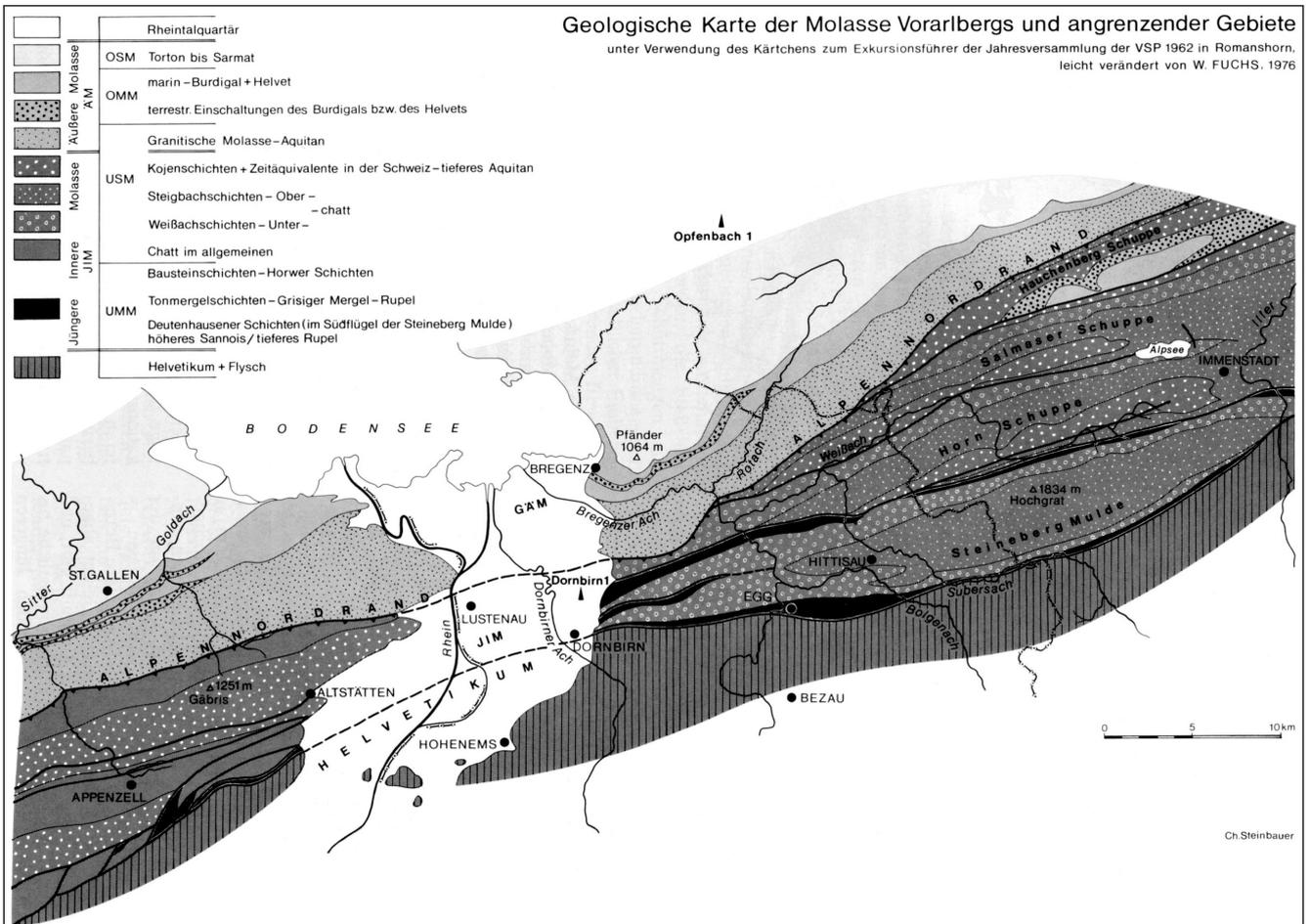


Abb. 13. Tektonische Gliederung der Molassezone in Vorarlberg und in den Nachbargebieten. Aus R. OBERHAUSER (Red.); Der geologische Aufbau Österreichs (1982).

ckens mit Ausbildung einer weiten Flusslandschaft.

In der Unteren Meeres- und der Unteren Süßwassermolasse waren für Vorarlberg zwei Depozentren von Bedeutung: Der Hochgrat-Fächer schüttete vor allem im Allgäu. Seine westlichsten Ausläufer sind bei Egg im Bregenzerwald zu finden. Zwischen Rheintal und der Bregenzerache befand sich der eher schmale Gaiskopf-Fächer (RESCH, 1963b). Ab der Oberen Meeresmolasse schüttete der Pfänderfächer die landschaftsprägenden Nagelfluhbänke östlich von Bregenz.

Anders als im Osten Österreichs ist die Molassezone in Vorarlberg teilweise von der Gebirgsbildung erfasst und in den Alpenkörper eingebaut worden

(Abb. 13). Dabei wurden ihre südlichen Anteile von der Unterlage gelöst und in synklinalen Schuppen gestapelt, wobei die ältesten Überschiebungsflächen im Norden zu finden sind (ORTNER, 2006). Die nördlichen Bereiche wurden lediglich gestaucht und schräg gestellt. Die Molassezone zerfällt daher tektonisch in die südliche Angepresste und Gefaltete Molasse (= Subalpine Molasse) sowie die nördliche Aufgerichtete Molasse (= Vorlandmolasse).

Die nördlichste Schuppe der Subalpinen Molasse, die Hauchenberg-Schuppe, hat ihr Hauptverbreitungsgebiet im Allgäu und reicht gerade noch bei Sulzberg nach Vorarlberg hinein. Die südlich anschließende Salmaser Schuppe reicht gegen Westen bis an die Bregen-

zerach. Lediglich Hornschuppe und Steinebergmulde sind auch im Westen im Rheintal zu finden. Die Hornschuppe wird hier auch Zone von Ingrüne genannt. Die südliche Steinebergmulde als tektonische Entsprechung der Murnauer Mulde ist westlich der Bregenzerach zweigeteilt in die Synklinale von Maltach/Gaiskopfmulde im Süden (mit Teilmulden) und die Mulde von Alberschwende im Norden.

Zwischen dem Rheintal und der Bregenzerach kommt es nirgends zum direkten Kontakt zwischen Molasse und Nördlicher Flyschzone. Hier sind immer Gesteine des Helvetikums eingeschuppt. Die Grenze Helvetikum/Molasse ist sehr steil stehend.

Obere Süßwassermolasse

27 Pfänderschichten und Schweizer Äquivalente Karpatum – Unteres Badenium

Die Obere Süßwassermolasse (= veraltet „Silvanaschichten“) ist durch zyklische Abfolgen von Nagelfluh → Sandstein → Schluff/Mergel charakterisiert. Nur selten ist die nächste Nagelfluhbänk durch Sandstein von den unterlagernden Mergeln getrennt. Besonders in den höheren Partien lassen sich die Nagelfluhrippen fast nur in Süd-Nord-Richtung, entsprechend dem ehemaligen Strömungsverlauf, verfolgen, während sie lateral rasch mit feiner körnigen Sedimenten verzahnen. Die Mächtigkeit der in Vorarlberg erhaltenen Anteile der Oberen Süßwassermolasse wird auf 2000–2500 m geschätzt. Am Pfänder

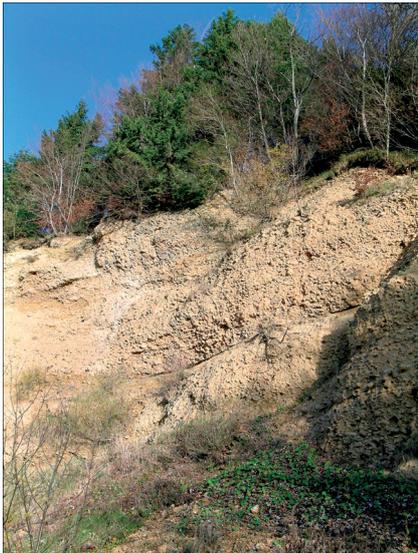


Abb. 14.
Den wie Nagelköpfen in der Felswand steckenden Geröllen verdanken die Konglomerate der Molassezone ihre lokale Bezeichnung Nagelfluh.
Pfänderstock, Straßenanriss S Hochberg.
Foto: J. Georg FRIEBE.

liegt der Anteil der Feinklastika (Schluffe und Mergel) bei etwa 60 %. Die Sandsteine machen ca. 10 %, die Konglomerate ca. 30 % der Schichtfolge aus (geschätzt von HERRMANN & SCHWERD, [1983: 8]). Nur etwa 1,5 km westlich des Hauptschüttungsgebiets fehlen im Leiblachtal die Konglomerate völlig. Feinsandsteine und Schluffe und Mergel dürften etwa gleich verbreitet sein.

Die Nagelfluhen zeigen in ihren Geröllspektren kaum Unterschiede zur Oberen Meeresmolasse (SCHIEMENZ, 1960: 77). Lokal treten einzelne, stark zersetzte Kristallingerölle auf. Eine Bank „unterhalb des Pfändergipfels“ enthält nach MIKBEL (1969: 26) neben verschiedenen Kalken 10 % glaukonitischen Sandstein, 3 % Kristallin und 0,5 % Radiolarit. Die Schwermineralspektren sind durch einen höheren Anteil opaker Minerale und durch ein Hervortreten des Zirkons auf Kosten des Granats gekennzeichnet, was auf eine stärkere Verwitterungsauslese hindeutet (WOLETZ in PLÖCHINGER et al., 1958: Tab. 6).

Die Tonminerale der Mergel zeigen eine Dominanz von Montmorillonit (49–64 %, zum Hangenden ansteigend). Daneben kommen Illit (27–43 %, zum Hangenden abnehmend), Chlorit (6–11 %) und Kaolinit (etwa 3 %) vor. Der Anteil des Quarzes nimmt zum Hangenden auf Kosten des Kalzits zu.

Der hohe Anteil quellfähiger Tonminerale führte beim Ausbruch des Pfändertunnels zu großen Problemen. Wasserzutritt während der Bauarbeiten ließ das Gestein quellen, wodurch der Tunnelquerschnitt verkleinert wurde. An manchen Stellen musste der Tunnel nachträglich aufgeweitet werden (CZURDA & GINTHER, 1983).

Schnecken sind die häufigsten Fossilien der Oberen Süßwassermolasse. Neben Wasserbewohnern wie *Gyraulus kleini* (GOTTSCHICK & WENZ) oder *Coretus*

cornu mantelli (DUNKER) finden sich typische Landschnecken aus der Verwandtschaft der Weinbergsschnecken, z.B. *Cepaea silvana* (KLEIN), *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus* (KLEIN), die in stehende Gewässer eingeschwemmt wurden. Eine ausführliche Fossilliste gibt WENZ (1933, 1935). Selten sind die Muscheln *Unio fusseneggeri* MODELL und *Unio blumrichi* (MODELL) zu finden.

Ungewöhnliche Fossilien sind die „Eichenberger Kugeln“ (BLUMRICH, 1927; KÜHNELT, 1981). Es handelt sich um Onkoide, also um Knollen von Cyanobakterien um einen organischen Kern (Abb. 15). Als Kerne wurden die Gehäuse der Schnecke *Brotia escheri turrita* (KLEIN) sowie Schalenbruch beobachtet, aber auch Schilfstängel konnten als Substrat für die Mikroben dienen. Die Kerne sind allseitig konzentrisch von Mikrobenmatten umgeben, was auf eine Bildung im Bewegtwasser hindeutet. Einschwemmungen von Feinmaterial in die Schnecken sind die Ausnahme. Die Schale wurde meist gelöst und der Hohlraum ist von Calcitkristallen ausgekleidet. Nur von einem Fundpunkt in der Nähe der Ruggburg sind schlecht zementierte und daher auffallend leichte



Abb. 15.
Schneckenmumie „Eichenberger Kugel“. Die Schnecke *Brotia (Tinnyea) escheri* (BRONGNIART) wurde von Cyanobakterien umkrustet. Lochau.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Onkoide bekannt, bei denen auch die Schneckenschale noch erhalten ist. Die größten „Eichenberger Kugeln“ erreichen Durchmesser von 10 cm und mehr.

Aus ungeklärten Gründen fehlen Ost-racoden fast völlig. An Pflanzen wurden Anfang der 1930er-Jahre von KRÄUSEL bestimmt: *Cinnamomum* spp., *Laurus* sp., *Diospyros* sp., *Zelkova ungeri* (coll. inatura).

Die bisher gefundenen Wirbeltierreste waren großteils für eine spezielle Bearbeitung nicht geeignet. Sie umfassen u.a. *Ophisaurus* sp. (eine Eidechse), *Galerix* sp., *Cotimus* cf. *bifidus* (Hamster), *Pro-lagus oeningensis* und *Cervoidea* indet. (Hirsch; HÜNERMANN in STEININGER et al. [1982]).

Bemerkenswert ist der Fund eines Stoßzahnes von Mastodon in der Schlucht „Hölle“ bei der Ruggburg (Lochau), der Anfang der 1930er-Jahre sogar einen Gerichtsstreit zur Folge hatte: Siegfried FUSSENEGGER hatte den Zahn nächstens für sein Museum gebor-

gen, worauf der Grundbesitzer eine Entwertung seines Grundstückes reklamiert. Außerdem blieben die Besucher seines Ausflugsgasthauses aus, die früher die naturkundliche Sensation unter seiner Führung besichtigten. Dadurch sei ihm ein erheblicher Einkommensverlust entstanden! (BLUMRICH, 1936; Gerichtsakten im Archiv der inatura).

Das Alter der Oberen Süßwassermolasse wurde ursprünglich mit „Torton“ angegeben (Arnold HEIM et al., 1928: 58; BLUMRICH, 1931: 87). Die höheren Anteile wurden sogar ins Sarmatium bis Pontium eingestuft (BÜCHI, 1959: 452 bzw. 454). Da jedoch die unterlagernde Obere Meeresmolasse nicht jünger als Ottnangium ist, dürfte auch die Untergrenze der Oberen Süßwassermolasse im Bereich oberes Ottnangium–Karpantium liegen. Dies wird durch Kleinsäugerfaunen in der Nordostschweiz unterstützt (BÜRGISSE, 1981: 149). Die Vorarlberger Vertebratenfunde deuten auf das mittlere Badenium (HÜNERMANN in

STEININGER et al., 1982). Danach scheint der größte Teil der in Vorarlberg vorhandenen Oberen Süßwassermolasse dem Mittelmiozän anzugehören.

Im Gegensatz zur Oberen Meeresmolasse lassen sich die Konglomeratbänke der Oberen Süßwassermolasse nur längs der Hauptschüttungsrichtung über längere Strecken verfolgen. Quer dazu keilen sie rasch aus und werden durch andere Züge ersetzt, die nicht dem gleichen Niveau angehören. Sie wurden nicht als Delta in einem süßwassergefüllten Becken abgelagert, sondern sind eine fluviatile Bildung. Die Nagelfluhen und (bei abnehmender Transportkraft) Sandsteine wurden im Flussbett abgelagert, die Schluffe sind Überschwemmungs- und Altwasserbildungen. Wurde ein Altarm vom Strom abgeschnitten, konnten sich Süßwasserkalke bilden [Sorgen, Blatt 82 Bregenz (HERRMANN & SCHWERD, 1983); Unterstein, Blatt Weiler (VOLLMAYR & ZIEGLER, 1976)].

Obere Meeresmolasse

28 St.-Gallen-Formation Ottnangium

Die St.-Gallen-Formation bildet mit ihrer etwa 150–180 m mächtigen Abfolge aus Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln das hangende Schichtglied der Oberen Meeresmolasse. Sie überlagert die Wirtatobel-Pechkohle der Luzern-Formation. Der rasche vertikale Fazieswechsel lässt keine weitere Untergliederung zu. Einzelne Nagelfluhbänke lassen sich jedoch auch quer zur Schüttungsrichtung über mehrere km verfolgen. Dies (und der höhere Sandstein bei geringerem Schluffanteil) unterscheidet die St.-Gallen-Formation deutlich von der Oberen Süßwassermolasse. Gegen Nordosten keilen die letzten Nagelfluhbänke noch vor der Landesgrenze aus, während Sandsteine und Mergel so stark zunehmen, dass die Mächtigkeit auf etwa 300 m anschwillt.

Das Schwermineralspektrum zeigt im Schüttungszentrum im Wirtatobelgebiet eine Granatvornacht. Dort fehlt auch der in der Luzern-Formation häufige Epidot (WOLETZ in PLÖCHINGER et al., 1958: Tab. 6). Das Spektrum ändert sich gegen Osten, wo 40 % bis 70 % Epidot nachgewiesen wurden (SAUER in HERRMANN, 1985). Das Geröllspektrum der Nagelfluhbänke entspricht völlig dem der Luzern-Formation (SCHIEMENZ, 1960: 77).

Foraminiferen der Gattungen *Elphidium*, *Nonion*, *Ammonia* und *Globigerina* konnten in eigenen Schlammproben aus den Schluffen nachgewiesen werden (RÖGL in HERRMANN & SCHWERD, 1983). RESCH (1977: A82) erwähnt

außerdem Reste von Einzelkorallen, Balaniden, Echiniden, Bryozoen und Fischzähnen sowie Characeen. Beim Bau der Herz-Jesu-Kirche in Bregenz sowie im Wirtatobel wurden reiche Molluskenfaunen geborgen (BLUMRICH, 1931: 106–108).

Die stratigraphische Einstufung der St.-Gallen-Formation ist nicht ganz geklärt. Während die Foraminiferen eine Einstufung des gesamten Komplexes ins Eggenburgium belegen, geben die Pollen und Mollusken Hinweise, dass zumindest ein Teil dem Ottnangium angehören kann (Diskussion in STEININGER et al., 1982: 83–84).

29 Luzern-Formation Eggenburgium

Die Schichtfolge der marinen Luzern-Formation beginnt mit einer rund 2 m mächtigen Nagelfluhbänk, die gegen Westen auskeilt. Sie liegt diskordant über den Sandsteinen und Mergeln der Granitischen Molasse.

Im Westen werden diese Gesteine direkt von der „Zone der Glaukonitischen Sandsteine“ überlagert. Dieses Paket von massigem, überwiegend gut sortiertem Mittelsandstein wird bis etwa 150 m mächtig und unterscheidet sich durch das Vorkommen von Glaukonit signifikant von den Sandsteinen der Granitischen Molasse. Das Tonmineral Glaukonit ist ein sicheres Indiz für marine Bedingungen. In die Sandsteine sind gelegentlich Mergelnester eingelagert. Geröllschnüre treten in der Straßenkurve bei der Kirche von Langen auf. Weiter westlich ist der Sandstein frei von

Geröllen. Bei Kustersberg sind Süßwassermergel mit Landschnecken und kohligen Partien eingelagert (BLUMRICH, 1936: 253; = „erster terrestrischer Horizont“ sensu SCHAAD et al., 1992).

Über dieser mächtigen, recht einheitlichen Zone folgt eine unruhige Wechsellagerung von Nagelfluh, Sandstein und Mergel. Die „Kanzelfelsennagelfluh“ ist ein etwa 50 m mächtiger Konglomeratkomplex mit Sandsteinbänken und Mergellagen, der eine eindrucksvolle Felswand bildet. Darüber folgt eine ebenfalls etwa 50 m mächtige Zone von konglomeratfreiem Sandstein mit Mergellagen. Ein weiteres Konglomeratpaket (ebenfalls mit Sandstein- und Mergelagerungen) ist die „Gebhardsbergnagelfluh“ mit ihren großdimensionalen Delta-Foresets (Abb. 16). Über ihr liegen Sandsteine und Mergel mit rasch abnehmender Korngröße. Sowohl „Kanzelfels-“ als auch „Gebhardsbergnagelfluh“ keilen gegen Nordosten hin vor dem Kesselbach aus, so dass die Abgrenzung zur St.-Gallen-Formation hier unsicher wird.

Den hangenden Abschluss der Luzern-Formation bildet das Kohleflöz des Wirtatobels (GÜMBEL, 1896; BLUMRICH, 1908; WEISS, 1984; = „zweiter terrestrischer Horizont“ sensu SCHAAD et al., 1992). Der Kohle führende Horizont erreicht im Wirtatobel etwa 2 m Mächtigkeit, wovon etwa 70 cm auf Kohleflözen, der Rest auf Mergelkalke und Mergel entfällt. Er dünnt sowohl nach Südwesten wie nach Nordosten hin aus. RESCH (1977: A84) konnte ihn im Westen noch im Pfändertunnel nachweisen. Nach Osten konnte der terres-



Abb. 16.
Blick vom Ufer der Bregenzerach auf die Gebhardsberg-Nagelfluh.
Foto: J. Georg FRIEBE.



Abb. 17.
In einer Rinne abgelagerte Konglomerate der Gebhardsberg-Nagelfluh.
Foto: J. Georg Friebe.

trische Horizont von SCHMIDEGG (1945: 1) bis Stehlen bei Langen verfolgt werden.

Ein petrographisches Charakteristikum der Luzern-Formation ist das reichliche Auftreten des Schwerminerals Epidot, der sowohl in den hangenden als auch den liegenden lithostratigraphischen Einheiten fehlt (WOLETZ in PLÖCHINGER et al., 1958: Tab. 6). Mit 96–97 % Flyschgeröllen unterscheiden sich die Konglomerate der Pfänderschüttung signifikant von jenen der Unteren Süßwassermolasse im Hochgratfächer. Daneben treten Gerölle des ostalpinen Juras (3–4 %) und der ostalpinen Trias (unter 1 %) auf (SCHIEMENZ,

1960: 76). Auf die „Kanzelfelsnagelfluh“ beschränkt ist das Vorkommen von Gneisgeröllen (0,02 %; siehe auch BLUMRICH, 1931: 90). Bei Kustersberg fand BLUMRICH eine aus der Gosau-Kreide eingeschwemmte *Actaeonella* (coll. inatura).

Die mittlere Korngröße der Glaukonitischen Sandsteine liegt bei 0,3–0,4 mm bei guter Sortierung und annähernder Normalverteilung. Die mineralogische Zusammensetzung mit 40 % Quarz, 5 % Feldspäten, 5 % Glimmer und 40 % Karbonat entspricht jener der Granitischen Molasse. Unterscheidungsmerkmal sind bis zu 8 % Glaukonit und akzessorisch auftretende Epidotkörner.

Der tiefere Teil der „Zone der Glaukonitischen Sandsteine“ hat bisher lediglich Spurenfossilien geliefert. Über dem „ersten terrestrischen Horizont“ finden sich Hai- und Rochenzähne in Taschen zusammengeschwemmt. Auch ein Nashornzahn stammt aus diesem Bereich (LADSTÄTTER, 1992). Stellenweise sind schlecht erhaltene Cardien angehäuft („Cardienlager“ sensu BLUMRICH). Erst im höchsten Teil dieser Zone treten in den Mergeln Foraminiferen und Ostracoden auf, die bis knapp ins Liegende der Wirtatobelkohle vorkommen. *Elphidium ortenburgensis* (EGGER) und *Uvigerina* cf. *bononiensis* FORNASINI erlauben eine

Einstufung ins Eggenburgium (RÖGL in HERRMANN & SCHWERD, 1983; siehe auch STEININGER et al., 1982: 81 und 83). Gleiches Alter ergab auch eine Nannoplanktonprobe aus dem Bereich zwischen „Kanzelfelsen-“ und „Gebhardsberg-nagelfluh“ (RESCH, 1977: A 83). In den Nagelfluhkomplexen sind Austern sehr häufig. Austernbänke befinden sich am Dach der „Kanzelfelsen-nagelfluh“ östlich des Gebhardsbergparkplatzes, in der „Gebhardsberg-nagelfluh“ an der Typlokalität sowie am Ostende des ersten Tunnels der Langerer Straße.

Die Begleitgesteine des Wirtatobel-Kohleflözes führen Land- und Süßwasserschnecken (HEIM et al., 1928: 8). WENZ (1933: 10) konnte anhand der Landschneckenfauna nachweisen, dass diese Gesteine in der Nähe der Küste gebildet wurden, also nur ein ganz schwacher Meeressrückzug stattfand. An Säugetieren wurden lediglich Mastodonreste aus der „Gebhardsberg-nagelfluh“ (GÜMBEL, 1896: 118) und der Flözserie (VACEK, 1887: 122) bekannt.

SCHAAD et al. (1992) betrachten Luzern-Formation und St.-Gallen-Formation als Teile eines übergeordneten Ablagerungssystems. Sie unterscheiden sandige wellen- und gezeitendominierte Bereiche von der grobklastischen Deltaschüttung, die jeweils durch charakteristische Lithofaziestypen gekennzeichnet sind.

Der wellendominierte Bereich tritt vor allem im basalen Teil der Luzern-Formation in einer Mächtigkeit von ca. 50 m auf. Er besteht überwiegend aus laminierten und kleinmaßstäblich kreuzgeschichteten graugrünen Mittel- bis Grobsandsteinen.

Der gezeitendominierte Bereich erlangt am Pfänder erst mit Einsetzen der Deltaschüttung größere Bedeutung. Gezeiten dominieren in den vor See-gang geschützten Stellen, z.B. Buchten innerhalb der Deltaebene, aber auch unterhalb der Schönwetterwellenbasis. Konglomeratische Deltaschüttungen setzen in der Mitte der Luzern-Formation ein („Bodensee-Schüttung“) und halten bis in die Obere Süßwassermolasse an. Großdimensionale Delta-Foresets (z.B. „Gebhardsberg-Nagelfluh“) gehen lateral in fluviatil dominierte Topset-Ablagerungen über.

Untere Süßwassermolasse

30 Granitische Molasse Egerium

Die Ablagerungen des Oberen Egerium werden in zwei Faziesbereiche gegliedert. Im Hochgrat-Fächer dominieren grobklastische Ablagerungen, die als Kojen-Formation zusammengefasst werden. Distale Bereiche sind

sandig dominiert und bilden die Granitische Molasse.

Die mächtigen, monotonen Sandsteine, die den Hauptteil der Granitischen Molasse bilden, stehen in scharfem faziellem Gegensatz zu der aus lebhaften Wechsellagerungen aufgebauten Steigbach- und Kojen-Formation. Sie wer-

den deshalb als Sedimente eines gleichmäßigen, beckenaxialen Transportes von Westen aufgefasst (s. SCHIEMENZ, 1960: 77). Erst im höchsten Drittel überwiegen die meist blau-gelb gefleckten Mergel bis zu 80 %.

Die Sandsteine sind überwiegendmäßig sortierte Mittel- bis Feinsandstei-

ne, deren Zusammensetzung nur wenig von einer Normalverteilung abweicht. Die Komponenten enthalten etwa 60 % Quarz, 2 % Mikroklin, 2 % Oligoklas, 4 % Glimmer, Einzelkörner von Granat, Apatit, Zirkon, Turmalin und nur rund 30 % Karbonat in karbonatischer Matrix. Das Schwermineralspektrum wird von Granat dominiert. Zweithäufigstes Mineral ist Zirkon. Dies steht im auffallenden Gegensatz zu den karbonatisch dominierten Schichtgliedern der Subalpinen Molasse.

Fundstellen bei Kennelbach lieferten zahlreiche Blattabdrücke (Abb. 18), die aber aufgrund der Grobkörnigkeit des Sediments nur annähernd zu bestimmen sind. Neben Flussperlmuscheln konnten hier auch Säugetierzähne geborgen werden (*Amphitragulus* sp. u.a.). PLÖCHINGER et al. (1958: 313) erwähnen das seltene Vorkommen von Characoen.



Abb. 18. Blatt des Zimtbaums *Cinnamomum lanceolatum* (UNGER) HEER, gefunden bei Kennelbach. Foto: J. Georg FRIEBE.

Traditionell wird die Granitische Molasse im Alter mit der Kojen-Formation parallelisiert, doch erwägen schon VOLLMAYR & ZIEGLER (1976: 14), dass Teile älter sein könnten. Laut SCHWERD (1984: 299) reicht ihr stratigraphischer Umfang von der Basis der Steigbach-Formation bis über das Top der Kojen-Formation.

In der äußeren = Aufgerichteten Molasse bildet die Granitische Molasse das einzige aufgeschlossene Schichtglied der Unteren Süßwassermolasse. Obwohl sie im Liegenden tektonisch begrenzt ist, bildet sie ein weit über 2000 m mächtiges Paket.

34 Kojen-Formation Oberes Egerium

In der Kojen-Formation nimmt der Anteil der Nagelfluhbänke gegenüber der unterlagernden Steigbach-Formation zu. So werden auch in der Salmaser Schuppe noch metermächtige Nagelfluhbänke gefunden, in denen einzelne Gerölle bis über 10 cm Durchmesser erreichen. Die Grenze wurde im Allgäu aufgrund von Fossilfunden gezogen (VOLLMAYR & ZIEGLER, 1976: 13) und lässt sich in Vorarlberg an Hand der

durchstreichenden Nagelfluhbänke verfolgen.

Die Geröllspektren sind jenen der Steigbach-Formation ähnlich, wobei jedoch der Anteil der triadischen Komponenten auf Kosten der jurassischen etwas gestiegen ist (SCHIEMENZ, 1960: Tab. 6, 7). In den höheren Anteilen der Kojen-Formation treten Flyschgerölle stärker hervor. Die Sandsteine zeigen Korngrößenmaxima im Feinsandbereich. Nebenmaxima von Mittelsand ergaben eine deutlich negative Schiefe. Die Sortierung ist mäßig bis schlecht.

In den Vorarlberger Anteilen der Hornschuppe wurden bisher überhaupt keine Fossilfunde gemacht. Schlammproben aus der Salmaser Schuppe führen – neben umgelagerten Foraminiferen und Schwammnadeln – wenige Klappen der Ostracodengattung *Candona* sowie Reste von Gastropoden der Familie Limacidae. Reiche Gastropodenfaunen konnte MUHEIM (1934) an mehreren Fundpunkten bei Riefensberg bergen.

Die Kojen-Formation ist in der Salmaser Schuppe in einer Mächtigkeit von 600 m aufgeschlossen, doch ist sie im Hangenden tektonisch begrenzt. Für die Hornschuppe gibt VOLLMAYR (1958: 21) bei Immenstadt eine Mächtigkeit von 1000 m an.

35 Steigbach-Formation Unteres Egerium

Die Steigbach-Formation unterscheidet sich von der unterlagernden Weißach-Formation lediglich durch das Zurücktretren der roten zugunsten einer ocker Färbung der Mergel. Diese Grenze liegt wahrscheinlich im landferneren Bereich der Salmaser Schuppe tiefer als in der Hornschuppe (VOLLMAYR & ZIEGLER, 1976: 12). Da die Farbe das einzige Kriterium für eine Abgrenzung dieser Schichtglieder im Gelände darstellt, muss eine diachrone Grenze in Kauf genommen werden.

Konglomeratbänke sind bevorzugt in landnahen Bereichen zu finden (Hornschuppe). Aus den bayerischen Anteilen der Salmaser Schuppe ist eine einzige Nagelfluhbänke erwähnt, die jedoch noch jenseits der Staatsgrenze auskeilt (VOLLMAYR & ZIEGLER, 1976: 13).

Etwa die Hälfte der Gerölle stammt aus dem ostalpinen Jura, der Rest überwiegend aus Flysch und ostalpiner Trias. Kristallin tritt nur in einzelnen Proben in geringer Zahl auf (SCHIEMENZ, 1960: Tab. 5). Die kaum gerundeten Komponenten der Sandsteine enthalten 80 % Kalke, 18 % Quarz, daneben Plagioklas, Heliglimmer, zersetzten Biotit und Chlorit (DAURER in HERRMANN, 1985). Das Bindemittel ist karbonatisch.

An Landschnecken hat MUHEIM (1934: 248) *Pomatias antiquum* BRGT. und *Cepaea* cf. *rugulosa* ZIETEN aus dem Jagdbach unterhalb der Brücke in Rie-

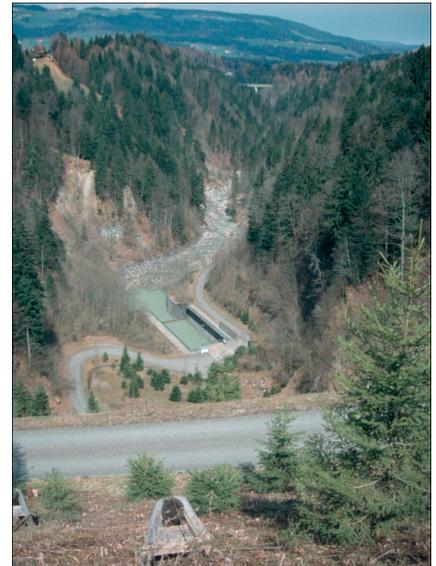


Abb. 19. Die Steigbach-Formation bildet die Talflanken der Bolgenach unterhalb des Staudamms. Foto: J. Georg FRIEBE.

fensberg beschrieben. In Schlammproben fanden sich neben umgelagerten Foraminiferen und Radiolarien selten Characea und unbestimmbare Gastropodensplitter. Vertebratenreste konnten beim Bau des Bolgenach-Staudamms geborgen werden

In der Hornschuppe lässt sich eine Mächtigkeit von etwa 1300 m annehmen. In der Salmaser Schuppe sind etwa 1100 m Steigbach-Formation aufgeschlossen, doch ist hier ein unbekannter Betrag tektonisch amputiert.

36 Weißach-Formation Unteres Egerium

Die Weißach-Formation fällt im Gelände durch ihre bunte, besonders häufige

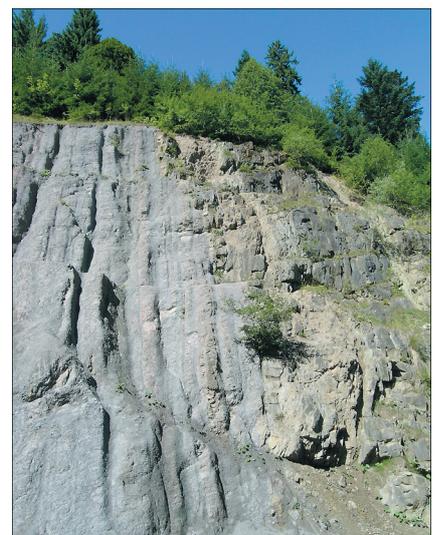


Abb. 20. Als bunte Wechselfolge von Paläoböden, Sandbänken und Konglomeraten präsentiert sich die Weißach-Formation am Bödele oberhalb von Dornbirn. Foto: J. Georg FRIEBE.

fig weinrote Färbung auf. Sie bildet eine konglomeratarne Wechselfolge grauer Sandsteine und bunter Mergel. An der Straße Doren – Krumbach wurde die lithologische Zusammensetzung auf 20 bis 30 % Sandstein und 70 bis 80 % Mergel geschätzt. In der Bohrung Sulzberg 1 wurden sogar weniger als 10 % Sandsteineinlagerungen in den Mergeln festgestellt. Konglomeratische Einschaltungen finden sich am Bödele (Abb. 20).

Im Dünnschliff zeigen sich die Sandsteinbänke meist als mäßig sortierte Feinsandsteine ohne ausgeprägte Schiefe. Das Schwermineralspektrum

wird – wie in allen Schichtgliedern der Unteren Süßwassermolasse – von Granat dominiert. Daneben treten vor allem Zirkon und Apatit auf. Variationen in der Schwermineralführung sind nicht an bestimmte Horizonte gebunden und können daher nicht zur stratigraphischen Feingliederung herangezogen werden (WOLETZ in PLÖCHINGER et al., 1958: 317).

Autochthone Mikrofossilien konnten in den Mergeln der Weißbach-Formation nicht nachgewiesen werden. Vereinzelt Foraminiferen wurden vermutlich aus dem Paläogen des Helvetikums umgelagert. Seltene Landschnecken stam-

men vom Bödele, Wirbeltierzähne vom Bödele und von Egg sowie von der Baustelle des Speichers Bolgenach (HÜNERMANN & SULSER, 1981). Gelegentlich sind kleine Kohleschmitzen zu beobachten (inkohlte Äste). Wurzelböden geben den Mergeln ein gesprenkeltes Aussehen.

In der Hornschuppe ist die Weißbach-Formation als liegendstes Schichtglied in einer Mächtigkeit von etwa 1000 m aufgeschlossen. Da sie im Liegenden tektonisch begrenzt ist, lässt sich die Gesamtmächtigkeit nicht ermitteln.

Untere Meeresmolasse

37 Baustein-Schichten

Oberes Rupelium

Die in ihrer Fazies rasch wechselnden Baustein-Schichten zeigen keine scharfe Grenze zur unterlagernden Grisigen-Formation. Im orogennahen Süden dominieren Sandsteine im Wechsel mit Mergeln (= „Eggschichten“ sensu HEIM et al. [1928] als südlichere, küstennähere Sonderentwicklung der Baustein-Schichten). Gegen Norden nehmen die charakteristischen, teilweise grobkörnigen, blaugrauen Kalksandsteine zu. Sie zeigen in ihren tieferen Anteilen immer Oszillationsrippel. Spärliche Molluskfunde und reichlich Pflanzenhäcksel und Blattabdrücke indizieren einen küstennahen Bildungsraum mit geringer Wassertiefe und (marin-)brackischen Bedingungen. Küstenparalleler Materialtransport erklärt die im Streichen weite Verbreitung der Sandsteinlagen (RESCH, 1963a,b). Aus den Steinbrüchen im Schwarzachtobel und an der Bregenzerache bestimmte KRÄUSEL anfangs der 1930er-Jahre: *Cinnamomum* div. spp., *Diospyros brachysepala*, *Quercus* div. spp., *Rhamnus* spp., *Robina regeli*, *Sabal major*, *Salix* div. spp., *Sequoia langsdorffii* u.a. (coll. inatura). Das charakteristische Fossil im tieferen Anteil der Baustein-Schichten ist die Muschel *Polymesoda convexa*. Gelegentliche Foraminife-



Abb. 22. Makrofossilien sind in den Bausteinschichten selten: Eine Muschel, die sich in den Sand eingegraben hat (Ansicht von unten). Schwarzachtobel.
Foto: J. Georg FRIEBE.

ren sind aus Oberkreide und Paläogen umgelagert.

In den höheren Anteilen zeigt sich eine fazielle Annäherung an die Weisbach-Formation. Graue Mergel im Liegenden von „typischen“ Baustein-Sandsteinen führen bereits Süßwasserschnecken, sodass vorgeschlagen wurde, diese Bereiche bereits der Weißbach-Formation zuzuordnen (RESCH, 1977; RESCH et al., 1979).

An der Bödelestraße sind die Baustein-Schichten ca. 65 m mächtig (RESCH, 1976). In den hangenden 25 m dominieren plattige, graue Sandsteinbänke mit lagenweise etwas Pflanzenhäcksel, während die tieferen Anteile vorwiegend sandige Mergel führen. In die jüngsten Sandsteine sind zwei Konglomeratlagen eingeschaltet. Sie führen relativ viel paläogene Bioarenite und etwas mitteleozäne Nummuliten- und Discocycluskalke.

38 Grisigen-Formation

Unteres Rupelium

Die Grisigen-Formation (in Bayern Tonmergel-Schichten genannt) umfasst graue bis grünlichgraue, dünnsschichtige, fossilarme Tonmergel mit Mergel-

stein und Kalksandsteinzwischenlagen. Die Wechsellagerung von Sandsteinbänkchen mit Peliten zeigt deutlich flyschoiden Charakter. Häufig sind subaquatische Rutschungen, wobei aber kaum eindeutige Hinweise auf turbidity currents vorhanden sind. Sohlmarken und Spurenfossilien auf den Schichtflächen sind häufig. Erstere deuten auf eine Neigung des Beckenuntergrundes gegen N bis NW bei durchaus beträchtlichen Ablagerungstiefen hin (RESCH, 1963a,b). Im Hangenden werden im Übergangsbereich zu den Baustein-Schichten Verflachungstendenzen und damit immer stärker werdender Brackwassereinfluss angenommen.

Laut RESCH (1976) ist die Grisigen-Formation an der Bödelestraße etwa 180 bis 200 m mächtig. In ihrem mittleren Abschnitt führt sie eine knapp 10 m mächtige Einschaltung, die von Sandsteinen und bankweise etwas Feinkonglomeraten dominiert wird. Ihre Komponenten sind vorwiegend graue bis braune, sehr gut gerundete Kalke und Dolomite und etwas Quarz. Die sonst typischen, dünnen, zähen Sandsteinbänkchen sind hier nur im Liegenden



Abb. 23. Sandige Zwischenlagen mit Rippelschichtung in der Grisigen-Formation beim Kraftwerk Langenegg.
Foto: J. Georg FRIEBE.

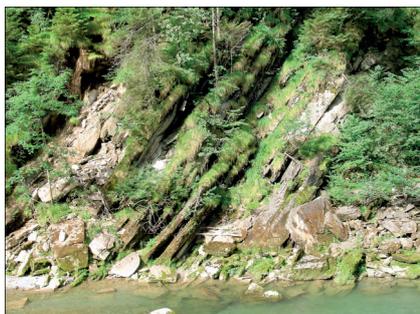


Abb. 21. Typische Bausteinschichten an der Bregenzerache bei Langenegg.
Foto: J. Georg FRIEBE.

entwickelt. Foraminiferen sind überwiegend umgelagert, die spärlichen Ostracoden und Fischreste eher autochthon.

39/40 Deutenhausen-Formation Unteres Rupelium

Die Deutenhausen-Formation bildet das tiefste Schichtglied in der Molassezone. Ihr Hauptvorkommen liegt im Südschenkel der Steineberg-Mulde. Sie umfasst im Liegenden flyschähnliche Sandsteine und sandige Tonmergel. Eingeschaltet ist das „Riesenkonglomerat“ (Arnold HEIM et al., 1928) mit seinen nur kantengerundeten Flyschkomponenten bis 2 m Durchmesser. Die Größe der Blöcke und der geringe Rundungsgrad indizieren die Erosion des Flysches in Küstennähe bei relativ geringer Transportweite. Dies bedeutet, dass die Überschiebung Flysch über Helvetikum bereits vor Ablagerung des Riesenkonglomerats stattgefunden haben muss (RESCH, 1963b).

Die hangenden Anteile der Deutenhausen-Formation sind lithologisch sehr bunt zusammengesetzt. In ihren höchsten Anteilen finden sich erste schmale Nagelfluheinschaltungen. Die

se führen in erster Linie feinkörnige oberostalpine Gerölle, daneben aber auch Gerölle aus dem Flysch und typische Augensteinschotter.

Im Gegensatz zu den Vorkommen weiter im Osten treten die dort für die Grobsande typischen Komponenten aus schwärzlichem Dolomit gegen Westen zwischen Bolgenach und Brengenerache immer mehr gegenüber gut gerundeten hellen Dolomiten und Kalken zurück. Bei Dornbirn sind die Grobsande ausgesprochen arm an dunklen Karbonatkomponenten. Die Geröllspektren der Konglomerate ähneln teilweise denen der Baustein-Schichten (RESCH, 1975).

Während der Bauarbeiten für die Bödelestraße bei Dornbirn war die Deutenhausen-Formation mit tektonischer Basis in einer Mächtigkeit von gut 60 m aufgeschlossen (RESCH, 1976a). Die untere Hälfte der Schichtfolge zeigt eine flyschoiden Wechsellagerung von bräunlichem Tonmergel mit Mergelstein und Kalksandstein-Zwischenlagen. Sie entspricht damit lithologisch etwa der Grisigen-Formation, unterscheidet sich aber von dieser durch die mehr bräunli-

che Färbung und die geringere Härte der pelitischen Lagen. Etwa 7 m über der tektonisch bedingten Basis befindet sich eine ca. 12–15 cm mächtige Kalkbank aus Corallinaceen-Schutt. Entgegen früheren Meinungen gehört sie eindeutig zur Molasse und ist damit ein Unikum am Alpennordrand.

Die hangenden 30 m sind als Sandsteinfolge ausgebildet und daher gut von der überlagernden Grisigen-Formation abgrenzbar. Die Sandsteine sind meist mittel- bis grobkörnig, bankweise deutlich gradiert, und zeigen oft die für Flyschfazies typischen Sohlmarken sowie Slumping-Strukturen (subaquatische Rutschfaltung). Lagenweise finden sich reichlich Tongallen und bis einige dm große Tongerölle. Unter den gut gerundeten Komponenten überwiegen helle Karbonate bei weitem gegenüber schwärzlichen.

Die Mergel lieferten autochthone Foraminiferen des Lattorfiums vergleichbar den oberbayerischen Fischschiefern. Nannofossilien belegen ein post-eozänes Alter mit ?Lattorfium-Rupelium (STRADNER in RESCH, 1976).

Nördliche Kalkalpen

Heinz FURRER & Hugo ORTNER

Die Nördlichen Kalkalpen bilden eine 40–50 km breite und rund 500 km lange geologische Einheit der Ostalpen, die vom Wiener Becken im Osten bis zum erosiven Westrand im Rätikon verfolgt werden kann. Sie besteht hauptsächlich aus Karbonatgesteinen der Trias und des Juras, die bei der alpinen Gebirgsbildung von ihrer ursprünglichen stratigraphischen Unterlage abgeschert wurden. Im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen werden drei große tektonische Einheiten, die Allgäu-, Lechtal- und Inntal-Decke unterschieden.

Am Westende der Nördlichen Kalkalpen in Vorarlberg ist wegen der tief greifenden Erosion praktisch nur noch die in verschiedene Schuppen aufgelöste Lechtal-Decke vertreten. Im Nordosten finden sich auskeilende Einheiten der tiefer liegenden Allgäu-Decke. Weiter im Süden, nördlich des Arlbergpasses, liegen auf der Lechtal-Decke die Rüfispitz-Deckscholle, die als Rest der Inntal-Decke angesehen wird, und darauf die Krabachjoch-Deckscholle, die Rest einer tektonisch noch höheren Decke ist (TOLLMANN, 1985; MAY & EISBACHER, 1999). Während der größte Teil der Nördlichen Kalkalpen von seiner ursprünglichen stratigraphischen Unterlage abgeschert und weit gegen Nordwesten überschoben wurde, ist am Südrand der Lechtal-Decke ein – allerdings stark gestörter – sedimentärer Verband mit dem retrograd metamorphen Nordrand des Silvretta-Kristallins („Phyllitgneiszone“) nachweisbar (MOSTLER, 1972; BERTLE et al., 1979; SPIESS, 1985;).

Die Schichtreihe der westlichsten Nördlichen Kalkalpen in Vorarlberg setzt auf der Phyllitgneiszone mit klastischen Sedimentgesteinen des späten Karbons und des überwiegend permischen Alpinen Verrucano ein. Beide spätpaläozoischen Formationen werden als Ablagerungen von Erosionsschutt der variszischen Gebirgsbildung in kontinentalen Gräben gedeutet. Die gut sortierten feinklastischen Gesteine

des Alpinen Buntsandsteins sind zum Teil fluviatile Sedimente, im oberen Teil aber auch durch Gezeiten geprägte Ablagerungen eines seichten Meeres. Mit der weiteren Absenkung am Westrand des Superkontinents Pangaea entstanden im Gebiet des heutigen Ostalpins und Südalpins großräumige Karbonatplattformen, die anfänglich noch von terrigenen Schüttungen beeinflusst waren. In der mittleren Trias bestand offensichtlich ein wechselndes Muster von Fleckenriffen aus Korallen, Kalkschwämmen und inkrustierenden Kalkalgen, von Kalksandbarren und Kalkschlammflächen sowie seichten Lagunen. Verschiedentlich bildeten sich im schlecht durchlüfteten Bodenwasser abgeschlossener Senken bituminöse Gesteine. Bei Meeresspiegelschwankungen lagen weite Gebiete auch trocken und in lokalen Salz- oder Gipspfannen formten sich Evaporite. Große Mächtigkeitsunterschiede zeigen regional unterschiedliche Absenkungsraten an. Störungen ermöglichten wohl auch das Aufsteigen von Alkalibasalt-Magmen, die in der Mitteltrias (Ladinium) als größere Körper, Gänge und vulkanische Aschen verbreitet sind.

Auch in der späten Trias bildeten sich Plattformkarbonate, deren Mächtigkeitsunterschiede unterschiedliche Absenkungen belegen. Das wird durch Internbrekzien und synsedimentäre Spaltenfüllungen im Hauptdolomit bestätigt. Besonders auffällig sind die roten Spal-

tenfüllungen an der Trias-Jura-Grenze. Das Zerbrechen der obertriassischen Plattformkarbonate steht im Zusammenhang mit der beginnenden Öffnung des Penninischen Ozeans und dem Zerfall von Pangaea in einen Südkontinent (Gondwana) und einen Nordkontinent (Laurasia). Im frühen Lias verstärkte sich diese Dehnungstektonik, was durch mächtige Beckensedimente mit Turbiditen, Massenumlagerungen in Form von Brekzien, Konglomeraten und Gleitschollen sowie durch geringmächtige bunte Schwellensedimente mit Kondensationshorizonten belegt ist. Große submarine Reliefunterschiede mit Schwellen- und Beckensedimenten sind auch im mittleren und späteren Jura sowie in der frühen Kreide nachzuweisen, die durch pelagische Ablagerungen eines offenen Meeres geprägt sind. In der späten Kreide (Turonium) wurde die Sedimentation im Ostalpin lokal unterbrochen und setzte sich nachher nur noch im nördlichen Bereich kurz mit den Branderfleck-Schichten und der Gosau-Gruppe fort. Diese jüngsten Sedimente der Schichtfolge wurden während der alpinen Gebirgsbildung abgelagert.

Aufgrund ihrer ähnlichen Schichtfolge werden Allgäu-, Lechtal- und Inntal-Decke sowie Krabachjoch-Deckscholle mit Fortsetzungen in den Rätikon (incl. Basisschuppen und Subsilvrettiden) zusammengefasst.

Untere Gosau-Subgruppe

Die Gosau-Gruppe besteht aus einer Abfolge von detritisch geprägten terrestrischen bis pelagischen Sedimenten, die nach einer größeren Schichtlücke nach der Stapelung auf den Decken der Nördlichen Kalkalpen abgelagert wurden.

Die Gosau-Gruppe gliedert sich in einen unteren Abschnitt (Untere Gosau-Subgruppe), deren Ablagerungen das Absinken vom landfesten in einen flachmeereschen landfernen Bereich doku-

mentieren, und einen oberen Abschnitt (Obere Gosau-Subgruppe), der in einem sehr tiefen Meer abgelagert wurde (WAGREICH & FAUPL, 1994).

41 Hohes-Licht-Formation

Coniacium und Santonium

Die Gosau vom Hohen Licht der Lechtal-Decke ist das westlichste Gosauvorkommen der Kalkalpen. In der Hochbergsynklinale nördlich von Steeg

sind nur die unteren Teile der Gosau erhalten geblieben.

Die Ablagerungen setzen mit groben Konglomeraten ein, im oberen Teil mit umgelagerten Rudisten und gehen über gastropodenreiche Sandkalke in Tonmergel über, deren planktonische Foraminiferen offen marine Bedingungen anzeigen. Während die Untergrenze im Coniacium liegt, ist die Obergrenze mit Santonium datiert (LEISS, 1988, 1992).

Lechtal-Decke und Allgäu-Decke (Bajuvarikum)

43/53 Lech-Formation („Kreideschiefer“)

?Aptium, Albium – Turonium

Als Lech-Formation (VON EYNATTEN, 1996) wird eine unterschiedlich mächtige, tektonisch oft stark deformierte Serie von dunkelgrauen Mergeln mit siltig-sandigen Einschaltungen zusammengefasst, die auf der südlichen Lechtaldecke unter der Inntaldecke liegt. Die hemipelagischen Ablagerungen eines tieferen Meeres sind mindestens 50m mächtig und können als gut erkennbare Schichten im ganzen Verbreitungsgebiet der Nördlichen Kalkalpen in Vorarlberg verfolgt werden. Makrofossilien sind selten; *Chondrites* sind verbreitete Spurenfossilien. Planktonische Foraminiferen ermöglichen eine Datierung vom späten Aptium bis in das frühe Turonium (OBERHAUSER, 1963).

54 Tithonkalk (Schwellenfazies bei Zürs) Tithonium – Berriasium

Die Lech-Formation wird lokal von geringmächtigen Kalken ersetzt, die auf Tiefschwellen abgelagert wurden. Die Gliederung des Ablagerungsraumes in submarine Schwellen und Becken wird als synsedimentäre Abschiebungstektonik gedeutet (MAY & EISBACHER, 1999). Die Kalke, die im Wesentlichen aus rötlichen Crinoidenschüttungen bestehen, vertreten die Lech-Formation und, besonders im Raum um Zürs („Zürser Schwelle“), die gesamte Juraschichtfolge und liegen mit einer Omisionsfläche auf Rhätkalken (HELMCKE & PFLAUMANN, 1971).

55 Ammergau-Formation („Aptychenschichten“) Kimmeridgium – Valanginium

Als „Aptychenschichten“ werden dünnplattige muschelartig brechende Kalke mit dünnen Tonlagen bezeichnet, die im oberen Teil in flaserige Mergel übergehen. Die gelblichen oder hellgrünen bis fast weißen Kalke und Mergel werden als pelagische Sedimente eines offenen Meeres gedeutet, die im tieferen Wasser (unter dem Aragonit-Kompensationsniveau) abgelagert wurden. Hornsteinlagen und -knollen treten in verschiedener Position auf. Die Namen gebenden Aptychen (= kalzitische Unterkieferteile von Ammoniten) sind nicht selten, Skelettelemente von Schwelcrinoiden (*Saccocoma* sp.) sowie Radiolarien und Calpionellen relativ häufig.

Extreme Mächtigkeitsschwankungen von 800 m auf 30 m deuten auf starke submarine Reliefunterschiede hin. Das vollständige Fehlen entsprechender Ablagerungen (Schichtlücken) oder latera-

ler Ersatz durch gleichaltrige Schwellensedimente beweist die Existenz lokaler Hochzonen.

Die typischen Aptychenkalke entstanden im Tithonium, die jüngeren mergelreichen Aptychenschichten reichen bis in die frühe Kreide („Neokom“).

56 Ruhpolding-Formation Oberstes Callovium – Oxfordium

Die untersten Partien der Aptychenschichten sind häufig rot gefärbt („Bunte Aptychenschichten“). Daneben treten bunte Hornsteinkalke und Radiolarite auf. Rasche Fazieswechsel und große Mächtigkeitsunterschiede weisen auf Ablagerungen im Bereich submariner Schwellen hin.

Das Alter ist nicht durch Fossilien belegt, muss aber auf Grund der stratigraphischen Position dem unteren Malm entsprechen.

44/57 Allgäu-Formation („Fleckenmergel“) Unterjura – Mitteljura

Die Allgäu-Formation (JACOBSSHAGEN, 1965) besteht aus einer Wechsellagerung von grauen Mergeln und tonigen Kalken, in die in wechselndem Umfang Bänke von Echinodermen-Spatkalken, Kieselkalken und Hornsteinen eingeschlossen sind. Die charakteristischen dunklen Flecken stammen von häufigen Fressbauten (hauptsächlich *Chondrites* sp.), die einen tieferen Ablagerungsraum in schlecht durchlüfteten Meeres-

becken belegen. Dort lebten auch die relativ häufigen Ammoniten und Belemniten; die seltenen Muscheln und Crinoiden sind wohl von Schwellenzonen eingespült worden. Die Echinodermen-Spatkalke und Kieselkalke mit umkristallisierten Kieselschwammnadeln wurden als Trübestrome (Turbidite) von den Schwellenrändern umgelagert.

Von solchen instabilen Bruchzonen stammen auch die bank- oder linsenartig eingelagerten Kalk-Dolomit-Brekzien (z.B. Brekzien in den Fleckenmergeln des Wildbergs [HEISSEL et al., 1965]). In der Mittagsspitz-Geisspitz-Zone kommen in der Allgäu-Formation Brekzien vor, die vorwiegend aus aufgearbeitetem Material des kristallinen Untergrunds bestehen und als Alpila-Brekzien bezeichnet werden (AMPFERER, 1933). Diese Brekzien stehen an Bruchzonen in Verband mit diesem kristallinen Untergrund und zeigen, dass in der Mittagsspitz-Geisspitz-Zone liassische Bruchtektonik den kristallinen Untergrund freilegte und erodierte (STEINACHER, 2005).

In der westlichen Lechtal-Decke sind die „Älteren Allgäu-Schichten“ bis etwa 100 m mächtig und entstanden nach den Ammonitenfunden im frühen und mittleren Lias (Sinemurium-Pliensbachium; MEISTER & FRIEBE [2003]). Darüber liegen wenige Meter mächtige ziegelrote Mergelkalke mit Ammoniten des späten Lias (Toarcium), die direkt von Radiolariten und bunten Hornsteinkalken überlagert werden. Die „Jüngeren

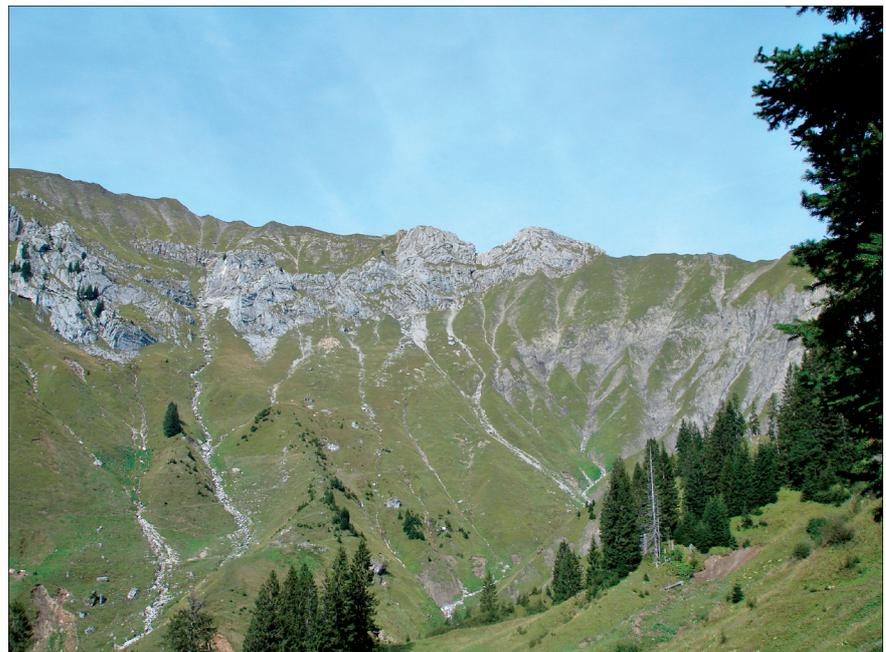


Abb. 24.
Die verwitterungsanfälligen Mergel der Allgäu-Formation unterscheiden sich im Gelände deutlich vom schroffen Oberrhätkalk. Heiterberg bei Schröcken.
Foto: Klaus ZIMMERMANN.

Allgäu-Schichten“ des Doggers fehlen (JACOBSHAGEN, 1965; EBERLI, 1985). Lokal sind die Fleckenmergel durch bunte Hornstein führende Kalke und Mergel vertreten, deren auf 25–30 m reduzierte Serie durch Kondensationshorizonte des Toarcium und Kimmeridgium abgeschlossen wird (z.B. Steinbruch Lorüns; BERTLE et al. [1979])

58 Hierlatzkalk; Adnet-Formation („Rotkalk“) Unter- und Mitteljura

Unter der Bezeichnung „Rotkalk“ werden alle bunten, meist geringmächtigen Kalke zusammengefasst, die als Schwellenfazies die grauen Beckensedimente der Fleckenmergel unter- und überlagern oder lateral ersetzen. Im oberen Teil sind dies meist ziegelrote knollige Kalke und Mergel, im unteren Teil Knollenkalke mit dünnen Mergelfugen des Typs Adnet-Kalk sowie Echinodermenkalke des Typs Hierlatz-Kalk. In den knolligen Adnet-Kalken sind oft Ammoniten in Steinkernerhaltung zu finden (MEISTER & FRIEBE, 2003), seltener auch Belemniten. Die Echinodermenkalke bestehen zum Teil aus dicht gepackten und gut sortierten Crinoiden- und Echinoidenresten, deren Schrägschichtung auf starke Strömungen hinweist. Daneben treten aber auch Echinodermen führende Kalkmikrite auf, die Übergänge zu den Knollenkalken aufweisen. Neben den dominierenden Crinoidenresten sind untergeordnet Seeigelteile, Brachiopoden und Kieselchwammnadeln zu finden. Die bunte, meist rote Farbe wird durch Eisenhydroxide bestimmt. Allerdings wechselt die Farbe lateral über rötlich geflammte Bereiche zu fast weißen oder grünlich-grauen Gesteinen, deren Eisen in reduzierter Form in feinkörnigem Pyrit gebunden ist. Lokal greifen die Rotkalke in schmalen Spaltenfüllungen mehrere Meter tief in die unterlagernden Plattformkalke des Rhaetium hinunter, die in chaotische Brekzien aufgelöst sind (z.B. Schafköpfe im Schesaplanagebiet; FURRER [1993]).

Große Mächtigkeitsschwankungen von wenigen Metern auf 30 m sowie rasche laterale Fazieswechsel deuten auf große submarine Reliefunterschiede hin. Die Echinodermenkalke entstanden als dünenartige Biogensande auf strömungsreichen submarinen Schwellen. Die knollenartigen Rotkalke werden als kondensierte pelagische Sedimente interpretiert, die auf etwas tiefer gelegenen Schwellen oder deren Abhängen abgelagert wurden. Die spaltenartig in die liegenden Plattformkalke des Rhaetium hinunter greifenden, matrixreichen Brekzien zeigen eine mehrphasige Öffnung von syndimentären Dehnungsbrüchen an und dokumentieren das Zerbrechen der triassischen Karbonat-

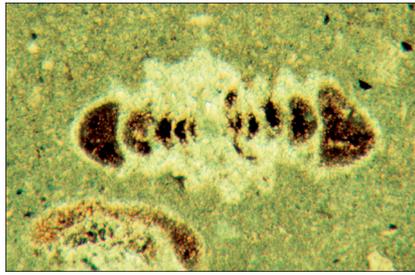


Abb. 25.
Die Foraminifere *Involutina liassica* ist ein typisches Fossil in den Rotkalken des Lias. Dünnschliff; Steinbruch Lorüns.
Foto: J. Georg FRIEBE.

plattform im frühesten Jura (EBERLI, 1985; KINDLE, 1990).

Die mergeligen Rotkalke im Hangenden der Fleckenmergel können nach Ammonitenfunden in den späten Lias gestellt werden (MEISTER & FRIEBE, 2003). Die typischen Knollenkalke (Adnet-Kalk) führen meist eine Ammonitenfauna des Sinemurium, lokal sind basale Kondensationshorizonte des Hettangium ausgebildet. Die Echinodermenkalke (Hierlatz-Kalk) vertreten je nach Lokalität verschiedene Abschnitte des frühen Lias (Hettangium–Sinemurium).

45/59 Oberrhätalk, Rhäto-Lias-Kalk (inkl. Zirnenkopf-Kalk, Lorüns-Oolith) Rhätium – Unterjura

Als „Oberrhätalk“ und „Rhäto-Lias-Kalk“ werden massige, meist hellgraue Kalke zwischen typischen Kössener Schichten und fossilbelegten Ablagerungen des Lias bezeichnet. Dazu ge-



Abb. 26.
Von Karren zerfurcht präsentiert sich der Zirnenkopf-Kalk (= „Oberrhätalk“) im Steinernen Meer im Lechquellengebirge.
Foto: Rochus SCHERTLER.

hören der „Oberrhätische Riffkalk“ (HEISSEL et al., 1965) oder Zirnenkopf-Kalk (FURRER, 1993) des Rätikons, die aus gebankten bis massigen Kalken des Riff- oder Plattformbereichs bestehen.

Neben eigentlichen Riffkalcken mit in Lebensstellung erhaltenen Korallen und Kalkschwämmen finden sich Riffschuttkalke mit einer Begleitfauna aus Muscheln, Schnecken, Brachiopoden und Echinodermen. Charakteristisch sind auch lagunäre Kalke mit teilweise gesteinsbildend auftretenden dickschaligen Muscheln (Megalodonten; Abb. 27) und benthischen Foraminiferen.

Die Verzahnung mit den jüngeren Kössener Schichten und die weitgehende Übereinstimmung mit deren reicher Fauna des Riff- und Lagunenbereichs belegt ein rhätisches Alter dieser bis 150 m mächtigen Flachwassersedimente. Lokal können diese Rhätikalke von siltigen Mergeln und Kalken der „Schattwald-Schichten“ (z.B. an der Schesaplana und im Steinbruch Lo-



Abb. 27.
Megalodontenbank im Zirnenkopf-Kalk (= „Oberrhätalk“).
Foto: Herbert FLATZ.



Abb. 28.
Rekristallisierte Schnecken gehören zu den sehr spärlichen Fossilien im Lorüns-Oolith. Dünnschliff; Steinbruch Lorüns.
Foto: J. Georg FRIEBE.

rüns) überlagert werden, deren Muschelfauna im unteren Teil das Rhaetium und im oberen Teil das Hettangium dokumentiert (McROBERTS et al., 1995). Die Trias-Jura-Grenze wird durch Silt- und Tonsteine mit Trockenrissen markiert. Darüber liegen siltige Kalke mit von Muscheln angebohrten Geröllen.

Im Steinbruch Lorüns liegt über den detritisch beeinflussten „Schattwald-Schichten“ nochmals eine 20–25 m mächtige Abfolge von undeutlich gebankten grauen Kalken, die meist als Onkolithe und Oolithe ausgebildet sind (Abb. 28). Die von FURRER (1993) als „Lorüns-Oolith“ bezeichneten Flachwasserkarbonate entstanden nach seltenen Ammonitenfunden im frühen Lias (Hettangium) und werden von geringmächtigem Hierlatz-Kalk und Adnet-Kalk des Sinemurium überlagert.

Vergleichbare fossilarme Flachwasserkalke treten auch andernorts in der Lechtal-Decke zwischen eindeutig rhätischen Riffkalken und mit Ammoniten datierten Rotkalken des Lias auf und werden wegen des Fehlens von Leitfossilien als „Rhäto-Lias-Kalk“ bezeichnet.

Lokal sind „Oberrhätalk“ und „Rhäto-Lias-Kalke“ von bunten, meist brekziösen Spaltenfüllungen durchschlagen (z.B. an der Schesaplana und im Steinbruch Lorüns). Obwohl die Spaltenfüllungen selbst nirgends direkt datiert werden konnten, ist aufgrund der roten Kalkmatrix und der lokalen Versiegelung durch einen Kondensationshorizont des frühesten Sinemurium eine Dehnungstektonik im frühen Lias anzunehmen (FURRER, 1993).

60 Kössen-Formation Oberes Norium – Rhätium

Die Kössen-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von dunklen Schiefertönen, Mergeln und tonigen, oft fossilreichen Kalken. Daneben treten Einschaltungen von laminierten Siltsteinen, biostromartigen Brachiopoden- und Korallenkalken, Schillkalken, Oolithen, Onkolithen, Megalodonten- und Foraminiferenkalken sowie laminierten kalkigen Dolomiten auf. Charakteristisch ist neben dem Fossilreichtum die häufig zu beobachtende gelbe, braune und rötliche Anwitterungsfarbe der im frischen Zustand meist dunkelgrauen bis schwarzen, Pyrit führenden Gesteine. Neben der typischen Muschelfauna sind Korallen, Kalkschwämme, Brachiopoden und Echinodermen zu finden (KÜHN, 1942). Dazu kommen bonebedartig angereicherte Wirbeltierreste vor: Knorpel- und Knochenfische, Fisch- und Pflasterzahnsaurier.

FURRER (1993) unterteilte die Kössen-Formation im Rätikon in mehrere Schichtglieder. Das basale Alplihorn-Member (ca. 120 m mächtig) besteht hauptsächlich aus Schiefertönen, Mergeln und tonigen Kalken und führt die charakteristische Kössener Muschelfauna. Das mittlere Schesaplana-Member (ca. 50 m) wird charakterisiert durch dunkelgraue mittel- bis dickbankige Korallen- und Brachiopodenkalke, die häufig von dunklen Schiefertönen und Mergeln unterbrochen werden. Die biostromartigen Korallenkalken äußern sich morphologisch meist in mehreren Härterippen. Die oberen Kössener Schichten (Ramoz-Member) sind durch eine Wechsellagerung von dunkelgrauen bis

olivgrauen, teilweise auch grünlich-rötlichen Mergeln und Kalken bestimmt, die wiederholt von mehreren Meter mächtigen Einschaltungen von dickbankigen bis massigen hellgrauen Kalken unterbrochen werden. Dickere, z.T. linsenartige Riff- und Lagunenkalke wurden im Rätikon von HEISSEL et al. (1965) als „Oberhätischer Riffkalk“, von FURRER (1993) als Zirnenkopf-Kalk abgetrennt. Sie sind in der vorliegenden Karte als „Rhätalkalke“ und „Rhäto-Lias-Kalk“ bezeichnet. Zirnenkopf-Kalk und Ramoz-Member sind im Rätikon 150–200 m mächtig.

Die leicht deformierbaren Gesteine der Kössen-Formation sind oft verfaultet oder durch interne Überschiebungen repetiert. Auf Grund ihrer typischen Muschel-, Brachiopoden- und Korallenfauna werden sie allgemein ins Rhaetium gestellt. Allerdings dürfte der untere Teil (Alplihorn-Member) schon im Norium eingesetzt haben.

47/61 Hauptdolomit; Plattenkalk Oberes Karnium – Norium

Der Hauptdolomit bildet mit dem Plattenkalk zusammen die wichtigste gebirgsbildende Schichtgruppe der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Seine über 1000 m mächtigen Dolomitgesteine bauen viele Berge und Steilwände auf, u.a. auch den spektakulären Erosionsrand des Alpsteins (Schesaplana-Gebiet) über dem Prättigau am Westrand der Lechtal-Decke. Die dickbankigen bis massigen grauen Dolomite sind meist fossilarm und stark rekristallisiert. Typisch sind laminierte, teilweise stromatolithische Bänke mit Hohlraumgefügen und linsen- oder

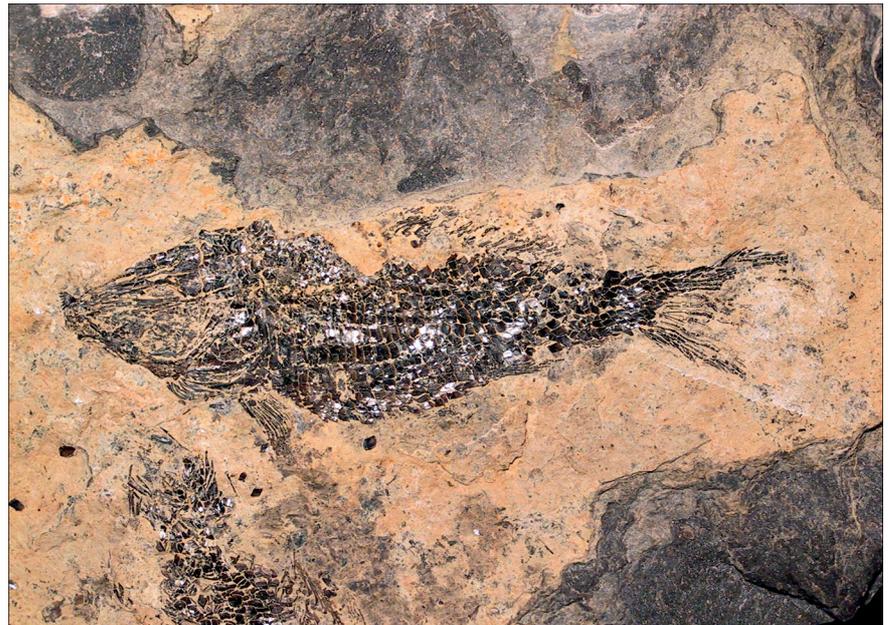


Abb. 29.
Ein beinahe vollständiges Individuum des Fisches *Legnonotus* cf. *krambergeri* BARTRAM. Steinbruch Lorüns.
Foto: Urs OBERLI.



Abb. 30.
Schroffe Felswände und ausgeprägte Schutthalten charakterisieren den Hauptdolomit nicht nur am Lünzersee.
Foto: Othmar DANESCH.

spaltenartig auftretenden Dolomitbrekzien. Die artenarme Schnecken- und Muschelfauna (u.a. Megalodonten), die Grünalgen, die Stromatolithe (Abb. 31) sowie Trockenrisse und Pseudomorphosen nach Sulfatmineralien zeigen eine Ablagerung in abgeschlossenen Lagunen und auf weiten, wiederholt trocken fallenden Wattflächen an (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1970).

Lokal treten an der Obergrenze des Hauptdolomits im Rätikon und Klosterthal dünn- bis dickbankige dunkelgraue Kalke auf, denen besonders im unteren Teil noch Dolomitbänke vom Typus des Hauptdolomits eingelagert sind. Diese als Plattenkalk ausgeschiedene Formation zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten kann bis 200 m mächtig sein (CZURDA & NICKLAS, 1970). Die Kalkbänke sind partienweise oolithisch und enthalten besonders in den höheren Partien einzelne Lumachellenkalke mit kleinwüchsigen Schnecken und Muscheln sowie Foraminiferen, Ostrakoden und Fischreste. Selten treten auch Kalkalgen, Echinodermen und Korallen auf, was auf normal marine Bedingungen in tieferen Lagunen oder seichten Becken hinweist.



Abb. 31.
Algen-Laminit aus dem Hauptdolomit.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Hauptdolomit und Plattenkalk lassen sich wegen fehlender Leitfossilien nicht sicher datieren, dürften aber hauptsächlich im Norium entstanden sein. Der unterste Hauptdolomit könnte allerdings schon ein karnisches Alter haben.

48/62 Nordalpine Raibler Schichten Karnium

Die Nordalpinen Raibler Schichten Vorarlbergs bestehen nur aus der unteren der üblicherweise drei Schiefertone-Karbonatserien (HARSCH, 1968, 1969), die im zentralen und östlichen Bereich der Nördlichen Kalkalpen ausgebildet



Abb. 32.
Die Nordalpinen Raibler Schichten am Flexenpass.
J. Georg FRIEBE.

sind. Die dunklen Schiefertone setzen lokal mit groben Basalkonglomeraten über Arlberg-Kalk ein und gehen oben in Sandsteine über, die dann wieder von Schiefertönen mit Onkoiden (*Sphaerocodium*) abgelöst werden. Lokal treten kohlige Reste von Landpflanzen auf. Die darüber liegende Karbonatserie besteht aus dünnbankigem Kalk und Dolomit. Häufige Stromatolithe und Hohlraumgefüge in den hellgrauen bis gelblichen Dolomitgesteinen deuten auf peritidale Ablagerungen seichter, wiederholt austrocknender Lagunen hin. Rauwacken und linsenartige Gipsvorkommen im obersten Teil der Raibler Schichten Vorarlbergs weisen auf verbreitete evaporitische Ablagerungen abgeschlossener Salz- und Gipspfannen (Sabkhas) hin. Sie wurden, wenn möglich, separat auskartiert.

Schwermineraluntersuchungen in den Sandsteinen zeigen dominante Schüttungen von Norden, von Westen und auch von Süden an, wobei das Material hauptsächlich gegen Osten transportiert wurde (JERZ, 1966; HARSCH, 1968, 1969).

Die Nordalpinen Raibler Schichten Vorarlbergs werden nach lithostratigraphischer Korrelation in das Karnium gestellt.

63 Gips der Nordalpinen Raibler Schichten Karnium

Lokal treten innerhalb der obersten Nordalpinen Raibler Schichten linsenförmige Gipsvorkommen von 10–30 m Mächtigkeit auf. Sie werden als diapirartige Körper gedeutet, die durch Mobilisation und plastisches Fließen von



Abb. 33.
Verkarsteter Gips und brekzierter Dolomit aus den Nordalpinen Raibler Schichten.
Foto: J. Georg FRIEBE.

ursprünglich wohl eher bankartig abgelagerten Evaporitablagerungen (Anhydrit, später Gips) entstanden sind.

49/64 Arlberg-Formation

Ladinium – Unteres Karnium

Die Arlberg-Formation umfasst die Flachwasserkarbonate der jüngeren Mitteltrias zwischen der Partnach-Formation unten und den Nordalpinen Raibler Schichten oben. Die Arlberg-Formation Vorarlbergs wurde erstmals detailliert von HIRSCH (1966) und KOBEL (1969) beschrieben und in Untere, Mittlere und Obere Arlbergschichten unterteilt. Die Unteren Arlbergschichten werden mit der ersten dunkelgrauen, aber hell anwitternden, mächtigen Kalkbank gegen die Partnach-Formation abgegrenzt. Sie enthalten noch bedeutende Einschaltungen partnachartiger Schieferbänder und können im unteren Teil die oberen Anteile der Partnach-Formation lateral ersetzen. In den Mittleren

Arlbergschichten fehlen die Schieferbänder. Sie bestehen aus einer Abfolge von meist feinkörnigen gebankten Kalken. Kleinwüchsige Mollusken und benthische Foraminiferen sind die einzigen Fossilien. In den Oberen Arlbergschichten ersetzen rauwackartige kalkige Dolomite, Rauwacken, Brekzien und schließlich kalkige oder dolomitische Mergel allmählich die feinkörnigen dunklen Kalke. Charakteristisch sind zyklische Abfolgen von dolomitischem Mergel, Kalk, Dolomit und Rauwacke. Kalkalgen, Stromatolithe und Trockenrisse zeigen seichte Lagunen und trockenfallende Kalkschlammflächen an. Ein Sauropterygier (*Rhaeticonia rothpletzi*) aus der Nähe von Bludenz ist der einzige größere Wirbeltierfund (BROILI, 1927; Original im 2. Weltkrieg verschollen).

Die Unteren und Mittleren Arlbergschichten erreichen im Gebiet des Flexenpasses und im Rätikon je 80 m Mächtigkeit, die Oberen Arlbergschichten 300 m. Die Lithologie und spärliche Fauna deuten auf ein schlecht durchlüftetes, nur schwach bewegtes Meeresbecken, das gegen oben allmählich in Lagunen- und Gezeitenbereiche übergeht.

Nach der stratigraphischen Position dürften die Arlbergschichten hauptsächlich im späteren Ladinium entstanden sein. Leitfossilien fehlen.

65 Einschaltungen von Melaphyren und Tuffen in den oberen Anteilen der Arlberg-Formation (Lech), Tuffe (NE Nüziders)

Ladinium

In der Umgebung von Lech treten in den Arlbergschichten mächtige basische Eruptivgesteine auf. Das Hauptvorkommen östlich von Lech besteht

aus einer 1,5 km langen und 100 m mächtigen Masse von Tuffen, Agglomeraten und untergeordnet Laven von Alkalibasalt (Melaphyr). Etwa gleichaltrig sind die Tuffe in den Arlbergschichten nordöstlich von Nüziders.

50/66 Partnach-Formation

Unteres Ladinium

Die Partnach-Formation bildet eine charakteristische Abfolge von dunkelgrauen Mergeln, Schiefertönen und dünnbankigen Kalken. Die praktisch fossilfreie Partnach-Formation Vorarlbergs erreicht im Rätikon eine Mächtigkeit von maximal 180 m. Sie wird als Ablagerung eines schmalen, schlecht durchlüfteten Meeresbeckens von etwa 100 m Wassertiefe angesehen. Erwähnenswert ist der Fund eines Sauropterygiers *Simosaurus cf. gaillardoti* bei Dalaas (RIEPEL, 1996; vormals bekannt als *Partanosaurus zitteli* SKUPHOS, 1893).

Nach ihrer stratigraphischen Lage über der Reifling-Formation gehört die Partnach-Formation ins frühe Ladinium.

51/67 Virgloria-Formation und Reifling-Formation

Anisium – Unteres Ladinium

Die Bezeichnung „(Alpiner) Muschelkalk“ wird traditionell für die gut gebankten Kalke der Mitteltrias (Reifling-Formation und Gutenstein-Formation) in den Nördlichen Kalkalpen gebraucht, die aber faziell und altersmäßig nur wenig Übereinstimmung mit dem Muschelkalk der Germanischen Fazies zeigen (HIRSCH, 1966; KOBEL, 1969). Der „Muschelkalk“ wird in mehrere, lithologisch stark unterschiedliche Schichtglieder unterteilt, über deren Nomenklatur in der Fachwelt Uneinigkeit herrscht (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974):

Die Reifling-Formation besteht hauptsächlich aus hellgrauen bis graubraunen, im unteren Teil auch schwärzlichen, Hornstein führenden Knollenkalke, in deren mittleren Abschnitt zwei bis drei auffällig grüne Schiefertone („Pietra verde“ = vulkanische Tuffite) eingeschaltet sind. Außer benthischen Foraminiferen treten vor allem dünnchalige Muscheln (*Daonella*), Conodonten und selten Ammonoideen auf, was auf einen tieferen, aber schlecht durchlüfteten Ablagerungsraum hinweist. In den westlichen Kalkalpen sind hauptsächlich die unteren schwarzen Reiflinger Schichten vertreten, die maximal 100 m mächtig sind. Die Untergrenze wird unter einer Encrinitenbank gezogen, einer charakteristischen Bank mit gesteinsbildend auftretenden Skleriten der Crinoide *Dadocrinus gracilis*.

Die gut gebankten Kalke der Virgloria-Formation (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974) zeigen im Gegensatz zu den Reiflinger Kalken ebene Schichtflächen und



Abb. 34.
Arlberg-Formation (rechts) und Nordalpine Raibler Schichten (links) am Ochsenbodenkopf oberhalb des Flexenpasses.
Foto: J. Georg FRIEBE.



Abb. 35. Wellige Schichtfläche in den Knollenkalken der Reifling-Formation bei Bartholomäberg – Jetzmunnt.

Foto: J. Georg FRIEBE.

sind nur schwach verkieselt. Charakteristisch sind Wühlspuren auf den Schichtflächen („Wurstelkalke“). Seltenere treten Laminite auf. Im Gebiet von Bürs treten plattige bituminöse Kalke auf, andernorts finden sich oolithische Kalke. Benthische Foraminiferen, Crinoidenreste und Kalkalgen sind die einzigen Fossilien. Im oberen Teil treten verbreitet dunkelgraue spätige Dolomitbänke mit Weißspatlagen auf (Flammendolomite). Im Rellstal und der Davennagruppe sind die Kalke der Virgloria-Formation sogar vollständig dolomitisiert. Die Virgloria-Formation ist rund 100 m mächtig, ausnahmsweise bis 140 m. Der Ablagerungsraum bestand aus Flachwasserbereichen mit Ooid-sandbarren, seichten Lagunen mit Kalkalgenrasen und schlecht durchlüfteten Senken.

Nach den seltenen Fossilfunden liegt die Anisium/Ladinium-Grenze im unteren Drittel der Reifling-Formation, d.h. etwas unterhalb der Tuffite, die radiometrisch auf $239,3 \pm 0,2$ Millionen Jahre datiert werden konnten (BRÜHWILER, 2003; in Vorb.).

68 Reichenhall-Formation Anisium

Die Reichenhall-Formation setzt sich aus dunklen dünnbankigen Kalken und Dolomiten, Rauwacken, sandigen Mergelkalken und Sandsteinbänken zusammen. Die nur wenige Meter mächtigen Übergangsschichten vom karbonatischen „Muschelkalk“ zum siliziklastischen „Alpiner Buntsandstein“ wurden in den westlichen Kalkalpen auch als „Drossaschichten“ bezeichnet. Sie unterscheiden sich durch das äußerst seltene Vorkommen von dünnbankigen dunklen Kalken von der Reichenhall-Formation der östlichen Kalkalpen. Muscheln, Schnecken und Crinoiden kommen vor und deuten auf einen flachmarinen Ablagerungsraum hin (HIRSCH, 1966). Die Mächtigkeit der Reichenhall-Formation Vorarlbergs beträgt zwischen 20 und 50 m (HIRSCH,

1966), ist aber oft auf wenige Meter reduziert.

Auf Grund der Muschelfauna und der stratigraphischen Position wird ein Anisium-Alter angenommen.

69 Fuorn-Formation („Alpiner Buntsandstein“) Untertrias

Der vom germanischen Faziesbereich übernommene Begriff „Alpiner Buntsandstein“ umfasst bunte, besonders rote bis grünlich-graue Quarzsandsteine mit geringem Feldspatgehalt und Muskovit auf den Schichtflächen, die in der Schweiz als Fuorn-Formation bezeichnet werden. Die meist gut sortierten Sandsteine zeigen häufig Schrägschichtungen und Rippelmarken und werden nur von dünnen Ton- und Mergellagen unterbrochen. Die Fuorn-Formation der westlichen Kalkalpen vertritt die weiter im Osten anstehende Werfen-Formation, die viel mehr Tonsteine (Werfener Schiefer) und im oberen Abschnitt Kalke führen (Werfener Kalke).

Die Fuorn-Formation erreicht am Südrand maximal hundert Meter Mächtigkeit, die an der Untergrenze aber meist tektonisch begrenzt ist. Die altersmäßige Einstufung in die frühe Trias (Skythium) ist unsicher. Wegen der Übergänge in die liegende Präbichl-Formation („Alpiner Verrucano“) wurden beide Formationen oft auch als sogenanntes „Permoskyth“ zusammengefasst (LEICHTFRIED, 1978). Im einzigen großflächigeren Vorkommen Vorarlbergs, vom Rellstal bis ins Klostertal, wurden basale grobklastische Gesteine

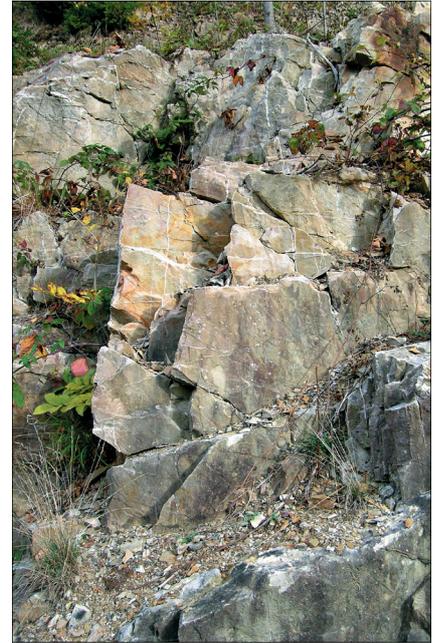


Abb. 37. Weiße Quarzsandsteine, die zur Fuorn-Formation („Alpiner Buntsandstein“) gehören, sind an der Straße St. Anton im Montafon – Bartholomäberg aufgeschlossen.

Foto: J. Georg FRIEBE.

und Vulkanite des Verrucano-Typs mit eingeschlossen, die etwa $\frac{2}{3}$ der Gesamtmächtigkeit der Abfolge ausmachen.

70/71 Präbichl-Formation Perm

Die Präbichl-Formation („Alpiner Verrucano“) an der südlichen Basis der Nördlichen Kalkalpen besteht aus einer



Abb. 36. Die Sand- und Siltsteine der Fuorn-Formation („Alpiner Buntsandstein“) fallen durch ihre meist intensive Rotfärbung auf (Bartholomäberg – Jetzmunnt).

Foto: J. Georg FRIEBE.

bis mehrere Hundert Meter mächtigen Serie grobklastischer Gesteine, die allerdings tektonisch stark gestört ist. Neben grobklastischen Brekzien und Konglomeraten treten vor allem Sandsteine und Tonschiefer in Form von bunten Schiefen und hellen Serizitphyliten auf. In Vorarlberg wurden die Vorkommen vom Rellstal bis ins Klostertal zusammen mit der Fuorn-Formation auskartiert. Dort finden sich mehrere Einschaltungen von sauren Vulkaniten (Rhyolithe, Ignimbrite; ANGERER et al., 1976; STINGL, 1982). Landpflanzen im jüngsten feinkörnigen Abschnitt sind die einzigen Fossilien (BERTLE et al., 1979).

Die Präbichl-Formation entstand als kontinentale Ablagerung von Erosionsschutt des variszischen Grundgebirges, der nur in Grabenfüllungen größere Mächtigkeit erreichte. Die sauren Vulkanite werden im Allgemeinen dem frühen

Perm, also dem späten Paläozoikum zugeordnet.

72 Kristberg-Schichten Oberkarbon p– Perm

Im Gebiet zwischen Vandans und Dalaas treten zwischen der Präbichl-Formation und dem Glimmerschiefer des Silvretta-Kristallins einige Meter mächtige dunkelgraue bis schwarze Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer und Karbonate auf, die von VAN AMEROM et al. (1982) als Kristbergsschichten bezeichnet wurden. Die Pflanzen führenden dunkelgrauen Schichten führen bei Bartholomäberg eine typische Flora des Oberkarbons (VAN AMEROM et al., 1982; BERTLE et al., 1979) und sind als fluviatile Ablagerungen lokaler Senken zu betrachten (MOSTLER, 1972; ANGERER, 1979).

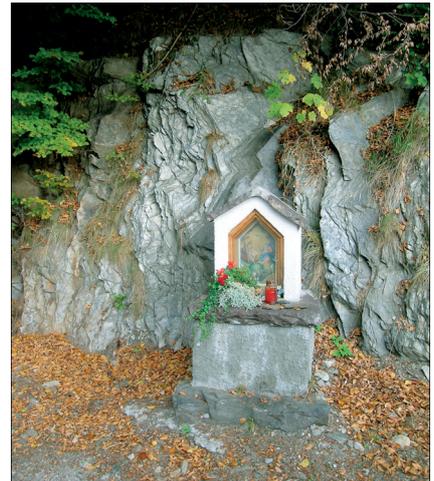


Abb. 38.
Die postvariszische Molasse der Kristbergsschichten bei Bartholomäberg.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Silvretta-Seckau-Deckensystem

Rufus J. BERTLE

Die hochmetamorphen Gesteine der Silvrettadecke werden sowohl im Südwesten (Ducan- und Landwassermulden) als auch am Nordwestrand (Gebiet von Bartholomäberg – Silbertal und im Bereich Golm) normal stratigraphisch ohne größere Diskordanz von Sedimentgesteinen überlagert, d.h. die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen (Lechtaldecke) wurden auf den kristallinen Gesteinen der Silvretta abgelagert. Diese sind abgescherte Teile der Afrikanischen Krustenplatte.

Die Silvrettadecke wird zu ca. 20 Vol.-% aus Metabasiten, zu ca. 30% aus metasedimentären Gesteinen (Paragneise, Glimmerschiefer, Phyllitgneise) und zu ca. 50% aus Orthogneisen aufgebaut. Im Bereich des Kartenblattes dominieren in den nördlichen und nordwestlichen Regionen der Silvrettadecke Metasedimente, während in den südlichen Regionen (zentrale und östliche Silvrettagruppe gegen das Engadiner Fenster hin) vermehrt Amphibolite, d.h. Metabasite, auftreten. In der gesamten Silvretta weit verbreitet sind Diabasgänge (BEARTH, 1932; HELLERMANN-FURRER, 1992) sowie gegen das Engadiner Fenster hin Pegmatite (KRECY, 1981; BERTLE, 2000), also Ganggesteine von basischem oder saurem Chemismus, welche die Gesteinsstrukturen (Schieferung) schräg durchschlagen und daher jünger sind als die voralpine Hauptverformung der Gesteine.

Die Gesteine der Silvrettadecke wurden sowohl in präalpiner (d.h. vor mehr als 150 Ma) als auch in alpidischer Zeit

(d.h. jünger als ca. 150 Ma) verfaltet. Die präalpine intensive Verfaltung wird durch die so genannten Schlingen mit steil stehenden Faltenachsen besonders gut ersichtlich, die auch im Ötztal-Stubai-Kristallin vorhanden sind. Alpidische Großfalten liegen in Form der Ducan- und Landwassermulde sowie in den engen Faltenzügen im Gebiet des Golm (südlich Tschagguns und Vandans) vor. Die alpine Verfaltung im Golmstock ist bis in die Triassedimente der Zimba-Schesaplana-Scholle bzw. in die Hänge gegen das Rellstal verfolgbar (BERTLE, 1979).

Die Bestimmung von Mineralchemismen erlaubt die Berechnung von Druck und Temperatur einer Metamorphose (PT-Bedingungen) zur Rekonstruktion der plattentektonischen Entwicklung von Kristallingesteinen. In geochronologischer und petrographisch-petrologischer Hinsicht wurde die Silvrettadecke erst in der jüngsten Vergangenheit intensiver untersucht. Hier sind die Arbeiten von SPIESS (1985), AMANN

(1985), SCHWEINEHAGE (2000), LADENHAUF (2004) und MAYERL (2005) zu nennen. Für die Metasedimente der Silvrettadecke werden von SCHWEINEHAGE (2000) maximale Drücke von ca. 15 kbar bei 450–500°C und eine maximale Temperatur von 600–700°C bei 8–10 kbar postuliert. Minerale der späteren Niederdruckentwicklung zeigen Drücke von 4–5 kbar bei 550°C. Ähnliche Druck- und Temperaturdaten werden von SCHWEINEHAGE (2000) auch für die Orthogneise postuliert. Die verschiedenen Granatamphibolite, Plagioklas- und Epidotamphibolite zeigen eine Entwicklung von Drucktemperaturbedingungen der oberen Amphibolitfazies bei 10–13 kbar/650–700°C zu Bedingungen der unteren Amphibolitfazies um 4–5 kbar/550°C. Im Gegensatz dazu zeigt der Eklogit vom Rauhen Kopf südlich von Ischgl maximale PT-Bedingungen von 25–27 kbar bei ca. 500°C und eine spätere maximale Aufheizung auf ca. 650°C, d.h. eine wesentlich größere Versenkung der Gesteine in die Tiefe.

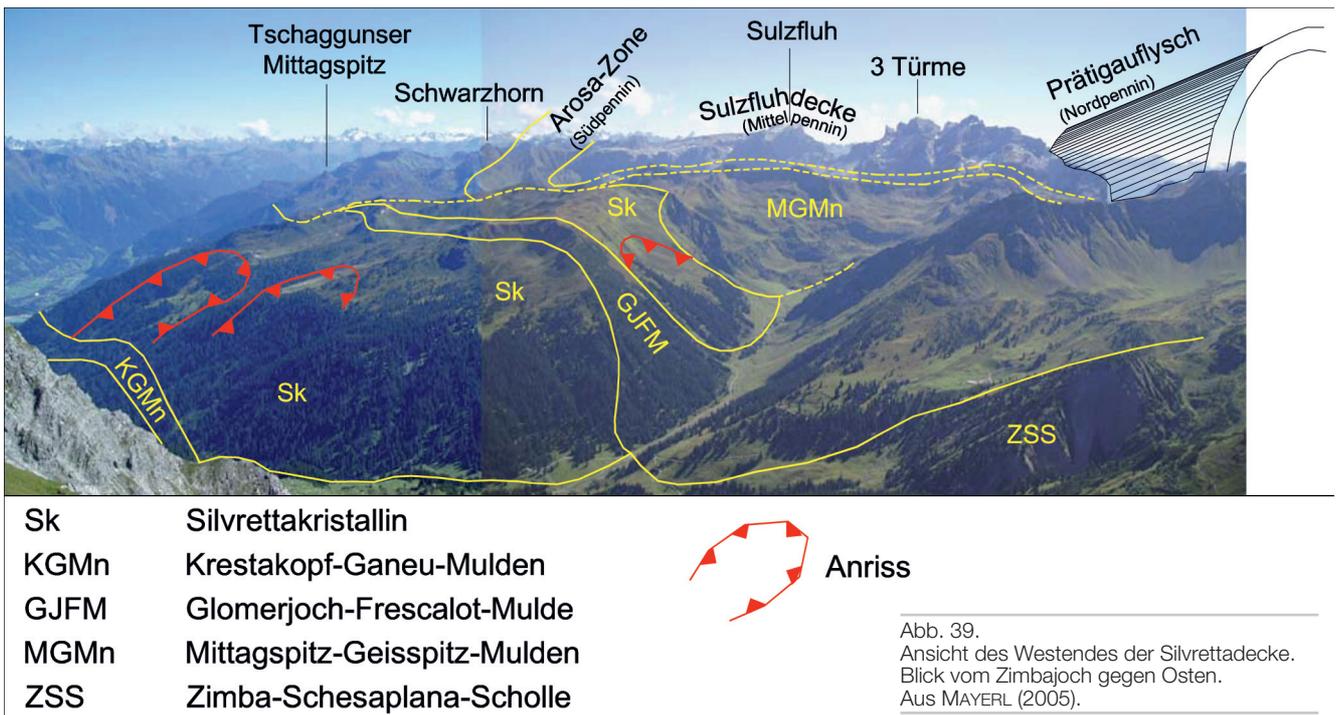


Abb. 39.
Ansicht des Westendes der Silvrettadecke.
Blick vom Zimbajoch gegen Osten.
Aus MAYERL (2005).

Die hohen Drücke am Rauhen Kopf deuten eine alte Subduktionszone (und damit einen alten in den Erdmantel abgetauchten und verschwundenen Ozean) an.

Die Altersdatierung bestimmter Minerale (Zirkon, Granat, Amphibol, Glimmer, Apatit bzw. von Gesteinsproben) erlaubt die zeitliche Einstufung von Metamorphoseereignissen. Damit erhält die plattentektonische Entwicklung von Gesteinen bzw. Gebieten einen realzeitlichen Bezug.

Die Nachmessung verschiedener Glimmerproben von SPIESS, AMANN, THÖNI und KRECZY durch BERTLE und FRANK sowie die Datierung von Granat aus einem Pegmatit im Bereich Idalpe mittels Sm-Nd-Methode durch SCHUSTER et al. (2001) und die Datierung von Zirkonen aus dem Eklogit vom Rauhen Kopf durch LADENHAUF et al. (2001)

zeigt, dass die metamorphe Entwicklung der Silvrettadecke während der letzten 350 Ma in 4 Hauptstadien abgelaufen ist:

- 1 Bildung von Eklogiten bei Hochdruckmetamorphose (z.B. Eklogit vom Rauhen Kopf) vor ca. 350 Ma.
- 2 Abkühlung der variszischen Hauptmetamorphose auf <math><350\text{--}400^\circ\text{C}</math> vor ca. 310 Ma.
- 3 Permische Metamorphose im Südostteil der Silvrettadecke angezeigt durch
 - a) Datierung von Granaten aus Pegmatiten vom Silvretta-Südrand mit einem Alter von ca. 290 Ma sowie
 - b) Ar-Ar-Abkühlalter von Glimmern aus Pegmatiten (ca. 190–185 Ma.)
- 4 Alpidische Metamorphose vor ca. 130–110 Ma, angezeigt durch Al-

tersdatierungen an verglimmerten Felsspäten und Mineralneubildungen in den Tonschiefergesteinen der Trias der Nördlichen Kalkalpen.

73/74 Metasediment, grünschieferfaziell geprägt

Im Bereich vom Arlbergpass gegen Osten treten im Liegenden der Sedimentgesteine der Nördlichen Kalkalpen verschiedenartigste Phyllite auf. AMANN (1985) folgend werden diese Phyllite dem Landecker Quarzphyllit zugeordnet und bilden dessen westlichste Verbreitung. Im Gelände besteht der Großteil dieser Phyllite aus monotonen hellgrauen bis bunten feinblättrigen Phylliten, die kleinräumig in Quarzphyllite, Albitphyllite, Karbonatphyllite und Granatglimmerschiefer übergehen können. Lokal finden sich innerhalb der Phyllite Glimmerschiefer, Orthogneise und Am-

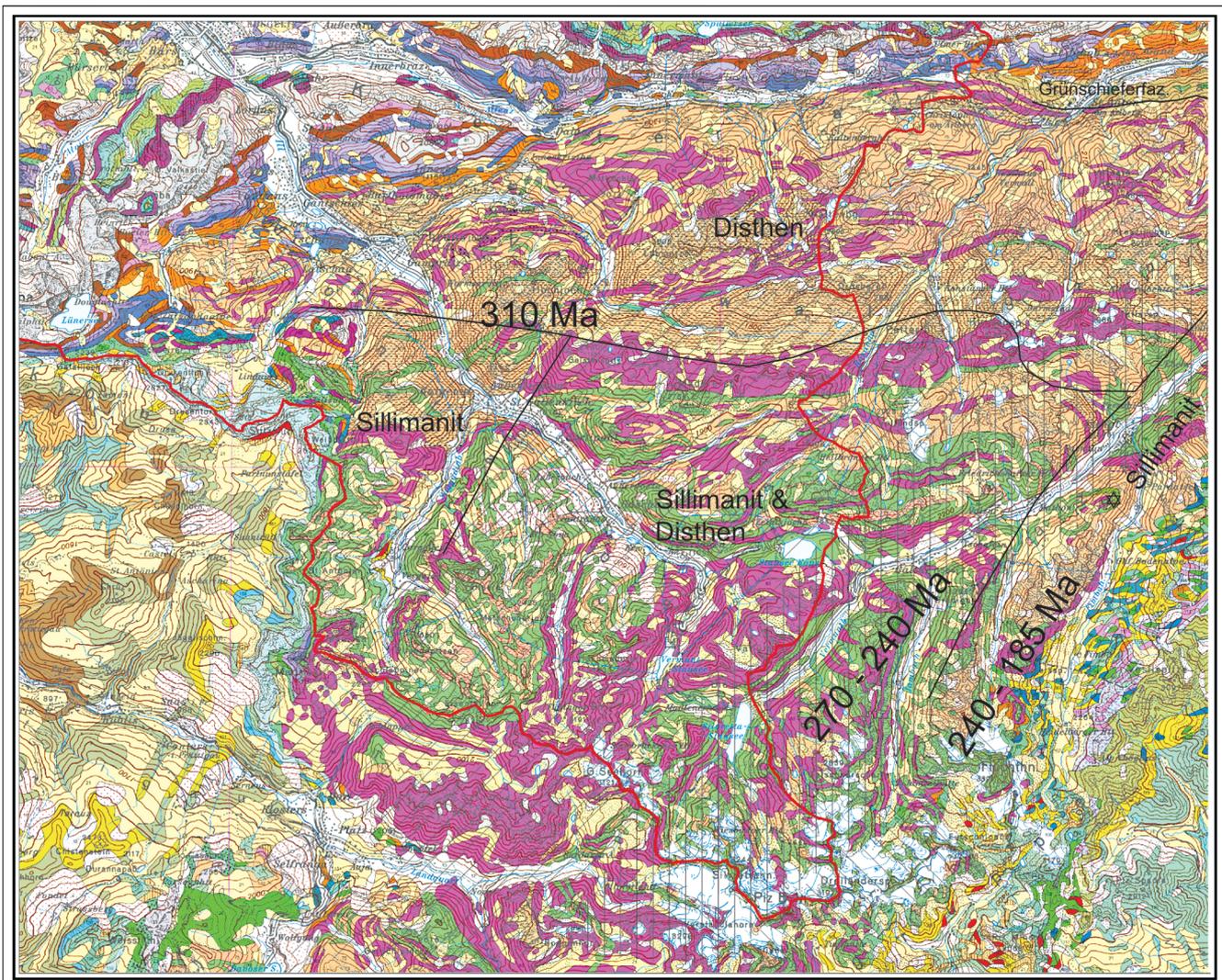


Abb. 40. Geologische Übersichtsskizze der westlichen Silvrettadecke mit Verteilung der Indexminerale der Metamorphose nach NOWOTNY et al. (1993) bzw. HOERNES (1971) und AMANN (1985) sowie Verteilung der Abkühlalter von Hellglimmern seit der variszischen Metamorphose (MAGGETTI & FLISCH (1999) und SCHUSTER et al. (2001). Kartengrundlage nach OBERHAUSER (2007). Der Stern zeigt den Eklogit vom Rauhen Kopf an, der bei einer eklogitfaziellen Metamorphose vor ca. 350 Ma gebildet wurde. Die Verteilung der Abkühlalter (Ar-Ar-Datierung an Hellglimmern) zeigt, dass im Bereich gegen das Engadiner Fenster hin Abkühlalter einer permischen Metamorphose auftreten. Diese Zone ist gleichzeitig durch das Auftreten von Sillimanit im Gestein und vielen Pegmatiten, die mit Sm-Nd-Methode auf ca. 290 Ma datiert wurden, charakterisiert.

Abb. 41.
Zeittabelle der geologischen Entwicklung der Silvrettadecke auf Grund von Altersdatierungen.
Verändert nach SCHWEINEHAGE (2000).

phibolite in unterschiedlichem Erhaltungszustand. Die grünschieferfazielle Metamorphose wird u.a. durch das Auftreten von Granat angezeigt. Früheren Bearbeitungen folgend (HOERNES & PURTSCHELLER, 1970; ROCKENSCHAUB, 1990; AMANN, 1985), stellen die Phyllite den am schwächsten metamorphen variszischen Anteil der Silvrettadecke dar.

75/76/77 Metasediment, amphibolitfaziell geprägt

Variszisch, zum Teil auch permisch

Paragesteine, d.h. aus Sedimentgesteinen durch Metamorphose entstandene Kristallingesteine, treten im Silvrettakristallin vor allem nördlich und östlich der Linie St. Gallenkirch – Patteriol – Kappl – Vesulspitze auf und bauen dort den größten Teil der Silvrettamasse auf. Die Paragesteine bestehen aus einer Vielzahl verschiedenster Paragneise und Glimmerschiefer, die kleinräumig schnell ineinander übergehen können.

Syn- bis postdeformatives porphyroblastisches Wachstum während der variszischen Metamorphose führte durch Wachstum von Feldspat (Plagioklas) bzw. von Dunkelglimmer (Biotit) zur Entstehung von Feldspat-Blastenschiefer (Nr. 76) bis -Gneisen und Biotitfleckenschiefer (Nr. 77). Die Glimmerschiefer der Silvrettagruppe zeichnen sich durch den meist hohen Gehalt an verschiedensten Mineralien wie Granat, Staurolith, Disthen, Amphibol und Sillimanit aus. Die Verteilung dieser Indexminerale für die verschiedensten Metamorphosen wurde durch HOERNES (1971), AMANN (1985) und SCHWEINEHAGE (2000) studiert. Im Bereich Gargellen – Heimspitze – Versettla treten innerhalb der Granatglimmerschiefer verbreitet die bei Mineraliensammlern begehrten Quarz-Andalusit-Muskovitknauern auf. Die Länge der Andalusite in diesen Knauern beträgt bis zu mehreren Dezimetern.

Lokal sind innerhalb der Paragesteine Quarzite und Quarzitgneise mit Übergängen zu den Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneisen verbreitet. Selten sind hingegen Einschaltungen von Marmoren, Kalksilikatschiefern sowie Graphitquarziten. Solche wurden z.B. im Bereich des Valzifenser Grates südlich von Gargellen und im

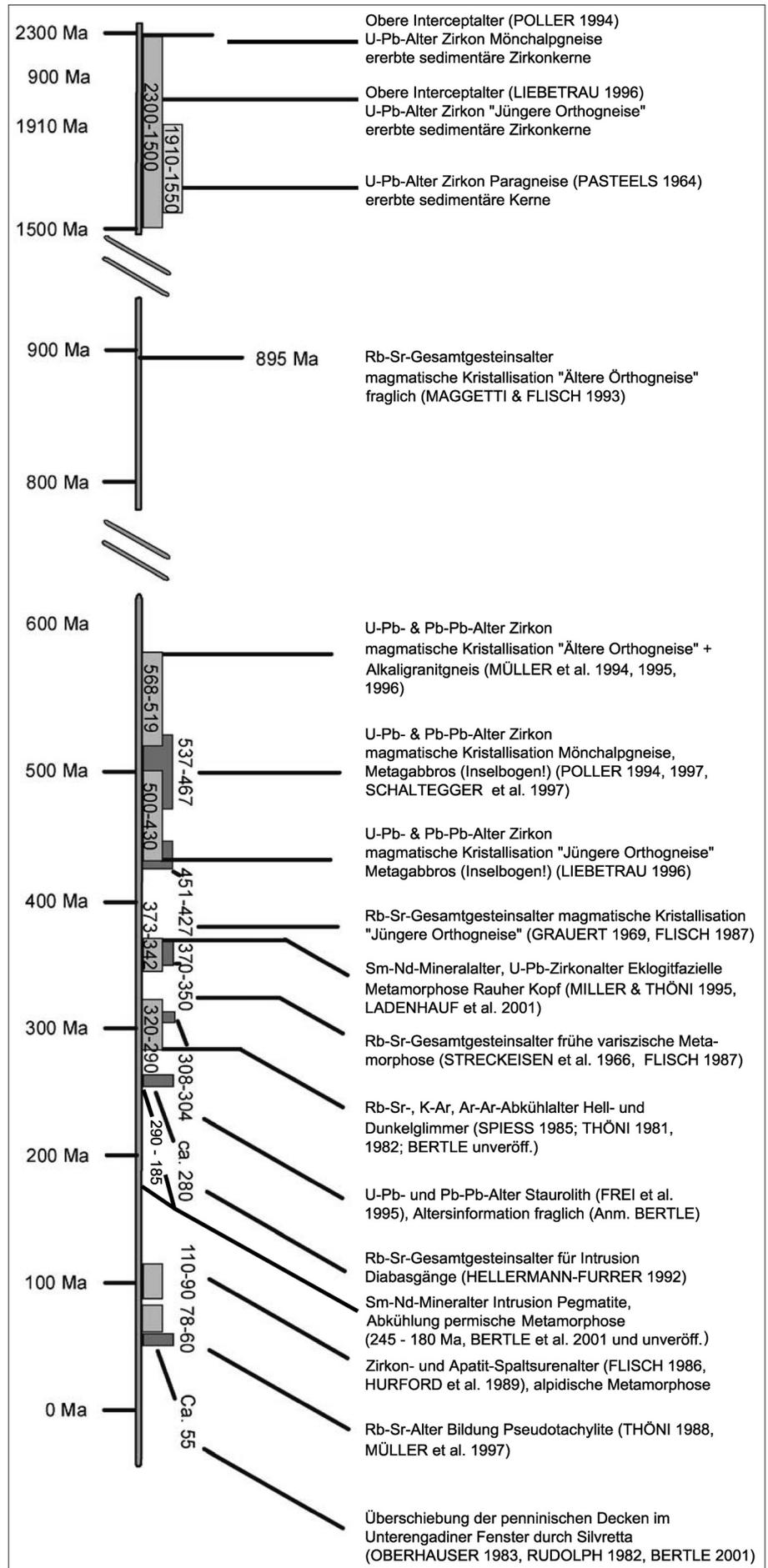




Abb. 42. Dünnschliffphoto eines Paragneises vom Golm. Disthen (KY), Biotit (BT) und Muskovit (MS) bilden ein Schieferungsgefüge. Am unteren Bildrand sind Staurolith (ST), Plagioklas (PL) und Quarz (Qtz) zu erkennen. Staurolith zeigt eine amphibolitfazielle Überprägung des Ausgangsgesteins an. Bildbreite = 2 mm. Aus MAYERL (2005).

Bereich des Wiegensees nördlich von Partenen kartiert.

Die Hauptstrukturen (Schieferung) der Gesteine werden lokal schräg schneidend durch Ganggesteine von basischem (Diabasgänge) und saurem (Pegmatite) Gesteinschemismus durchschlagen. Basische Ganggesteine können besonders im Bereich des Stausees Kops, im Bereich Tafamunt, rund um das Silvrettahorn und im südlichsten Gargellen-Tal (Valzifenz – Rotbühlspitze) beobachtet werden. Die sauren Ganggesteine (Pegmatite) finden sich weit verbreitet am Süd- und Südostrand des Silvrettakristallins in einer breiten Zone gegen das Engadiner Fenster hin. In dieser Zone sind auch die bekannten Pseudotachylite (Reibungsschmelzen, die vermutlich im Zuge von Erdbeben entstanden sind) besonders häufig (HAMMER, 1930; MASCH, 1973; THÖNI, 1988).



Abb. 43. Granatführender Pegmatit mit großen Hellglimmern. Granat tritt in Form von Nestern (weinrot-rostbraune Bereiche) innerhalb des Gesteins auf. Hellglimmer (Muskovit) erreicht Größen bis über 10 cm. Die Pegmatite der Silvrettabasis führen häufig bis über 10 cm große Turmalinkristalle. Das Alter dieser Pegmatite ist ca. 290 Ma, wie Altersdatierungen an Granat aus diesen Gesteinen ergaben. Handstückbreite = 15 cm. Pardatschgrat südöstlich von Ischgl. Foto: Rufus BERTLE.

Die Altersdatierung von Dunkel- und Hellglimmern aus den Paragesteinen mittels der Ar-Ar-Methode und der Rb-Sr-Methode zeigt, dass nördlich der Linie Silvrettastausee – Hoher Riffler – Kappl vor allem Metamorphoseabkühlalter von ca. 300–320 Ma und südlich davon Abkühlalter zwischen 185 Ma und 270 Ma gefunden werden können (BERTLE et al., unpubl.).

80/81/82 Metabasit

Südlich der Linie St. Gallenkirch – Patteriol – Kappl – Vesulspitze wird das Silvrettakristallin vor allem durch Amphibolite mit schmalen eingelagerten Linsen von Ultrabasit und Eklogit und großräumigen Zügen von Orthogneisen sowie Einschaltungen von Paragesteinen aufgebaut.

Die Amphibolite werden vor allem durch Plagioklasamphibolite repräsentiert. Daneben treten auch Epidotamphibolite (Bereich Gargellen – Silvrettastausee) und Granatamphibolite auf. Sehr selten können (z.B. im Grenzbereich um das Engadiner Fenster) Hornblendite aufgefunden werden. Die weit verbreiteten Plagioklasamphibolite werden im Durchschnitt aus 25 Vol.-% Feldspat, ca. 70 Vol.-% Amphibol (Hornblende) sowie geringen Mengen an Quarz, Granat, Biotit, Epidot und Karbonat aufgebaut. In den Epidotamphiboliten liegt der Epidotgehalt zwischen 25 Vol.-% und 80 Vol.-%, während die Granatamphibolite bis zu 35 Vol.-% Granat besitzen.

Geochemische Untersuchungen deuten darauf hin, dass die Metabasite der

Silvrettadecke im Wesentlichen ehemaligen Basalten mittelozeanischer Rücken zugeordnet werden können. Untergeordnet treten auch basische Gesteine auf, die chemisch einer Entstehung im Bereich von Inselbögen bzw. vulkanischer Bögen entsprechen.

Das Ultrabasitvorkommen vom Hochnörderer südlich Galtür besteht aus porphyroblastischen grobkörnigen Harzburgiten, grobkörnigen Lagen aus Burgiten sowie vereinzelt Kumulatgesteinen und gabbroartigen Gesteinen. Die geochemischen Untersuchungen von MELCHER et al. (2002) sowie die Arbeiten von MÜLLER et al. (1996) weisen darauf hin, dass der Ultrabasit vom Hochnörderer einer kambrischen Ophiolithabfolge angehören könnte, die durch Metamorphosen im Ordovizium und im Karbon mit jeweils hohen Temperaturen und Drucken verformt und überprägt wurde.

Beim Eklogitvorkommen vom Rauhen Kopf südlich von Ischgl handelt es sich nach dem derzeitigen Forschungsstand um das einzige Eklogitvorkommen auf österreichischem Boden der Silvrettadecke. Es lässt sich laut den Arbeiten von SCHWEINEHAGE (2000), LADENHAUF (2004) und FUCHS & OBERHAUSER (1990) in drei Teilkörper untergliedern, deren nördlichster die beste Erhaltung der Indexminerale und des Gefüges der Hochdruckmetamorphose besitzt. Die geochemischen Untersuchungen deuten darauf hin, dass das Ausgangsgestein des Eklogitvorkommens vom Rauhen Kopf ein gabbroides Gestein war, das ca. um 520 Ma entstanden ist. Um ca. 350 Ma wurde die



Abb. 44. Duktile (plastische) Verfallung, zum Teil ptygmatisch, in Hornblendegneisen des Silvrettakristallins. Der Lagenbau hell-dunkel ist einerseits auf unterschiedliche Chemismen des Ausgangsgesteins, andererseits auf Trennung der dunklen von den hellen Mineralien (metamorphe Differentiation) zurückzuführen. Lokalität: Nordhang Verhupfispitze südlich Vermuntsee. Foto: Rufus BERTLE.

vermutlich im Kambrium entstandene ozeanische Kruste im Zuge von plattentektonischen Bewegungen subduziert und erfuhr dabei eine Hochdruckmetamorphose mit ca. 29 kbar bei 650°C.

83/84 Orthogneis

Wie zuvor erwähnt, treten Orthogneise vor allem südlich der Linie St. Gallenkirch – Patteriol – Hoher Riffler in Zusammenhang mit den Metabasiten (Amphiboliten) auf. Die Orthogneise sind vorwiegend Augen- und Flasergneise (Alkalifeldspat führende Granitgneise), aber auch Granodioritgneise, Tonalitgneise und Migmatitgneise. Seit langem werden die Orthogneise im Schweizer Anteil in zwei verschiedene Typen, nämlich den Haupttyp Flüela sowie den ebenfalls granitischen Typ Frauenkirch unterteilt.

U-Pb-Datierungen an Zirkonen aus den beiden zuvor genannten Typen zeigen, dass die Intrusion um ca. 420–460 Ma erfolgte. Die Orthogneise vom Typus Flüela und vom Typus Frauenkirch werden in der Literatur auch zu den „jüngeren Orthogneisen“ gezählt.



Abb. 45. Augengneis der zentralen Silvretta-Gruppe. Feldspat (i.a. Kalifeldspat) ist im Zuge der Verformung während der variszischen Metamorphose lagig angeordnet. Die Schieferung des Gesteins wird vor allem durch Biotit und Muskovit gebildet. Solche Gesteine können z.B. im Bereich der Staumauer des Vermuntsees oder im Bereich N der Wiesbadener Hütte anstehend angetroffen werden. Block westlich der Silvretta-Staumauer. Foto: Rufus BERTLE.

Die „älteren Orthogneise“ bestehen aus Plagiogranitgneisen, Alkaligranitgneisen und Granitgneisen mit S-Typ-

Charakteristik. Teile der „älteren Orthogneise“ werden seit langem als Typus Mönchalp bezeichnet. MÜLLER et al. (1995) stellen größere Teile der „älteren Orthogneise“ und auch die mit ihnen assoziierten Amphibolite in Zusammenhang mit Intrusionen während einer kadmischen Gebirgsbildung um ca. 530 Ma.

85 Flimjochkeil

Im Bereich östlich der Idalpe wurde durch OBERHAUSER im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme von Blatt 171 Galtür innerhalb der Metabasite der Idalpe ein Blockwerk ausgetrennt, das aus leicht rückschreitend metamorphen Glimmerschiefern und Paragneisen besteht.

Die Quelle dieses Blockwerks befindet sich im Bereich des Flimjoches an der österreichisch-schweizerischen Staatsgrenze. Es handelt sich dabei um einen mit den Ophiolithen der Idalpe mitverfalteten Splitter des Silvrettakristallins (BERTLE, 2000).

Penninikum

Rufus J. BERTLE & J. Georg FRIEBE

Die Sedimente des Penninikums sind auf zahlreiche kleine und kleinste Vorkommen verteilt, die in verschiedenen paläogeographischen Positionen zur Ablagerung gekommen sind und nun in verschiedenen tektonischen Positionen zu Tage treten.

Die Arosa-Zone ist auf einen schmalen Streifen im Bereich der österreichisch-schweizerischen Grenze, wenige Aufschlüsse im Fenster von Gargellen sowie etliche tektonische Fenster innerhalb der Nördlichen Kalkalpen begrenzt. Das Unterengadiner Fenster wurde von TERMIER (1904) das erste Mal als tektonisches Fenster beschrieben und stellt damit auch die Typlokalität für „Tektonische Fenster“ dar. Die Sulzfluhdecke ist auf dem Kartenblatt Vorarlberg auf einen schmalen Streifen entlang der österreichisch-schweizerischen Staatsgrenze im Fenster von Gargellen sowie auf Aufschlüsse im Bereich zwischen Madrisa (südlich von Gargellen) und Davos beschränkt. Die Falknis-Decke umfasst eine ca. 1200 m mächtige, ununterbrochene Turbidit- und Brekzienabfolge und zeigt ein perlenkettenartiges Auftreten entlang des Prättigau-Halbfensters. Im Fenster von Nüziders treten penninische Gesteine zwischen Teildecken der kalkalpinen Lechtal-Decke in Erscheinung; Gleiches gilt für den Vaduzer Flysch.

Nur der Vorarlberger Flysch nimmt im äußeren Walgau und im Großwalsertal größere Flächen ein, die auch im Kartenbild deutlich als eigenständige Zone in Erscheinung treten.

Arosa-Zone (R.J. BERTLE)

Von weit im Süden (südlich von Arosa) kommend streicht die Arosa-Zone immer im Liegenden der Silvretta-Decke bzw. der Nördlichen Kalkalpen entlang dem Prättigau-Halbfenster bis in die Gegend südlich von Feldkirch. In dieser Position tritt die Arosa-Zone auch im Liegenden der Nördlichen Kalkalpen entlang ihrem Nordrand bis östlich von Oberstdorf auf.

Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen öffnen sich zahlreiche Fenster, in denen Arosa-Zone an die Oberfläche tritt. Diese Fenster markieren in der Regel die Grenze zwischen einzelnen Schuppen der Nördlichen Kalkalpen. Die größten dieser Fenster sind das Fenster vom Brandner Golm, des Mattlerjoches und des Loischkopfes im westlichen Rätikon. Vom Großen Walsertal südlich

von Sonntag kommend lässt sich die Arosa-Zone im Liegenden der Allgäu-Decke durchgehend bis östlich von Oberstdorf im Allgäu verfolgen. Interessante, schnell und leicht zugängliche Aufschlüsse der Arosa-Zone im Liegenden der Allgäu-Decke finden sich u.a. östlich von Sonntag (Seewaldsee), im Bachlauf der Bregenzer Ach nordwestlich von Schröcken sowie südwestlich bis östlich von Mittelberg im Kleinen Walsertal.

Die Schichtfolge der Arosa-Zone ist äußerst vielfältig, was durch ihre Entstehung und ihre Funktion als Gleitzone im Zuge der alpinen Deckenbildung erklärbar ist. Sie umfasst sowohl Gesteine des Ozeanbodens (Ophiolithe von Jura bis Kreidealter) als auch Gesteine der kontinentalen Kruste (Kristallingesteine und Sedimente, Paläozoikum–Kreide), d.h. Gesteine völlig unterschiedlicher Herkunft. Das Nebeneinander völlig verschiedener Gesteine wird dadurch erklärt (z.B. ALLEMANN, 2002), dass die ozeanische Kruste (Ophiolithe der Arosa-Zone) ab der Oberkreide unter das Ostalpin subduziert wurde. Dabei glitten große Gesteinspakete der heranrückenden Nördlichen Kalkalpen über den Kontinentalabhang in den Tiefseegraben der Subduktionszone ein. Dabei wurden die Schichtfolgen der einzelnen Gleitpakete umgedreht, weshalb heute im Gelände die permo-triassischen Schichtfolgen meistens in verkehrt liegender Form (z.B. Madrisa-Zone nach HALDIMANN, 1975; BURGER, 1978) auf-



Abb. 46.

Luftaufnahme des Gebiets um die Tilisuna-Hütte.

Links erheben sich die hellen Kalke der Sulzfluh von ihrer Umgebung ab. Die grasbewachsenen Hänge um die Hütte werden von Gesteinen der Arosazone (vorwiegend Verspala-Flysch) aufgebaut. Die schroffen Wände rechts bestehen aus Schwarzhorn-Amphibolit (siehe auch Abb. 48).
Foto: Herbert FLATZ.

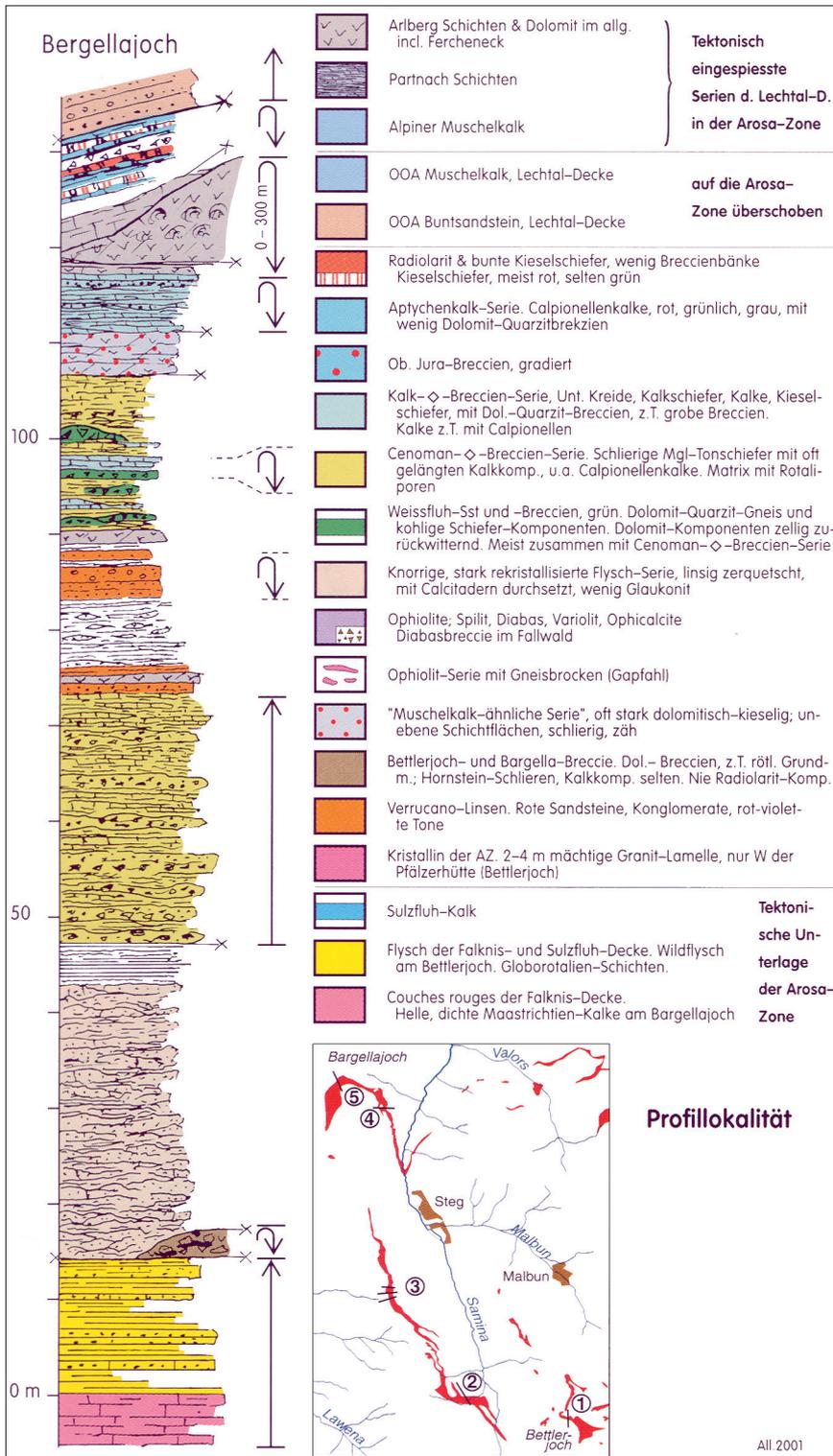


Abb. 47. Schichtfolge der Arosa-Zone am Beispiel des Aufschlusses Bergellajoch im westlichsten Rätikon. Aus ALLEMANN (2002).

geschlossen sind. Die metamorphe Überprägung der Arosa-Zone ist im Vorarlberger Anteil eher gering, nimmt aber gegen S bzw. E (Engadiner Fenster) zu.

An wichtigen Arbeiten zur Arosa-Zone sind zu nennen: HALDIMANN, P.A. (1975), BURGER, H. (1978), LÜDIN, P. (1987), WINKLER, W. (1988), WEISSERT,

H. (1974), ALLEMANN, A. (2002), RING, U. (1988), RING, U. et al. (1989), OBERHAUSER, R. (1983), FERREIRO MÄHLMANN, R. (1994), FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999), PETERS, T. (1963), PETERS, T. & STETTLER, A. (1987), FRISCH, W. et al. (1994), WEH, M. (1998) und die in diesen Arbeiten zitierten Arbeiten älterer Autoren.

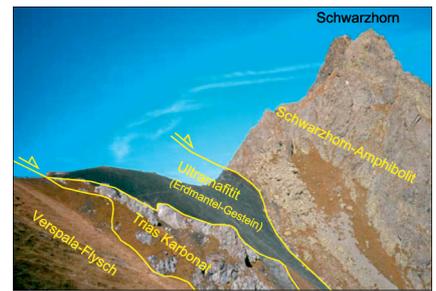


Abb. 48. Großaufschluss südlich des Schwarzhorns im östlichen Rätikon. Am linken Rand im bräunlich gefärbten Gelände sind die sanft verwitternden Grashänge des Vespala-Flysches (Arosa-Zone, Turonium) zu erkennen, die durch eine Karbonat-rippe (grau, Trias) überlagert werden. Darüber ist dunkelblau-schwarz der Ultramafit des Bilkengrates (Arosa-Zone) zu erkennen. Dieser wird gegen Nord vom Schwarzhorn-Amphibolit mit tektonischem Kontakt überlagert.

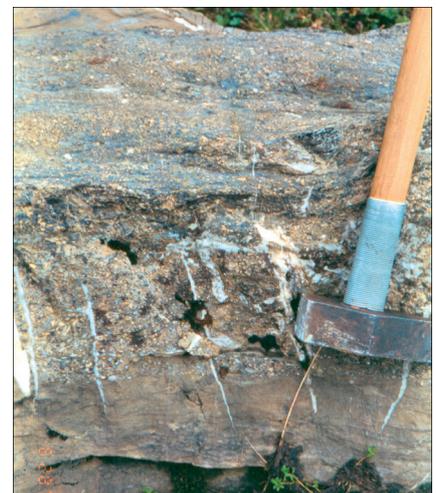


Abb. 49. Schichtbänke des Vespala-Flysches mit alpinen Klüften (weiß). Es ist zu erkennen, wie eine feinkörnige Sandsteinschicht (unten) von einer grobkörnigen Mikrobreczien-Schicht (oben) mit gewelltem Kontakt überlagert wird. Solche Abfolgen sind für Ablagerungen aus Trübeströmen (Turbiditen) typisch. Vespala südlich von Tschagguns. Foto: Rufus BERTLE.



Abb. 50. Überlagerung der Sulzfluhdecke (rechts, mit hellgrauem Sulzfluhkalk) durch die Arosa-Zone (Mitte, brauner Bereich mit stark gequetschten Schiefen und Sandsteinen sowie Plasseggel-Granit). Am linken oberen Bildrand ist die Arosa-Zone sichtbar, welche durch die Silvrettedecke überlagert wird. Foto: Rufus BERTLE.

Unterengadiner Fenster (R.J. BERTLE)

Im Unterengadiner Fenster werden Gesteine von drei penninischen Einheiten aufgeschlossen. Von tektonisch oben nach unten sind das

- Südpenninikum
 - Arosa-Zone
 - Fimber-Zone
- Mittelpenninikum
 - Tasna-Decke
- Nordpenninikum
 - Zone von Prutz – Ramosch
 - Zone von Roz – Champatsch – Pezid
 - Pfundser Zone

Dabei werden die Gesteine der Arosa-Zonen, der Zone von Prutz – Ramosch und Roz – Champatsch – Pezid und der Pfundser-Zone vor allem durch Bündnerschiefer (Oberjura-Tertiär, R.J. BERTLE, 1999, 2002, 2004) und Ophiolithe (Ozeanbodengesteine, HÖCK & KOLLER, 1987, 1989; KOLLER & HÖCK, 1990; R.J. BERTLE, 2004) aufgebaut.

Die mittelpenninische Tasna-Decke besteht aus einem kristallinen Sockel mit seiner sedimentären Überlagerung. Der kristalline Sockel der Tasna-Decke besteht dabei aus einer fossilen Krusten/Mantel-Grenze. Der Kontakt zwischen Mantelgesteinen (Ultrabasiten) und sauren Gesteinen (Tasna-Granit) ist nicht durch die alpine Tektonik gestört, sondern wesentlich älter (FLORINETH & FROITZHEIM, 1994; FROITZHEIM & RUBATTO, 1998). Die sedimentäre Abfolge der Tasna-Decke besteht vor allem aus Karbonaten der Trias und des Unterjuras (Steinsberg-Formation) und einer Schichtfolge der Kreide (Neokom-Flysch, Tristel-Formation, Gault-Flysch, Couches Rouges der Oberkreide), die sich über Couches Rouges des Paleo-

zäns in bunten Bündnerschiefern des Eozäns fortsetzen.

Die Fimber-Zone (nach FUCHS & OBERHAUSER, 1990) stellt eine Mischzone aus Tasna-Decke und Arosa-Zone dar, d.h. es sind Gesteine des Mikrokontinentes der Tasna-Decke mit Gesteinen des Ozeanbodens der Arosa-Zone kleinräumig miteinander aufgeschlossen bzw. verschuppt. Die Ophiolith-Abfolge der Idalpe (Flimspitze und Bürkelkopf), die von OBERHAUSER der Arosa-Zone zugeordnet wird, besitzt die am besten erhaltene Abfolge in den Ostalpen. Eine Detailbearbeitung dieser Ophiolith-Abfolge liegt durch HÖCK & KOLLER (1987) vor.

Sämtliche Gesteine des Unterengadiner Fensters wurden im Tertiär (THÖNI, 1980; SCHUSTER et al., 2003; R.J. BERTLE, 2000, 2004) umgewandelt. Dabei ist in den Ophiolithen der Idalpe (GOSSO et al., 2004; SCHUSTER et al., 2004), in den Metasedimenten der Fimber-Zone (STÖCKHERT et al., 1990; R.J. BERTLE et al., 2003b) sowie aus den Metabasalten und Sedimenten des Fensterinnersten (BOUSQUET et al., 1998, 2002; R.J. BERTLE, 2004) eine niedrig temperierte Hochdruckmetamorphose bekannt.

In der Rekonstruktion der paleogeographischen Entwicklung der Alpen stellt das Unterengadiner Fenster ein wichtiges Zwischenglied für die Korrelation der tektonischen Einheiten der Schweizer Zentralalpen und der Hohen Tauern dar.

Ein Mikroabbild des Unterengadiner Fensters ist das Gargellener Fenster im Montafon. Daher wird das Unterengadiner Fenster hier behandelt, obwohl es nicht auf Vorarlberger Gebiet liegt.



Abb. 52.

Feinkörnige Gabbros, die von grobkörnigen Gabbropegmatiten durchschlagen werden. Die Gabbros stellen den unteren Teil der ozeanischen Kruste oberhalb des Erdmantels (Ultramafitite) dar. Dabei werden die älteren feinkörnigen Gabbros von jüngeren grobkörnigen Gabbropegmatiten mit Pyroxenkristallen bis über 10 cm Größe durchschlagen. Hellglimmer der alpinen Metamorphose in den Gabbros mit hohen Siliziumgehalten zeigen eine metamorphe Überprägung bei hohem Druck und niedrigen Temperaturen an. Velillscharte östlich Idalpe.

Foto: Rufus BERTLE.



Abb. 53.

Pillowbasalte (Kissenlaven) im Idalp-Ophiolith. Die kissenförmige Erstarrung der am jurassisch-kretazischen Ozeanboden austretenden Lava eines mittelozeanischen Rückens (MOR) wird durch die herauswitternden Pillowlaven-Kerne gut ersichtlich. Auf Grund der weicheren Bestandteile der Glasränder, die durch das Abschrecken der über 1000°C heißen Lava am Ozeanboden entstehen, wittern diese leichter zurück und lassen die Struktur des Gesteines besser hervortreten. In diesem Aufschluss deuten die Wölbungen der Kissen eine normal liegende Schichtfolge an. Viderjoch (östlich der Idalpe).

Foto: Rufus BERTLE.



Abb. 51.

Ansicht des Grates Velillscharte – Pardatschgrat von Süden.

Am rechten Rand (E) sind die Gesteine des Idalp-Ophioliths sichtbar, d.h. Ozeanbodengesteine wie Gabbros, Ultramafitite, Kissenlaven, Grünschiefer, Bündnerschiefer (Jura-Kreide), die von Gesteinen der subsilsrettiden Schollen (Permotrias, Karbonate) überlagert werden. Am linken Rand (W) sind Paragneise des Silvrettakristallins mit permischen Pegmatiten und alpinen Pseudotachyliten sichtbar. Der Gipfel des Pardatschgrates wird durch die Spalten einer Bergerzerrung durchzogen, weshalb das Gipfelgelände stark kupiert ist.

Foto: Rufus BERTLE.

Sulzfluh-Decke (R.J. BERTLE)

Die Mächtigkeit der Sulzfluh-Decke schwankt zwischen dem westlichsten Vorkommen am Südwandfuß der Schesaplana und den Vorkommen nördlich von Klosters sehr stark: von wenigen Metern unter der Schesaplana bis zu mehreren 10er-Metern an der Weißplatte. Die Mächtigkeit wird durch die Übereinanderstapelung mehrerer Schuppen zusätzlich vervielfacht. Die Sulzfluh-Decke wird im Wesentlichen durch drei Gesteinstypen aufgebaut:

Paläozoischer Sulzfluh-Granit (grünlischer Granit mit roten bis rosa Kalifeldspäten) an der Basis, hellgrauer massiger Sulzfluh-Kalk und den Sulzfluh-Kalken auflagernde Couches Rouges. Dabei besitzt der Sulzfluh-Kalk ein Oberjura-Alter (Tithonium), während die Couches Rouges im Zeitraum Unterkreide bis Alttertiär (Oberes Albium–Paleozän) abgelagert wurden.

Seit den 1960er-Jahren wird die Sulzfluh-Decke dem mittelpenninischen Deckenstockwerk zugeordnet, d.h. sie repräsentiert einen letzten Rest eines Mikrokontinentes, der gegen Süden und Norden durch Ozeane begrenzt war. Den neueren plattentektonischen Überlegungen von STAMPFLI (1993) folgend, könnte die Sulzfluh-Decke den

gegen Osten reichenden Sporn der Iberischen Halbinsel repräsentieren.

147 Sulzfluh-Flysch Untereozän

Die einzigen Vorkommen wurden auf der Karte im Bereich nordöstlich von Triesenberg in Lichtenstein ausgeschieden. Es handelt sich dabei nach ALLEMANN (1956, 2002) um dunkle Tonschiefer mit feinkörnigen Sandsteinen sowie Tonschiefer mit Linsen von Kieselkalken im Hangenden. Die Mächtigkeit des Sulzfluh-Flysches wechselt zwischen 0 m und 25 m. Der Sulzfluh-Flysch dürfte ein alttertiäres (Oberpaläozän–?Eozän) Alter besitzen, da er auf fossil belegte Globorotalien-Schichten des Paleozäns transgrediert.

148 Globorotalien-Schichten Paleozän

Die Globorotalien-Schichten überlagern von der Sulzfluh bis Liechtenstein die Couches Rouges der Sulzfluh-Decke, wobei die Grenzfläche (= Transgressionsfläche) oft nur durch einen Farbwechsel im Gelände markiert ist. Stellenweise werden die Globorotalien-Schichten auch direkt vom Sulzfluh-

Kalk unterlagert. In diesem Fall treten polygene Feinbrekzien an der Basis auf. Die Globorotalien-Schichten selbst bestehen vor allem aus rötlichen Kalksandsteinen, Mergeln und Tonschiefern mit Globigerinen und Globorotalien des Tertiärs, stellenweise aber auch mit aufgearbeiteten, sehr gut erhaltenen Globotruncanen der Kreide.

149 Couches Rouges Albium–Maastrichtium

Die Couches Rouges der Kreide der Sulzfluh-Decke bestehen vor allem aus hellgrauen bis bunten Mergeln und tonigen Kalken, die durch eine äußerst starke Mikrofossilführung (Rotaliporen und Globotruncanen) gekennzeichnet sind. Die Basis (d.h. die untersten Schichten) der Couches Rouges liegen mit normalem Kontakt direkt auf Sulzfluh-Kalk und sind von diesem zum Teil nur durch die Mikrofauna zu trennen. Aufschlüsse dieser ältesten Transgression auf den Sulzfluh-Kalk sind im Nordhang der Drusenfluh sowie nordwestlich von Wang auf Liechtensteiner Gebiet (ALLEMANN, 2002) aufgeschlossen. Die Mikrofossilien deuten auf einen Beginn der Sedimentation der Couches Rouges in



Abb. 54.
Wie ein Fremdkörper wirkt der helle Sulzfluh-Kalk im östlichen Rätikon.
Foto: Herbert FLATZ.

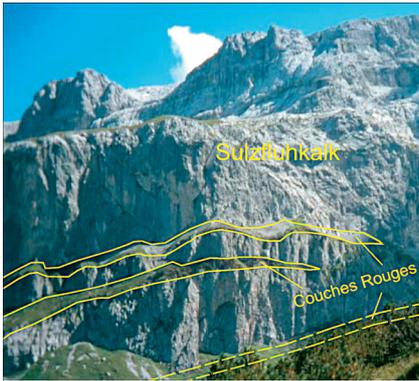


Abb. 55. Ansicht der Sulzfluh-Westwände von der Lindauer Hütte (südlich von Tschagguns). Der Sulzfluhkalk bildet die hellgrauen senkrechten Felswände, die durch saftig grüne Grasbänder unterbrochen sind. In diesen grasgrünen Bändern stehen Couches Rouges des Tertiärs an.
Foto: Rufus BERTLE.

der Unterkreide (Oberes Albium) hin, angezeigt durch *Planomalina buxtoni*. Darüber folgt oft in tektonischem Kontakt wiederum Sulzfluh-Kalk höherer Schuppen.

Ein Großteil der im Talkessel des Gauertals und im südwestlichen Bereich des Lünensees beobachtbaren Couches Rouges hat Oberkreidealter. Diese Couches Rouges wurden meistens ebenfalls direkt auf den wesentlich älteren Sulzfluh-Kalk abgelagert.

150 Sulzfluh-Kalk
Tithonium

Das markanteste Gestein der Sulzfluh-Decke ist der Sulzfluh-Kalk. Er bil-

det am Hauptkamm des Rätikons zwischen dem Lünensee und der Madrisa die Berggipfel der Kirchlispitzen, der Drusen-, Sulz-, Scheien- und Rätchenfluh sowie der Weißplatte und der Drei Türme. Im Bereich all dieser Berge ist der Sulzfluh-Kalk mit mehreren übereinander gestapelten Paketen mit dazwischen liegenden Couches Rouges insgesamt bis zu 600m mächtig. Die Untersuchungen durch OTT (1969) deuten darauf hin, dass der Sulzfluh-Kalk eine Karbonat-Plattform vom Typ der Bahamas-Bank bildete. Die Bereiche mit Kalken aus gerundeten Karbonatkörnern (Oolith- und Intrasparit-Fazies nach OTT) lagen dabei am Rand der Karbonat-Plattform, während die feinkörnigen Karbonate (Mikritfazies nach OTT) im Zentrum der Sulzfluhbank lagen. Interessanterweise wurden innerhalb des Sulzfluh-Kalkes keine versteinerten Riffe gefunden.

Schon seit langem bekannt sind die Verkarstungsphänomene des Sulzfluhkalkes, vor allem im Gebiet zwischen Gauertal und Rätchenfluh. Die Lösung von Kalk durch Wasser hat in diesen Bereichen zur Bildung der bekannten Sulzfluhhöhlen geführt, in denen u.a. Reste von eiszeitlichen Höhlenbären (*Ursus spelaeus*) gefunden wurden. Eine genaue Bearbeitung dieser Wirbeltierfunde aus der letzten Eiszeit liegt von RABEDER (1995, 1997) vor. Die großen Karst-Plateaus der Sulzfluh, der Weißplatte, der Scheienfluh und der Rätchenfluh stellen auch das Einzugsgebiet der Sarottla-, Fidelis- und Gandatal-Quellen im Fenster von Gargellen dar. Über diese Quellen mit einer Quell-



Abb. 57. Sulzfluhkalk mit Großfossilien (Austern). Äußeres Rößitobel (Fenster von Gargellen).
Foto: Rufus BERTLE.

schüttung von jeweils bis zu 500 l/s (teilweise auch mehr) berichten H. BERTLE (1972) sowie MATHIS (2005). Sporendriftversuche zeigten, dass die im Bereich Gruobenpaß versickernden Wässer schon nach wenigen Tagen im Gargellen-Tal austreten.

151 Sulzfluh-Granit

Der Sulzfluh-Granit ist vor allem auf schweizerischem Staatsgebiet am Südwandfuß der Sulzfluh anzutreffen. Die wenigen Aufschlüsse mit Sulzfluh-Granit auf österreichischem Staatsgebiet beschränken sich auf das Fenster von Gargellen. Generell tritt der Sulzfluh-Granit im Rätikon und im Fenster von Gargellen in Form einzelner Schollen an der Basis des Sulzfluh-Kalkes auf.

Dabei handelt es sich um einen grünen, seltener auch mit roter Färbung versehenen Granit, der lokal noch ziemlich frisch sein kann, oft aber stark durch Bewegungsfugen der alpinen Tektonik gestört ist.

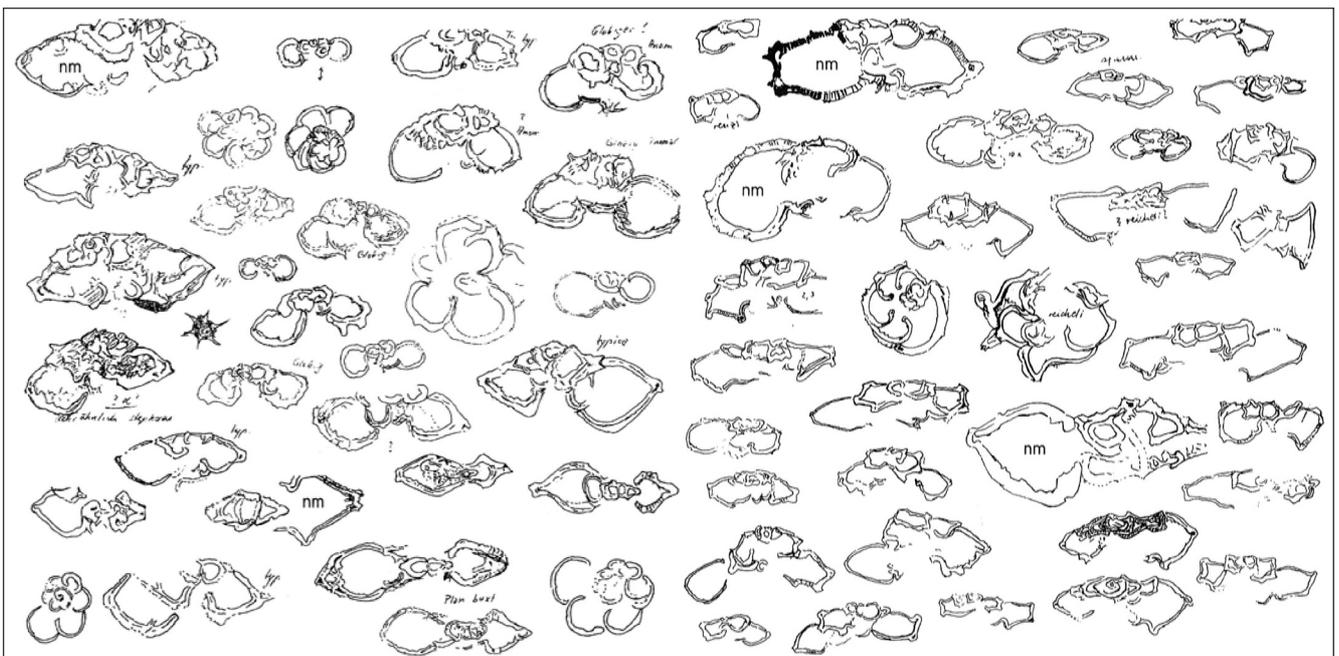


Abb. 56. Dünnschliffbilder von Plankton-Foraminiferen. Rotaliporen und *Planomalina* (links, Albium) sowie Globotruncanen der obersten Kreide (rechts, Maastrichtium) der Couches Rouges. Vergrößerung ca. 35–40fach.
Aus ALLEMANN (2002).

Bei geringer tektonischer Störung handelt es sich meist um einen grobkörnigen (bis 3 cm), grünlichen, seltener auch rötlichen Granit. Die grüne Farbe des Granites entsteht durch den Abbau der Feldspäte, der durch die tektonische Bewegung bedingt ist. Das Alter der Entstehung (Intrusion) des Sulzfluh-

Granites dürfte jungpaläozoisch (310 Ma ?) sein.

Die Begrenzung des Sulzfluh-Granites gegen die tiefer liegenden Schichten (Prättigau-Flysch) ist immer tektonischer Natur, während der Kontaktbereich zum Kalk in manchen Aufschlüssen auch einen ungestörten Eindruck

macht. Solche – vermutlich ungestörten – Aufschlüsse finden sich z.B. im Fenster von Gargellen im Graben oberhalb des Hotels Madrisa (H. BERTLE, 1972). Schon früh wurde der Sulzfluh-Granit mit den Graniten des Err-Julier-Bernina-Gebietes verglichen.

Falknis-Decke (R.J. BERTLE)

Wie ALLEMANN (2002) treffend vermerkt, ist die Falknis-Decke eine einzigartige Decke in den Alpen. Sie umfasst nämlich eine ca. 1 200 m mächtige, ununterbrochene Turbidit- und Brekzienabfolge, deren Ablagerung vom Jura (Lias) bis in die Unterkreide (Cenomanium) reicht. Des Weiteren zeigt die Falknis-Decke ein perlenkettenartiges Auftreten entlang des Prättigau-Halbentfers, d.h. sie ist regional sehr unterschiedlich verteilt und tritt nur an wenigen Stellen konzentriert auf. Die Falknis-Decke besitzt zudem einen komplizierten inneren Bau mit starker Verfaltung und sehr scharfen Grenzen zur überlagernden Sulzfluh-Decke.

Neben dem Hauptvorkommen rund um den namensgebenden Berg Falknis finden sich weitere Großvorkommen rund um St. Antönien bzw. weiter im Süden rund um die Davoser Weißfluh. Dazwischen (das ist in der Regel in Gebieten mit dem Auftreten von mächtiger Sulzfluh-Decke) reduziert sich die Mächtigkeit der Falknis-Decke auf wenige Meter bis 10er-Meter. Auch im Fenster von Gargellen ist sie lokal in stark ausgequetschter Form beobachtbar (H. BERTLE, 1972).

Die Falknis-Decke wurde während des Deckentransportes im Tertiär in drei Schichtpakete zerlegt, die dachziegelartig übereinander gestapelt wurden. Die Falknis-Decke liegt daher in drei Schuppen (Glegghornschuppe unten, Falknis-Schuppe in der Mitte, Tschingel-Schuppe oben) vor, wobei jede dieser drei Schuppen in sich stark verfaltet und verfältelt ist.

Die Sedimentgesteine der Falknis-Decke wurden von LORENZ (1901), D. TRÜMPY (1916), ALLEMANN (1956), GRUNER (1981) und SCHWIZER (1983) intensiv studiert. Die Schichtabfolge startet mit wenig mächtigen triadischen Dolomiten, Gips und wenig mächtigen Schiefen mit einzelnen Quarzitbänken (Keuperentwicklung?) und mit schwarzen Schiefen und Mergelkalken sowie vereinzelt Belemniten-Spatkalken im Unterjura. Eine genaue Altersbestimmung dieser basalen Schichten steht noch aus.

Die Sedimente des Juras setzen sich mit der Panier-, der Sanalada-, der Falknis-Brekzien- und dem untersten Teil der Jes-Formation fort. Die Kreideabfolge der Falknis-Decke wird durch

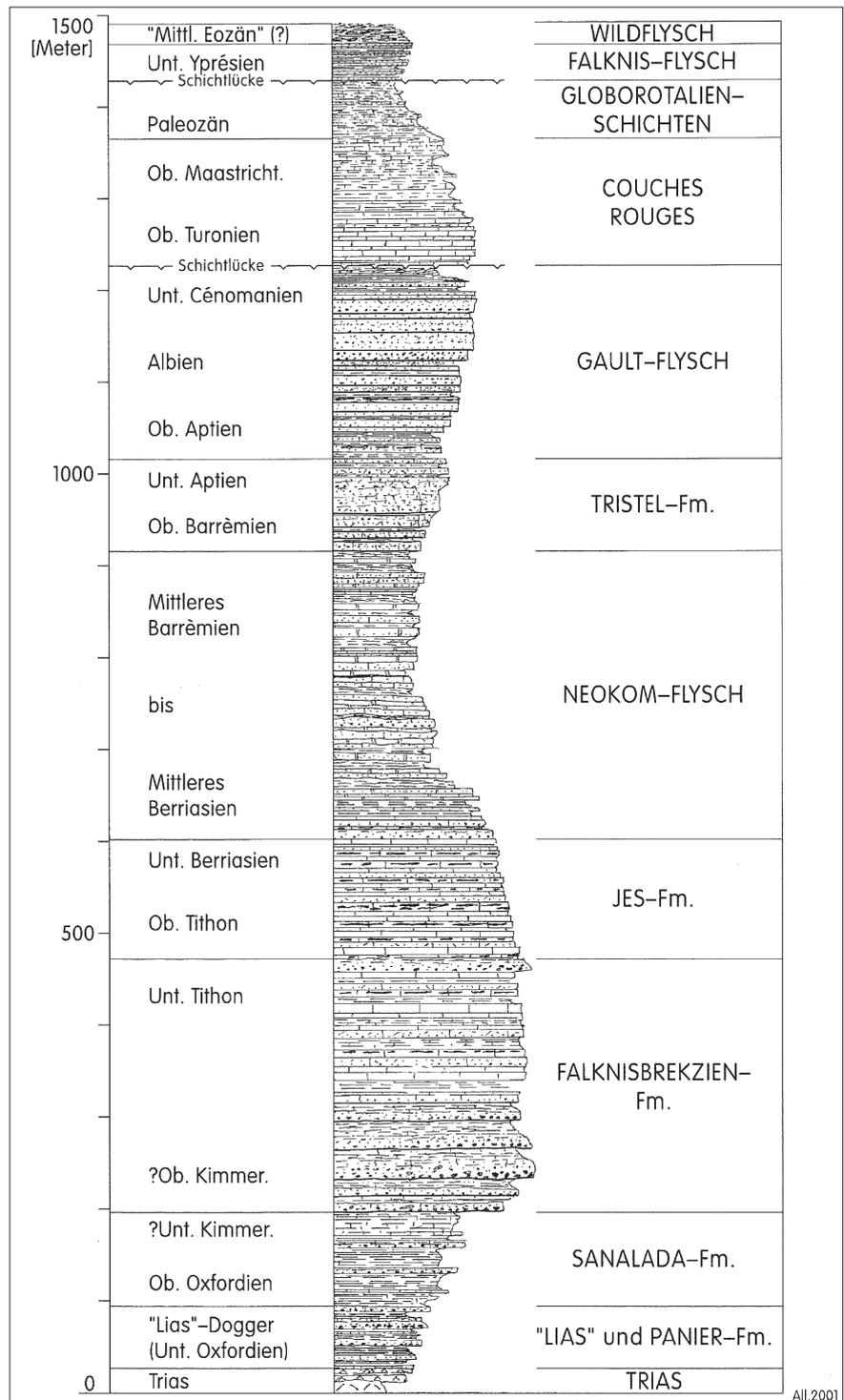


Abb. 58. Schichtfolge der Falknis-Decke in Liechtenstein und Umgebung (Glegghorn-, Falknis-, Tschingel-Schuppe). Aus ALLEMANN (2002).

den hangenden Teil der Jes-Formation, den Neokom-Flysch, die Tristel-Formation, den Gaultflysch sowie die oberkreatazischen Couches Rouges gebildet. Die Abfolge des Juras und der Kreide besitzt dabei eine maximale Mächtigkeit von 1200 m. Der ca. 150 m mächtige tertiäre Anteil wird durch Globorotalien-Schichten des Paleozäns sowie dem eozänen Falknis- und Wildflysch gebildet.

Die gesamte Abfolge und die einzelnen Sedimentgesteine des Juras und der Kreide der Falknis-Decke zeigen dabei in ihren Komponenten starke Ähnlichkeiten zur Abfolge im helveti-

schen (europäischen) Schelf, obwohl die Sedimente der Falknis-Decke im Vergleich zum Helvetikum aus entgegengesetzter Richtung (von Süden nach Norden) geschüttet wurden. Im Gegensatz dazu besitzt die heute über der Falknis-Decke liegende Sulzfluh-Decke keine Ähnlichkeiten mit den Sedimenten der Falknis-Decke. Deshalb scheidet die Sulzfluh-Plattform als Liefergebiet für altersgleiche Falknis-Sedimente aus (ALLEMANN, 2002).

Die Metamorphose-Entwicklung der Falknis-Decke wurde im Detail durch FREY et al. (1980) studiert. Dabei wurden einerseits die Rekristallisation der

Tonminerale und die Verkohlung von organischen Bestandteilen, andererseits die Druck- und Temperaturbedingungen der Bildung von Flüssigkeitseinschlüssen in Klüften untersucht. FREY et al. (1980) kommen dabei zum Schluss, dass die verschiedenen Methoden zur Bestimmung von Druck und Temperatur der Metamorphose zum Teil widersprüchliche Resultate liefern. Generell kann jedoch festgestellt werden, dass die Sedimente der Falknis-Decke bei Bedingungen der Diagenese bis zur niedrigen Anchizone umgewandelt wurden.

Fenster von Nüziders (J.G. FRIEBE)

Bei Nüziders befindet sich ein kleines, scherenartiges, tektonisches Fenster zwischen Teilschuppen der kalkalpinen Lechtal-Decke. Neben der Gaschlo-Formation stehen Gesteine der Unteren Kreide sowie des Paläogens an.

164 Falknis-Flysch Eozän

Eine Wechsellagerung von Mergeln und Kalkmergeln wird hier als Falknis-Flysch, von EBERHARD (1984) als Globigerinenmergel bezeichnet. Diese bräunlich-grünen Mergel führen Dinoflagellaten-Zysten des unteren und mittleren Eozäns (HOCHULI in EBERHARD, 1984). In den Hangendbereichen sind Sandkalke eingeschaltet. Ihre schlecht erhaltenen Plankton-Foraminiferen sind nicht stratigraphisch verwertbar.

165 Globorotalienschiechten Paleozän – Eozän

EBERHARD (1984) erwähnt rote Kalke und Mergel an der Basis der „Globigerinenmergel“.

166 Gaultflysch Oberes Aptium – Albium

Die etwa 20 m mächtige Abfolge beginnt mit dunkelgrau anwitternden Sandsteinen und Schieferlagen. Eine Bank von hellgrau anwitternden, grobkörnigen Areniten weist Korngrößen bis 1,5 mm auf. Im mittleren Drittel finden sich bräunlich verwitternde Feinbrekzien mit Komponenten bis 5 mm Durchmesser: Dolomit, Quarz, Feldspat, Glaukonit und Glimmer sowie reichlich Ooide in mikritischer Matrix. Das hangende Drittel umfasst dunkelbraun verwitternde Glaukonitsandsteine mit bis zu 5% Glaukonit (EBERHARD, 1984: Abb. 11).

167 Tristel-Formation Mittleres Barremium – Unteres Aptium

Die Tristel-Formation setzt im Fenster von Nüziders mit hellgrau bis bräunlich anwitterndem Kieselkalk an der Basis ein. Darüber folgen kompakte Sandkalke ohne Glaukonit. Die Bankmächtig-

keiten betragen bis zu 30 cm. Ein geringmächtiger Bereich von hellgrau bis bräunlich anwitternden Sandkalken vermittelt zu den hangenden Partien. Hellgrau bis bräunlich anwitternde Arenite bilden den Abschluss der Schichtfolge. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 20 bis 25 Meter (EBERHARD, 1984: Abb. 11).

An Komponenten finden sich Dolomit, Kalk, Quarz, Glimmer und Glaukonit. Daneben kommen Ooide in mikritischer bis sparitischer Grundmasse vor. Die kompakten Sandkalke liefern eine Mikrofauna mit Kleinforaminiferen, Kleinen Dasycladaceen und Echinodermen-Bruchstücken, die Barremium bis Cenomanium belegt (BECKMANN in EBERHARD, 1986).

Vaduzer Flysch mit Gaschlo-Formation (J.G. FRIEBE)

Das Hauptverbreitungsgebiet dieser tektonischen Einheit liegt in Liechtenstein. In Vorarlberg tritt sie in tektonischen Fenstern zutage, wobei die Zuordnung nicht immer unumstritten ist. So glaubte EBERHARD (1984) im Fenster von Nüziders die Liebensteiner Decken nachweisen zu können. OBERHAUSER (1986) bevorzugt, diese flyschoiden Gesteine der Oberkreide mit der Gaschlo-Serie zu korrelieren. Die Gaschlo-Serie wurde auch beim Bau des Walgaustollens angefahren, wo sie auf die Üntschen-Decke aufgeschoben ist (LOACKER, 1986). Weitere Vorkommen sind im Grenzbereich zwischen Üntschen-Decke und Nördlichen Kalkalpen eingeschuppt (Beschlinger Berg,

Planedon). Ein größeres Vorkommen NW Blasenka und Zitterklapfen (N)E Fontanella im Großen Walsertal (= Seewaldtobel) wird von MATTERN (2004: 14) der Zementmergel-Formation der Oberstdorfer Teildecke zugerechnet.

168 Eichholtobel- und Gaschlo-Formation Coniacium–Santonium (Maastrichtium)

Als Gaschlo-Formation wird einerseits der Liechtenstein-Flysch und andererseits der nicht differenzierbare Vaduzer Flysch i.A. bezeichnet. Im Typusgebiet von Vaduz kann Letzterer allerdings in die hangende Eichholtobel-

Formation und die liegende Schloss-Formation untergliedert werden (ALLEMANN, 2002).

Die Eichholtobel-Formation entwickelt sich im Typusgebiet in Liechtenstein kontinuierlich aus der Schloss-Formation durch vermehrte Einschaltung von Mergel- und seltener Tonschiefern, bis ein ausgewogenes Verhältnis erreicht wird.

Die Gaschlo-Formation umfasst basal feinkörnige, sehr harte und zähe (Quarz-) Sandsteine und Kieselkalke mit nur wenigen Mergellagen. Darüber wechseln Mergelschiefer mit phakoidisch ausgewalzten Kieselkalcken. ALLEMANN (2002: 39) vergleicht diese Lithologie mit dem Übergangsbereich

von der Schloss-Formation zur Eichholzobel-Formation.

Im Fenster von Nüziders werden diejenigen flyschoiden Oberkreide-Abfolgen, die EBERHARD (1984) der Liebensteiner Decke zugeordnet hat, von OBERHAUSER (1986) mit der Gaschlo-Formation korreliert. Es handelt sich um gelbbraun anwitternde, gegen das Liegende oft stark verfältelte Kalkmergel-Schiefer-Bänke, die mit „tristelähnlichen“ Areniten und Glaukonit führenden Sandsteinbänken wechsellagern. Gegen das Hangende finden sich in den Kalkmergeln Linsen von Areniten. Die Kalkmergel und sandigen Kalke führen

massenhaft eingeregelter Schwammnadeln sowie schlecht erhaltene planktonische Foraminiferen sowie selten Ostracoden. Dinoflagellaten-Zysten sind häufig. Nannofossilien belegen Coniacium bis Maastrichtium (PERCH-NIELSEN in EBERHARD, 1984). In den hangenden Areniten verweisen agglutinierende Foraminiferen auf Campanium bis Maastrichtium (EBERHARD, 1984).

169 Schloss-Formation

Oberes Turonium – Coniacium

Die Schloss-Formation kommt in Vorarlberg nicht vor. Am Vaduzer Schloss-

berg bilden zähe, feinkörnige, graue, glaukonitische Kieselkalke und Sandsteine eine monotone Abfolge relativ verwitterungsresistenter Gesteine. Die 20–30 cm dicken Bänke sind durch charakteristisch unebene, wulstige Schichtflächen begrenzt. Gegen Hangend treten zunehmend Einschaltungen von spärlichen Mergelschiefen auf. Selten kommen dichte, sterile, graue Kalke vor. Der Übergang zur überlagernden Eichholzobel-Formation ist kontinuierlich (ALLEMANN, 2002).

Vorarlberger Flysch mit Oberstdorfer-, Üntschen- und Sigiswanger Decke (J.G. FRIEBE)

Der Rhenodanubische Flysch vermittelt zwischen dem Europäischen Vorland im Norden (= Helvetikum) und der Adriatischen/Apulischen Platte im Süden (= Nördliche Kalkalpen). Seine genaue paläogeographische Position wird weiterhin kontrovers diskutiert (Zusammenfassung in MATTERN, 1998: 15f.) Ablagerungsraum war ein Tiefseetrog, der zumindest im Albium und in der höheren Oberkreide unter der Calcitkompensationstiefe lag (HESSE & BUTT, 1976). In ihn wurde durch Trübe- ströme Detritus geschüttet. Der Transport erfolgte trogparallel mit sich zeitweise änderndem Richtungssinn (HESSE, 1965). Während die Flyschsedimentation weiter im Osten bis in Paläogen anhält (EGGER, 1990), sind in Vorarlberg nur Gesteine der Kreide erhalten. Die Gesamtmächtigkeit liegt bei maximal 2800 Meter in der Üntschen-Decke (KALLIES, 1961).

Der Detritus stammt überwiegend von Metamorphiten und Karbonaten. Schwermineraluntersuchungen belegen in den meisten Fällen eine Vormacht von Granat in der oberen Kreide (MATTERN, 1998). Für Liechtenstein hat ALLEMANN (2002) jedoch eine generelle Granat-Armut bei gleichzeitiger Dominanz von Turmalin und Zirkon festgestellt. OBERHAUSER (1995) konnte im Reiselberger Sandstein der Üntschen-Decke erstmals Chromspinell nachweisen.

Aus den lithologischen Einheiten der Üntschen-Decke liegt bislang lediglich für die Reiselberger-Formation eine detaillierte Faziesanalyse vor (MATTERN, 1998, 1999).

Die Flyschzone Vorarlbergs lässt sich in drei Überschiebungskörper gliedern. Zwischen Helvetikum und Kalkalpen liegt im Walgau sowie im Großen und Kleinen Walsertal die Üntschen-Decke. Sie erstreckt sich von Liechtenstein bis in den südlichen Allgäu. Räumlich von ihr getrennt befindet sich nördlich des

Helvetikums (und diesem lokal als Erosionsrest aufliegend) die Sigiswanger Teildecke. Sie wird in Vorarlberg auch als „Nördliche Flyschzone“ bezeichnet. Nach Osten erstreckt sie sich bis Oberbayern. Beide Einheiten sind von der Oberstdorfer Teildecke überschoben (interne Flyschüberschiebung; MATTERN, 2004). In Vorarlberg ist sie auf Erosionsreste im Süden an der Üntschen-Decke beschränkt, während sie in Bayern bis knapp an den Chiemsee zu finden ist.

Die Südliche Flyschzone = Üntschen-Decke ist auf die Vorarlberger Säntis-Decke des Helvetikums aufgeschoben. Die Deckenbahn streicht in etwa Ost-West und fällt gegen Süden ein. An ihr wurden nicht nur die Gesteine der eingeklemmten Feuerstätter Decke tektonisiert, sondern auch die tiefsten Schichten der Ofterschwang-Formation sind in die Überschiebungszone einbezogen.

Innerhalb der Üntschen-Decke fallen die Schichten mit unterschiedlichem Winkel generell nach Süden ein. Die Streichrichtung entspricht in den tieferen Einheiten der Überschiebungsbahn über das Helvetikum. In der Bleicherhorn-Formation (= Fanola-Serie) als hangendster Formation wird das Streichen durch die Stirn der oberostalpinen Kalkalpen bestimmt. Ein großräumige Faltung (wie sie im Helvetikum ausgebildet ist) fehlt. Statt dessen sind die einzelnen Formationen intern oft intensiv verfaltet. Der Wechsel zwischen harten, kompetenten Lagen und weichen, inkompetenten Mergeln und Schiefertonen schlägt sich in einer disharmonischen Spezialfaltung nieder: Sandsteine sind von Brüchen zerlegt und nur selten verfaltet. Sandkalke sind boudiniert, wobei die Mergelzwischenlagen ausgequetscht wurden und nun als Füllmaterial dienen. Weichere Gesteine zeigen meist eine intensive Kleinfaltung.

Die schwarzen Schiefertone der Bleicherhorn-Formation wurden oft völlig ausgequetscht und an anderen Stellen zu meterdicken Linsen zusammengequetscht (KALLIES, 1961).

Nur im Kleinwalsertal ist ein Schuppenbau innerhalb der Bleicherhorn-Formation nachweisbar (Wannenbergschuppe; LANGE [1956]). An der Schuppen- grenze sind Gesteine der Arosa-Zone eingeschleppt. Westlich der Brengenerache fehlen Einschuppungen von Sedimenten der Arosa-Zone. Hier präsentiert sich der Flysch als einheitliche und relativ ungestörte Decke.

Die Grenze zu den tektonisch überlagernden Kalkalpen fällt im Gelände durch einen markanten Wechsel in der Morphologie auf. Über den rundlichen und meist bewaldeten Bergformen des Flysch folgen unvermittelt die grauen, schroffen und vegetationsarmen Felsen des Hauptdolomits, der am Stirnrand der Nördlichen Kalkalpen weit verbreitet ist. Die Arosa-Zone, die zwischen beiden Stockwerken vermittelt, fällt morphologisch nicht auf, sondern verschmilzt im Landschaftsbild mit dem Flysch.

Die lithostratigraphischen Bezeichnungen variieren je nach Bearbeitungsgebiet. So wurden in Liechtenstein eigene Namen definiert, die auf die Üntschen-Decke in Vorarlberg übertragen wurden. Gleichzeitig findet aber auch die bayerische Nomenklatur in Vorarlberg Verwendung. Die unterschiedlichen Namen sind teilweise auf leichte Faziesunterschiede zwischen Sigiswanger Decke, Üntschen-Decke und Oberstdorfer Decke zurückzuführen.

171 Bleicherhorn-Formation (in Liechtenstein „Fanola-Serie“) Maastrichtium

Die Bleicherhorn-Formation ist heterogen zusammengesetzt. Prägendes Element sind schwarzgrau-rußfarbene

Sandschiefer von 2–10 m Mächtigkeit. Sie wechsellagern unregelmäßig mit dunklen, polymikten Brekzien, die selten eine Mächtigkeit von 15 cm erreichen. Daneben kommen Sandsteine, Feinbrekzien, dichte Kalke und Mergel vor, die sich von jenen der Hällritzer-Formation (= Planknerbrückenserie) unterscheiden (ALLEMANN, 2002; RICHTER, 1978). Die Sandsteine sind teilweise gradiert und zeigen an der Basis Strömungs- und Belastungsmarken (EBERHARD, 1984).

In den Brekzien wurden folgende Komponenten festgestellt (ALLEMANN, 2002): Porphyre, Keratophyre, wenig Gneis, isolierte Feldspäte, große Quarzkörner, Biotit und Muskovit, Dolomite, dichte Calpionellenkalke, Schrattenskalk, glaukonitische Sandsteine, Seewerkalk. Die Matrix enthält ein- und zweikielige Globotruncanen sowie selten *Siderolites calcitrapoides* und Orbitoiden, die eine Einstufung ins Maastrichtium ermöglichen. Das Schwermineralspektrum zeigt eine Dominanz von Turmalin und Zirkon bei niedrigem Granat- und Apatitgehalt (ALLEMANN, 2002).

Die Formationsuntergrenze kann mit dem plötzlichen Einsetzen von 1 bis 5 m mächtigen, schwärzlichen Schieferstoneinschaltungen gezogen werden (KALLIES, 1961).

Im oberen Drittel werden die dunklen Sandschiefer und tonreichen Brekzien durch düster graue Tonschiefer in Wechsellagerung mit ebenbankigen, 10–40 cm mächtigen, ocker-braun anwitternden Sandsteinen und Kieselkalcken ersetzt (= Obere Bleicherhorn-Serie sensu LANGE [1956: 202] bzw. Obere Fanola-Serie sensu KALLIES [1961: 272]). In den Sandsteinen ist Wickelschichtung („convolute bedding“) häufig.

Aus den höheren Anteilen seiner „Oberen Fanola-Serie“ beschreibt KALLIES (1961: 273) lokal konkordante Einschaltungen von roten und grünen bröckeligen Schiefertönen mit reicher Foraminiferenfauna. Sie sind mit grünlich-grauen, tonigen Quarziten und bläulich- bis grünlich-grauen, glaukonit- und serizithaltigen Sandkalcken vergesellschaftet.

Die Gesamtmächtigkeit (um 250 m schwankend) wird örtlich durch Verfaltung und Verschuppung verzerrt. Landschaftlich unterscheidet sich die Bleicherhorn-Formation von der Hällritzer-Formation durch ihre leichtere Verwitterbarkeit und damit durch zurücktretende, weichere Hangformen.

172 Hällritzer-Formation (in Liechtenstein „Planknerbrücken-Serie“) Oberes Campanium – Unteres Maastrichtium

Eine sehr heterogene, bunt gemischte Wechselfolge von Sandsteinen, schwarzen Tonschiefern, hellen Mer-

geln, dichten und kieseligen Kalken, Sandkalcken sowie polymikten Brekzien und Kalkbrekzien bildet die Hällritzer-Formation (BERTLE et al., 1979; ALLEMANN, 2002). Die Turbidite zeigen teilweise vollständige Bouma-Zyklen. Deren basale Brekzien enthalten vorwiegend Dolomit- und Kalkkomponenten in glaukonitischer Grundmasse. Weniger häufig sind Gneise, Schiefer und Keratophyre. Die Matrix ist reich an Bryozoen. Von RICHTER (1978) wird die Hällritzer-Formation als eine Folge von rhythmisch sedimentierten Kalkareniten beschrieben. Diese zeigen eine Gradierung sowie Rutschfältelung im unteren und „convolute lamination“ im oberen Teil der Bänke. Schwarze Spongiolithe treten in Knollen, Linsen und Bänken auf.

Für die Hällritzer-Formation belegen Sideroliten, Orbitoide und Globotruncanen ein Alter vom Campanium bis Untere Maastrichtium. *Globotruncana leupoldi* sowie *Gl.-lapparenti*-Formen sind häufig. Die Vergesellschaftung von *Orbitoides* aff. *apiculata* und *Lepidobitoides*, daneben *Pseudosiderolites vidali* und *Siderolites calcitrapoides* zeigt Maastrichtium an. Milioliten und Orbitoliten sowie Calpionellenkalk-Komponenten sind aufgearbeitet (ALLEMANN, 2002).

Unter den Schwermineralien dominieren Zirkon und Turmalin. Der Glaukonitgehalt ist höher als in allen anderen Einheiten der Üntschen-Decke.

Die Hällritzer-Formation unterscheidet sich von der Piesenkopf-Formation durch die Zunahme der Bankmächtigkeiten und die Beteiligung unterschiedlicher Gesteinstypen. KALLIES (1961: 271) definiert in der Umgebung von Schoppenu als Basis eine „Untere Planknerbrückenserie“, in der „die Piesenkopffazies in wenige Meter breiten Zonen am Aufbau der Schichtfolge be-



Abb. 59.
Die dünnbankigen Gesteine der Hällritzer-Formation bei Schllins.
Foto: J. Georg FRIEBE.

teiligt“ ist. Dazwischen eingeschaltet finden sich Mergelschiefer, graue Glimmer führende Sandkalke sowie quarzitisches Kalke. Diese 30–50 m mächtige Folge wird hier noch der Piesenkopf-Formation zugeordnet.

173 Piesenkopf-Formation; Kalkgraben-Formation („Zementmergel-Serie“) Coniacium – Mittleres Campanium

Die Piesenkopf-Formation – in Liechtenstein Plankner Serie genannt – bildet eine monotone Wechsellagerung von hellgrauen, dünnbankig-plattigen, fast reinen, splittigen Kalken mit feinstsandig-siltigen Kalken von 5–15 cm Bankdicke. In die Kalke sind cm- bis selten dm-mächtige, olivgrüne bis dunkelgraue, tonig-mergelige Schieferlagen eingeschaltet. Chondriten (Fukoiden = Wühlspuren) und Helminthoiden (= Weidspuren) sind häufig (CZURDA et al., 1979; KALLIES, 1961). Eine schwache Gradierung ist in der Mehrzahl der Kalkbänke beobachtbar. Die feinkörnigen Lithologien führen häufig reichlich Schwammnadeln (Spongite), kalzifizierte Radiolarien und wenig Glaukonit. Die Gesteine der Piesenkopf-Formation können als Kalkturbidite mit häufig Bouma-DE-Intervallen sowie selten CDE-Intervallen interpretiert werden (ALLEMANN, 2002).

Sowohl Liegend- als auch Hangendgrenze zeichnen sich durch mächtige Übergangsbereiche aus. Die Grenze gegen die Reiselberg-Formation im Liegenden kann mit dem Aussetzen der letzten Sandsteinbank gezogen werden. Die Hangendgrenze gegen die Hällritzer-Formation zieht ALLEMANN (2002: 35) dort, „wo die regelmäßigen Kalk- und Mergellagen von rasch mächtiger werdenden Sandkalcken und

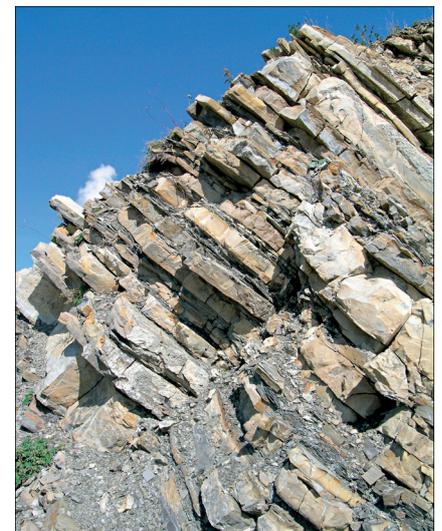


Abb. 60.
Turbiditische Ablagerungen der Piesenkopf-Formation am Furkajoch.
Foto: J. Georg FRIEBE.

gradierten Feinbrekzien abgelöst werden“.

Im Westen erreicht die Piesenkopf-Formation eine Mächtigkeit um 200 m, gegen Osten kann sie auf bis zu 500 m anschwellen. Da ihre Gesteine der Verwitterung einen relativ geringen Widerstand entgegensetzen, ist ihr Verbreitungsgebiet durch abgeflachte und von zahlreichen Tobeln zerschlitzte Berge charakterisiert (KALLIES, 1961).

174 Reiselsberg-Formation (in Liechtenstein „Schwabbrünnen-Serie“) Turonium

Die Reiselsberg-Formation repräsentiert den gröbtkörnigen Sedimentationsabschnitt im westlichen Rhenodanubikum. Sie bildet eine sehr einheitliche Abfolge von dickbankigen, bis zu 3,5 m mächtigen Sandsteinen im Wechsel mit dünnen, dunkelgrauschwarzen Tonschiefer-Zwischenlagen. Die Sandsteine zeigen meist eine einheitliche Korngröße und sind reich an Hellglimmer. Sie werden gelegentlich feinkonglomeratisch und enthalten reichlich Feldspäte, sodass sie Grauwacken nahe kommen (RICHTER, 1978). Im Schwermineralspektrum dominiert Turmalin. Der Anteil an Apatit, Zirkon und Granat ist höher als in den jüngeren lithologischen Einheiten (ALLEMANN, 2002). Die im frischen Bruch dunkel graublauen Sandsteine zeigen meist eine dicke, charakteristisch schmutzig gelblichbraune Verwitterungsrinde. Die Gesamtmächtigkeit der Formation kann geschätzt 1400 m betragen (OBERHAUSER, 1991).

Bisweilen sind die Sandsteinbänke undeutlich gradiert. An der Basis finden sich häufig Pflanzenhäcksel und Tongallen („rip-up clasts“). Sohlmarken belegen einen vorwiegend nach Westen

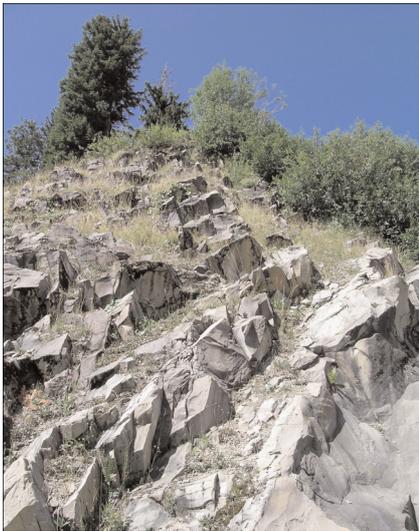


Abb. 61.
Massige Sandsteinbänke der Reiselsberg-Formation an der Straße Damüls – Furkajoch.
Foto: J. Georg FRIEBE.



Abb. 62.
Falte im Reiselsberger Sandstein.
Frastanz, Eingang Saminatal.
Foto: J. Georg FRIEBE.

gerichteten Transport, wobei die Hauptschüttungsrichtung spitzwinkelig zum Streichen der Flyschzone verläuft. Dies macht eine Einschüttung von Süden quer zur Beckenachse mit nachfolgendem Einschwenken in einen nach Westen elongierten Fächer wahrscheinlich. Anhand von Korngrößenunterschieden konnte MATTERN (1998) fünf mutmaßliche Schüttungszentren identifizieren, von denen eines in Vorarlberg liegt. Dieser Vorarlberger Fächer beinhaltet die gesamte Reiselsberg-Formation der Üntschen-Decke. Die größten Mächtigkeiten finden sich westlich der Sedimentquelle im Raum Damüls – Furkajoch. Sowohl gegen WSW als auch gegen ENE nimmt die Mächtigkeit ab. Ähnliche Mächtigkeitsverteilungen in den anderen lithologischen Einheiten legen nahe, dass die Sedimentquelle während der gesamten Oberkreide über einen Zeitraum von rund 30 Millionen Jahren stationär blieb.

Die Sandsteine repräsentieren Turbidite mit vorwiegend Bouma A-, reduzierten B- und oft C-Abschnitten. Lokal (z.B. im Schwabbrünnen-Steinbruch im Liechtenstein) ist eine schwache Rinnenbildung beobachtbar (ALLEMANN, 2002). Eine ausführliche Faziesanalyse gibt MATTERN (1998): Er interpretiert die basalen Anteile der Reiselsberg-Formation als Ablagerungen der Beckenebene und des äußeren Fächers und begründet dies mit der lateralen Bankbeständigkeit, die einen kanalisiertem Transport ausschließt. Die Progradation des Fächers ist durch eine Zunahme von Korngröße und Bankmächtigkeiten belegt. Diese Fächerentwicklung ist durch eine Siltkalkfolge unterbrochen. Während jener Zeit war das Fächersystem inaktiv. Der Siltkalk wurde am Beckenhang abgelagert. Die Ablagerungen des mittleren, reaktivierten Fächers sind vor allem durch kanalisiert abgesetzte Turbidite gekennzeichnet. Die Korrelierbarkeit der Bänke ist gering. Die mächtigen, lateral äußerst unbeständigen Kanalfüllungen sind häufig amalgamiert. Nahe dem Schüttungszentrum kann auch der Übergang zum Fächertal des inneren Fächers nachgewiesen werden. Die hangenden Partien

der Reiselsberg-Formation schließlich sind durch das Auftreten von Siltkalken in Piesenkopf-Fazies im Wechsel mit dünnen Mergellagen charakterisiert. Wiederum wurde der Fächer kaum mit Sediment versorgt, und Hangsedimentation dominiert. Weiter gegen Hangend wird der Siltkalk wieder zugunsten teilweise mächtiger Grauwackebänke zurückgedrängt, deren Korngröße und Mächtigkeit gegen Hangend zunimmt. Hinweise auf kanalisierte Sedimentation fehlen: Die Turbidite wurden flächenhaft abgelagert. Über der letzten Grauwackebank erfolgt ein abrupter Wechsel zur sandfreien Piesenkopf-Formation.

Karbonatische Lithologien sind in Liechtenstein auf ein ca. 20 m mächtiges Band von grauen, feinkieseligen Kalken in den hangenden Anteilen der Formation beschränkt. Dieses wird von weiteren 25 m dickbankiger Sandsteine überlagert, die gegen Hangend in eine Wechsellagerung mit mehr plattigen Kalken, Kieselkalken und Mergelschiefern übergehen. Nach weiteren ca. 25 m sind die letzten Sandsteinlagen verschwunden (ALLEMANN, 2002).

Aufgrund seines grobblockigen Zerfalls und seiner mehr sauren Bodenbildungen wurden Gebiete mit Reiselsberger Sandstein kaum gerodet. Die Vorkommen dieser Formation sind somit auch durch ihre geschlossene Bewaldung charakterisiert (CZURDA et al., 1979). Die Reiselsberg-Formation hat jedoch ein großes Wasserspeichervermögen. Daher ernährt sie bedeutende Quellen, wie u.a. jene der Gerstenböden unterhalb der Straße vor Bad Laterns (OBERHAUSER, 1986).

175 Untere Bunte Mergel (in der Oberstdorfer Decke) Cenomanium – Unteres Turonium

Die Unteren Bunten Mergel vertreten in der Oberstdorfer Teildecke die Ofterschwang-Formation.

176 Ofterschwang-Formation (in Vorarlberg „Basisserie“) Cenomanium – Unteres Turonium

Das älteste Schichtglied der Üntschen-Decke besteht aus plattig-schieferigen Mergeln mit Einschaltungen von härteren, kalkigen bis quarzitischen Bänken. Die Mergelpakete erreichen Mächtigkeiten von mehreren Metern. Ihre lithologische Variabilität ist gering und umfasst graue Mergelschiefer, plattige Mergelkalke und glimmerhaltige Sandschiefer. Spurenfossilien (Helminthoiden und Fukoiden) sind häufig. Dem gegenüber sind die zwischengeschalteten härteren Bänke lithologisch sehr heterogen. Quarzreiche, feinkörnige graue Kalke mit wechselndem Glauko-

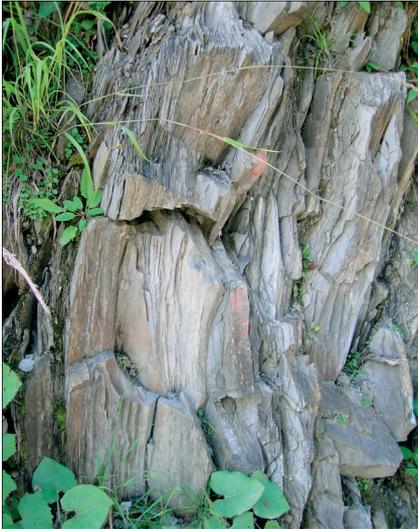


Abb. 63.
Die Ofterschwang-Formation nahe der Überschiebung über das Helvetikum an der Straße Au – Damüls.
Foto: J. Georg FRIEBE.

nitgehalt, feinkörnige quarzitisches Sandsteine und graue Kalksandsteine sind ebenso vertreten wie quarz- und glaukonitreiche Brekzienbänke mit kristallinen Komponenten, dunkle Hornsteine und harte, dichte schwarzgraue Kalke. Ihre Bankmächtigkeiten erreichen maximal 1 m (KALLIES, 1961). Die Häufigkeit dieser Einschaltungen kann stark

schwanken: So ist die Ofterschwang-Formation an der Straße nach Damüls ausgeprägt tonmergelig und reich an Fukoiden. Die hier selteneren grobklastischen Anteile zeigen eine deutliche Gradierung. Globotruncanen belegen das Cenomanium bis Turonium (OBERHAUSER, 1993; CZURDA et al., 1979).

Die Gesamtmächtigkeit der Ofterschwang-Formation ist tektonisch stark reduziert und beträgt kaum mehr als 100 Meter. Die Grenze zur überlagernden Reiselsberg-Formation ist regional unterschiedlich ausgebildet. Die Sandsteinzonen können unvermittelt einsetzen, während an anderen Stellen ein kontinuierlicher Übergang durch zunehmende Einschaltung von Sandsteinbänken zu beobachten ist (KALLIES, 1961).

177 Gaultflysch in der Oberstdorfer Decke (in Vorarlberg „Basisserie“) Oberes Aptium – Albium

Der Gaultflysch ist – wie auch die Tristel-Formation – auf die Sigiswanger und die Oberstdorfer Teildecke beschränkt, fehlt aber in der Üntschen-Decke. Beide Formationen finden sich außerdem im Fenster von Nüziders.

Hauptverbreitungsgebiet des Gaultflysches sind Falknis- und Tasna-Decke, wo die Gesteine in einem submari-

nen Fächer abgelagert wurden (HESSE, 1973). Von dort erreichten die auslaufenden Turbidite die Beckenebene des westlichen Rhenodanubikums. Strömungsmarken belegen einen Transport in ost-südöstliche Richtung. Die sandigeren Bänke der insgesamt sehr feinkörnigen Abfolge enthalten an der Basis durchschnittlich 50 % Quarz, 1 % Feldspat, 6 % Glaukonit, 27 % Karbonate, 1 % Schwerminerale und 15 % silikatische „Matrix“. Allerdings kann der Quarzgehalt zwischen 20 % und 70 % schwanken. Das Schwermineralspektrum ist von Turmalin und Zirkon dominiert (HESSE, 1965).

178 Tristel-Formation (in der Oberstdorfer Decke und auf der Hohen Kugel) Mittleres Barremium – Unteres Aptium

Die Tristel-Formation repräsentiert ein System von mehreren Fächern (SCHWIZER, 1984). Die Sedimentquelle des inneren Fächers lag in der Tasna-Decke. Von dort wurden drei langgezogene Fächer in der Falknis-Decke genährt. Die Tristel-Formation des Rhenodanubikums repräsentiert deren randliche Fazies mit vorwiegend ostgerichtetem Transport.

Helvetikum

J. Georg FRIEBE

Diese tektonische Einheit prägt die Landschaft des mittleren Bregenzerwaldes, wird vom tief ausgeschürften Rheintal unterbrochen und setzt sich in der Schweiz im markanten Säntis-Altman-Stock fort. Das Alter der Sedimente reicht vom mittleren Jura bis ins Eozän.

Feuerstätter Decke

Melange aus Gesteinen helvetischer und penninischer Herkunft

Zwischen dem Helvetikum und der Sigiswanger Teildecke des Rhenodanubikums sind in Vorarlberg und im benachbarten Allgäu zwei weitere Einheiten „eingeklemmt“. Neben der ultrahelvetischen Liebensteiner Decke fällt eine meist tektonisch zerrissene, verwalzte, sehr heterogene Gesteinsserie auf. Sie beinhaltet vor allem dunkle Tonsteine, Mergel, Sandsteine, Konglomerate und Brekzien und Geröllpelite. Diese wurden von CORNELIUS (1921, 1926/27) im Gebiet von Balderschwang zur Feuerstätter Decke zusammengefasst.

Diese Feuerstätter Decke ist vorwiegend in Flyschfazies ausgebildet. Sie ist aber im Vergleich zum Rhenodanubischen Flysch jünger (Hauptanteil Maastriechium bis Eozän) und beinhaltet als Olisthostrome eingegliederte Gesteine: Geröllpelite mit vereinzelt Riesenblöcken sowie kaum sortierte, unterschiedlich dichte, polymikte Konglomerate und Brekzien mit exotischen Gerölen („Wildflysch“, Bolgenkonglomerat). Auch Gesteine, die früher in die normale Schichtfolge der Feuerstätter Decke eingegliedert wurden, gelten heute als Olistholithe (Aptychenschichten, Ophiolithe der Hörnlein-Formation).

Durch die starke Tektonisierung, die nicht immer günstigen Aufschlussverhältnisse und die lange Zeit unzureichende biostratigraphische Einstufung blieben die Beziehungen der einzelnen lithologischen Einheiten zueinander lange Zeit obskur. Daraus resultiert eine Reihe von lithostratigraphischen Bezeichnungen, die von den einzelnen Bearbeitern sehr unterschiedlich aufgefasst, definiert, datiert und korreliert wurden (ausführlicher historischer Rückblick in EGGERT [1977], SCHWERD & RISCH [1983]). Daher waren die früheren Versuche, die Gesteine der Feuerstätter Decke lithostratigraphisch zu gliedern (RICHTER, 1957, 1972), nur bedingt zielführend (SCHWERD & RISCH, 1983).

Die paläogeographische Position der Feuerstätter Decke wird ebenfalls kon-

trovers diskutiert. Die Nähe zu einer Hochzone ist Voraussetzung für das Eingleiten fremder Gesteine und die Schüttung von Flachwasserkomponenten. Die Beziehungen zum Vorarlberger Rhenodanubikum sowie den Flyschserien der Schweiz sind jedoch unklar. Im Eozän kann der Globigerinenflysch (= „Schelpe-Serie“) zwischen dem Feuerstätter Sedimentationsraum und dem Ultrahelvetikum vermittelt haben (OBERHAUSER, 1980; SCHWERD & RISCH, 1983).

188/189 Wildflysch i. Allg. (inklusive Junghansenschichten und Feuerstätter Sandstein) Paleozän – Eozän

Unter dem beschreibend-interpretierenden Begriff „Wildflysch“ werden sehr heterogene Gesteine ähnlichen Alters zusammengefasst, die im Kartenmaßstab nicht separat ausgeschieden werden können.

Charakteristische Gesteine des Wildflyschs sind tintenschwarze, zerrüttete Mergel mit faust- bis tellergroßen Calcitlinsen. In sie eingelagert finden sich zerrissene und boudinierte Hartbänke: Sandkalklagen, splittrig brechende Quarzitbänkchen mit fettartig glänzender Oberfläche, die im frischen Bruch bläulichgrün schimmert (= „Ölquarzite“) sowie „exotische“ Kristallinkomponenten von Faust- bis Metergröße (darunter Zweiglimmergneise und Granit) (OBERHAUSER, 1951). LANGE (1956) nennt als weitere Einlagerung calcitisch zementierten, Glaukonit führenden Sandstein.

Diese Gesteine entsprechen den „Junghansenschichten“ älterer Autoren. CORNELIUS (1921: 142) fasst unter diesem Namen eine sehr heterogene Gesteinsserie zusammen, die aus Karbonaten, Peliten, Psammiten und Psephiten zusammengesetzt ist. Ihr Alter wurde ursprünglich mit Kreide angegeben. RICHTER (1957) glaubte, die Junghansenschichten in einen kreidezeitlichen und einen paläogenen Anteil glie-



Abb. 64.
Grobkörniger Feuerstätter Sandstein im Untersuchungsgebiet Rindberg bei Sibratsgfall.
Foto: J. Georg FRIEBE.

dern zu können. Diese Unterscheidung von Unteren und Oberen Junghansenschichten prägte lange Zeit die lithostratigraphischen Tabellen der Feuerstätter Decke (z.B. EGGERT, 1977). Erst SCHWERD & RISCH (1983) korrigierten das falsche Kreidealter und konnten nachweisen, dass auch die Unteren Junghansenschichten in den Zeitabschnitt Maastrichtium bis Paleozän fallen. Sie vermuten, dass die „Unteren“ Junghansenschichten altersmäßig gänzlich in den Oberen Junghansenschichten aufgehen.

Um dem Wirrwarr ein Ende zu setzen, wurde die Junghans-Formation von FESSLER et al. (1992) neu definiert. Diese „setzt sich aus den in Wildflyschfazies ausgebildeten Junghansschichten (im engeren Sinne), dem Bolgenkonglomerat, den Roten Gschliefschichten und dem Feuerstätter Sandstein zusammen.“

Die Roten Gschliefschichten (= Rinderbach-Formation) werden hier als eigenständige Einheit betrachtet.

Ein ausführliche Beschreibung der „Unteren“ und „Oberen“ Junghansenschichten gibt EGGERT (1977). Aus den „Unteren“ Junghansenschichten erwähnt er als Besonderheit Ooide und Rindenkörner, die auf ein flachmarines Ablagerungsmilieu hinweisen und daher aus einer Hochzone eingeschüttet sein müssen.

In den „Oberen“ Junghansenschichten verdient das „Bolgenkonglomerat“ mit seinen exotischen, kristallinen Komponenten besondere Aufmerksamkeit. Obwohl schon im 19. Jahrhundert bekannt, konnte erst CORNELIUS (1924; 1926/27) seinen sedimentären Charakter endgültig bestätigen. Unter den bis 50 cm (max. wenige Meter) großen Geröllen dominieren die Karbonate (gelbbraun anwitternde Dolomite und Kalke; bis 50 %) und Metamorphite, während Magmatite und monomineralische Komponenten zurücktreten. SIMET (1985) verzeichnet in der Umgebung von Sibratsgfall eine Dominanz der Metamorphite. Granite fallen oft als größere Blöcke auf. Unter den Karbonaten sind besonders Kalke des Oberjura in der Fazies der Aptychenschichten zu erwähnen.

Die mehrere Meter mächtigen Konglomeratbänke sind nicht gradiert, sondern manchmal beinahe chaotisch gelagert. Partien mit relativ dichter Packung können mit Partien wechseln, in denen nur wenige Gerölle in einer stark zerscherten tonigen Matrix liegen. Auch Einregelung von plattigen Komponenten kann beobachtet werden. EGGERT (1977: 133) deutet das Bolgenkonglomerat als proximale Rinnenfüllung im oberen Bereich eines submarinen Fächers.

In die Junghansenschichten tektonisch „eingepackt“ ist der Feuerstätter Sandstein. Lediglich in einem Fall erwähnt EGGERT (1977) einen primären, sedimentologischen Übergang aus den „Unteren“ Junghansenschichten. Der Feuerstätter Sandstein ist ein heller, gleichmäßig feinkörniger Sandstein mit quarzitischer Zementation. Seinem relativ hohen Glaukonitanteil verdankt er eine blässgrüne Farbe. Die Verwitterungsfarbe kann lokal rotbraune Töne annehmen (CORNELIUS, 1926/27). Nach EGGERT (1977) handelt es sich um Phyllosandsteine und feldspatarme Quarz-Grauwacken. In diese Sandsteinfolge können gröbere Bänke eingeschaltet sein: Eine feinkörnige Sandsteinbank führt eckige Quarzkörner bis 1 mm, gelbbraun verwitternden Dolomit und etwas Glaukonit. Untergeordnet kommt kristallines Material vor (LANGE, 1956). Auffallender ist ein grobbrekziöser, polymikter Horizont mit bis 3 cm großen, eckigen Milchquarzkörnern, Gneisen, Graniten, Amphiboliten, stark chloritisierten Glimmerfetzen, gelbbraunen Dolomiten, hellgrauen, sehr dichten Kalken und grünem Radiolarit in grüner Sandstein-Grundmasse (LANGE, 1956). Im benachbarten Allgäu ist im Ränkerobel bei Oberstdorf eine Sandsteinbank mit Großgeröllen bis 80 cm Durchmesser aufgeschlossen (EGGERT, 1977).

Ebenfalls hierher zu stellen ist der von OBERHAUSER (1951) erwähnte „Bizauer

Sandstein“, ein ziegelrot anwitternder, Glaukonit und Hellglimmer führender, kalkfreier Sandstein im Wechsellagerung mit sandigen Mergeln.

190 Globigerinenflysch (inkl. „Schelpenserie“) Untereozän – Mitteleozän

Die von CORNELIUS (1926) definierte „Schelpen-Serie“ wurde ursprünglich dem Rhenodanubikum, dann der Liebensteiner Decke zugeordnet (RICHTER, 1957; vgl. HÖFLE, 1972). FESSLER et al. (1992) stellen sie in die Feuerstätter Decke. OBERHAUSER (1991) bezeichnet die eoänen Flysche beider tektonischer Einheiten als Globigerinenflysch.

Dieser beinhaltet eine Wechsellagerung von 5 bis 15 cm (max. bis 40 cm) mächtigen, glaukonitischen, sandigen Kalken mit braunschwarzen, stark geschieferten Mergeln. Untergeordnet kommen hellglimmerreiche, schichtige Sandsteine und Feinbrekzien vor (LANGE, 1956; OBERHAUSER, 1991). Die Kalke verbreiten beim Anschlagen einen bituminösen Geruch. Ihre Schichtflächen sind mit Hellglimmer besetzt (FESSLER et al., 1992). Im Dünnschliff zeigen sie planktonische Foraminiferen sowie Fragmente von Nummuliten und Discocyclinen. Das reiche Nannoplankton der Mergel ermöglicht eine Einstufung ins Unter- bis Mitteleozän, wobei NP 15 in der Feuerstätter Decke bisher nicht nachgewiesen werden konnte (OBERHAUSER, 1991).

Der Globigerinenflysch greift im höheren Untereozän (NP 11-12) vom Feuerstätter Ablagerungsraum auf das Ultrahelvetikum der Liebensteiner über. Im Mitteleozän (NP 14-15) verzahnt er sich mit den Globigerinenmergeln der südlichen Vorarlberger Säntis-Decke (OBERHAUSER, 1991).

191 Rinderbach-Formation Paleozän

Diese von CORNELIUS (1926) unter dem Namen „Rotgschliefschichten“ eingeführte Einheit wird mehrheitlich als farblich abweichende Lithologie innerhalb der („Oberen“) Junghansenschichten angesehen (SCHWERD & RISCH, 1983; FESSLER et al., 1992). OBERHAUSER (1980: 183) parallelisiert sie mit der Rinderbach-Formation. LANGE (1956) weist auf eine intensive Verfaltung und Verschuppung mit den Junghansenschichten hin.

Das auffälligste Merkmal dieser Einheit ist die Farbe: Die weitgehend karbonatfreien Silt- und Tonsteine sind leuchtend karminrot („blutwurstfarben“), aber in den höheren Anteilen auch (grau)grün und schwarz gefärbt. Sie treten häufig in Wechsellagerung mit blaugrünen Quarzsandsteinen (= „Ölquarziten“) bis quarzitischen Fein-

brekzien auf (SIMET, 1985; OBERHAUSER, 1991). Lokal sind Übergänge in rote, Foraminiferen führende Kalke beobachtbar (LANGE, 1956). Die ursprünglich feingeschichteten Gesteine sind meist stark geschiefert.

Spärliche Foraminiferenfunde stellen die Rinderbach-Formation ins Paleozän (bis Untereozän) (OBERHAUSER, 1980; 1991; SCHWERD & RISCH, 1983).

192 Hörnlein-Formation (Allgäu und Bregenzerwald); Satteins-Formation (E Feldkirch) Campanium – Maastrichtium

Als „Hörnleinserie“ bezeichnet RICHTER (1972, 1978) eine tonig-sandige Flyschfolge, in die als Leitgestein basische Vulkanite eingeschaltet sind, die als Ophiolithe gedeutet werden. Ihre Hauptvorkommen befinden sich im Schmiedebach bei Egg sowie an der Subersach WNW Sibratsgfall. RESCH (1976b) konnte zudem an der Bödelestraße bei Dornbirn Ophiolithkomponenten im Bolgenkonglomerat nachweisen.

Diese Spilite sind als Olistholithe in ihr Begleitgestein eingeglitten (RESCH, 1975, 1976b, 1977b). Ihr Bildungsalter ist unbekannt. Die Stellung der mit ihnen vergesellschafteten Gesteine wird weiterhin kontrovers diskutiert. SCHWERD & RISCH (1983) weisen auf die häufige lithologische Übereinstimmung mit den (Oberen) Junghansenschichten hin, SIMET (1985) bezeichnet die Begleitgesteine an der Subersach als Obere Junghansenschichten. RESCH (1976b) beschreibt im Schmiedebach die begleitenden Gesteine der Feuerstätter Decke als „typischer Flysch“. Ihre Foraminiferenfaunen entsprechen jenen der (Oberen) Junghansenschichten und lassen eine Einstufung ins Maastrichtium bis Paleozän zu. Gesteine aus der Nachbarschaft der Ophiolithe wurden von anderen Autoren ins Paleozän bis Untereozän (ALEXANDER et al., 1965) und ins höhere Paleozän (OBERHAUSER, 1970) datiert.

Die ophiolithischen Gesteine sind entweder massig (und dann stärker tektonisch beansprucht) oder dickbankige, in ihrer Korngröße schlecht klassierte Konglomerate bis Brekzien mit schlecht gerundeten Komponenten. Beiden Typen ist ihre dunkelgrüne bis hämatitisch rote Farbe gemeinsam. Die massigen Gesteine zeigen Pillowstrukturen, die randlich deutlich blasig (= variolithisch) ausgebildet sind. Tuffe und Tuffite liegen sowohl als den Pillows anhaftende Zwischenmasse als auch als selbständige Komponenten der Brekzien vor.

Die Ophiolithe sind generell stark zersetzt. Hauptgemengteile sind (selten relativ frischer) Plagioklas, Chlorit, Seri-

zit, Calcit sowie in einigen Proben Serpentin (Chrysotil). In manchen Proben findet sich zudem farbgebender Hämatit. Chemische Analysen belegen einen spilitischen bis mehr basaltischen Chemismus (RESCH, 1976b).

Die nichtvulkanischen Komponenten in den Ophiolithbrekzien stammen nicht aus dem Flysch-Ablagerungsraum der Feuerstätter Decke. Es finden sich Kristallingesteine, radiolaritähnliche Gesteine, Kieselschiefer, Hornsteine, helle und fallweise gelblich anwitternde Dolomite, Kalke und andere. Die „exotische“ Natur dieser Komponenten spricht für eine fremde Herkunft der Ophiolithe.

Die Satteins-Formation wurde von OBERHAUSER erstmals auf der geologischen Karte Blatt Walgau am Pfudtatschbach bei Satteins ausgeschieden. Eine formale Beschreibung und Definition dieser lithostratigraphischen Einheit ist noch ausständig.

OBERHAUSER (1962: A41) erwähnt die Satteins-Formation (noch ohne einen Namen zu vergeben) als eine „etwa 200 Meter breite, weitgehend verwachsene Zone von flyschartigem Gesteinscharakter, welche jedoch lagenweise Globotruncanenkalke stratigraphisch einschaltet hat.“ Die Mikrofauna in den Dünnschliffen weist einwandfrei ins hohe Senon.

193 Ammergau-Formation („Aptychenschichten“) Tithonium – Neokom

Die harten und dichten, teilweise porzellanartigen „Aptychenkalke“ der Ammergau-Formation „passen“ nicht in die Schichtfolge der Feuerstätter Decke und verursachten daher zahlreiche Spekulationen über ihre Herkunft. Sie

sind generell tektonisch begrenzt. EGGERT (1977: 46) vermutet ein olistholithisches Eingleiten in den Ablagerungsraum der Feuerstätter Decke (siehe auch OBERHAUSER, 1980). Auf keinen Fall ist ein – von früheren Autoren postulierter – sedimentärer Übergang in die Unteren Junghansenschichten vorhanden (Diskussion in EGGERT, 1977).

Die Abfolge kann grob in drei Abschnitte gegliedert werden: Im Liegenden dominieren graue bis hellgraue, mikritische Kalke mit Bankmächtigkeiten um 10 cm. Teilweise sind dünne Tonsteinlagen zwischengeschaltet. Bänke mit größeren Komponenten fehlen ebenso wie Hornsteinlagen. Die häufig bioturbaten Mikrite führen feine siliziklastische Komponenten (Muskovit und Biotit, Quarz, Plagioklas, lithische Fragmente).

Im mittleren Abschnitt treten lokal kieselige Lagen (Hornsteine) sowie linsige Einschaltungen von Sand und Geröllen auf (Geröllpsammite = intraklastische Resedimente sensu EGGERT [1977]: Kalke bis karbonatreiche Grauwacken). Die Bankmächtigkeiten erreichen bis zu 20 cm. Hornstein und Geröllpsammite fehlen jedoch in intensiver gefärbten Partien mit roten und grünen Farbtönen. Darüber zeigen splittrig brechende, graue bis dunkelgraue Kalke mit Bankmächtigkeiten bis 20 cm wiederum unregelmäßige Einschaltung von bis zu 2 cm dicken Hornsteinlagen. Der Anteil der Resedimente nimmt ab. Gleichzeitig ist eine Zunahme des Tonsteinanteils gegen Hangend zu beobachten.

Tonstein charakterisiert den hangendsten Profilschnitt. Es überwiegen grüngraue bis graugrüne, aber auch rotbraune Partien. Die Feinlamel-

lierung wird durch den relativ hohen Gehalt an Glimmern verstärkt. Die teilweise recht sandigen Gesteine spalten blättrig bis dünnblättrig. Auffällig sind Einschaltungen von besonders groben Resedimenten mit nicht unwesentlichen Mengen an kristallinen Exotika.

Unter den Komponenten ist Quarz durch angulare bis subangulare Körner von sowohl metamorpher als auch magmatischer Herkunft vertreten. Daneben kommen detritärer Plagioklas und Kalifeldspat sowie bis 4 mm große Glimmer-Blättchen vor. Glaukonit fehlt. Das Schwermineralspektrum wird von Zirkon, Turmalin und Rutil dominiert. Granat kann lokal völlig fehlen. Häufig finden sich pyritisierte Fossilien.

Unter den lithischen Komponenten der Resedimente dominieren Karbonate, wobei Dolomit nur untergeordnet vertreten ist. Die Mikrite bis Biomikrite führen meist Ooide und Rindenkörner. Ihr Anteil kann besonders im Liegenden sprunghaft schwanken. Daneben kommen Tonsteine vor, die den Tonsteinzwischenlagen der „normalen“ Schichtfolge entsprechen. Selten finden sich umgelagerte Hornsteinknollen. Bei den Kristallingesteinen dominieren Metamorphite gegenüber den magmatischen Gesteinen. Der Korndurchmesser liegt meist zwischen 2 und 5 mm und kann maximal 2 cm erreichen.

Die resedimentierten Kalkgerölle werden über Mikrofossilien in den Bereich oberer Dogger bis Malm eingestuft, wobei in den jüngsten Geröllen auch das untere Tithonium vertreten sein dürfte. Hinweise auf jüngere Komponenten fehlen. In der nicht resedimentierten kalkigen Matrix belegen Cadosinen den Zeitraum zwischen Oxfordium und Berriasium.

Ultrahelvetische Decken

Liebensteiner Schuppenzone (inkl. Schweizer Äquivalente: Schuppenzone von Brülisau, Wildhaus)

194 Globigerinenflysch Untereozän – Mitteleozän

Die eozänen Gesteine der Liebensteiner Schuppenzone wurden ursprünglich in Globigerinenmergel und Globigerinenflysch gegliedert. OBERHAUSER (1980, 1991) gelang es, die mitteleozänen Globigerinenmergel als Abschürflinge der Vorarlberger Säntis-Decke zu identifizieren, sodass in der Liebensteiner Decke nur noch Globigerinenflysch vorhanden ist. Diese Einheit ist gleichermaßen in der Feuerstätter Decke zu finden und greift nach Norden auf die südlichsten Anteile der Vorarlberger Säntis-Decke über.

Der Globigerinenflysch zeigt eine Wechsellagerung von bräunlich-dunkelgrauen Mergeln mit sandigen Kalkbänken. Untergeordnet finden sich hellglim-

merreiche, schichtige Sandsteine und Feinbrekzien. Im Dünnschliff sind planktonische Foraminiferen sowie Fragmente von Nummuliten und Discocyclinen erkennbar. Das reiche Nannoplankton ermöglicht eine Einstufung ins Unter- bis Mitteleozän.

195 Kehlegg-Formation Paleozän – Untereozän

In der Schuppenzone bei Dornbirn gelang der Nachweis paleozäner bis untereozäner glaukonitischer Abfolgen der Liebensteiner Decke. Zum Teil dickbankige, glaukonitische Kalksandsteine wechseln mit bräunlich-schwarzen Mergellagen, deren planktonbetonten Foraminiferenfaunen und Nannofloren eine Einstufung in den Zeitraum Danium bis Paleozän/Untereozän (NP 2-12)

erlauben. Großforaminiferen, Grobklastika oder Flyschmerkmale konnten nicht beobachtet werden. Die Gesamtmächtigkeit liegt bei max. 30–40 m (OBERHAUSER, 1984, 1986). Die Kehlegg-Formation überlagert helle und zuoberst auch dunklere Leimermergel.

196 Leimermergel Oberes Campanium – Maastrichtium

Im Ultrahelvetikum treten die Leimermergel an die Stelle der Amden- und vor allem der Wang-Formation. Die Mergelschiefer unterscheiden sich von den Mergeln der Amden-Formation durch eine hellere, grünliche Verwitterungsfarbe. Charakteristisch sind dunkle Flecken, die an zoophycusartige Fraßgänge erinnern. Selten finden sich



Abb. 65.
Typische Leimernmergel an der Laterner
Straße bei Bonacker.
Foto: J. Georg FRIEBE.

stärker kalkige Anteile, die HÖFLE (1972) als Leimernkalke bezeichnet. Gelegentlich sind rote Partien eingeschaltet. Die Schuppenzone der Hohen Kugel führt leicht sandige, weniger gestörte Komplexe, die kaum von der gleich alten Wang-Formation zu unterscheiden sind (OBERHAUSER, 1991). Die Leimernmergel sind stark verschuppt und in zahlreiche Divertikel zerlegt. Ihre Gesamtmächtigkeit ist daher kaum bestimmbar.

Der Begriff Leimernmergel (bzw. Leimern-Schichten) wurde von MEESMANN (1925) aus der Zentralschweiz für „ultrahelvetische Senonmergel“ in Vorarlberg übernommen. Er umfasste ursprünglich alle mehr oder weniger sandigen bzw. schiefrigen Mergel und Kalke der Oberkreide und des Paläogens. FELBER & WYSSLING (1979: 704–705) bemerken, dass diese Gesteine im Feld kaum voneinander abzugrenzen sind (siehe auch HÖFLE, 1972). Sie empfehlen, sie weiterhin unter dem gut eingebürgerten Namen „Leimern-Schichten“ zusammenzufassen, ohne damit aber eine Aussage über deren lithofazielle und paläogeographische Zusammengehörigkeit mit den Leimern-Schichten der Typokalität zu treffen. OBERHAUSER (1991) hingegen betrachtet die Foraminiferenfauna (und damit das Alter) für ein hinreichendes Kriterium für die Trennung von Leimernmergel und Globigerinenmergel bzw. Globigerinenflysch (erstmalig 1967 auf der Geologischen Karte Walgau noch ohne verbale Begründung).

197 Liebenstein-Formation Cenomanium – Unteres Campanium

Die Liebenstein-Formation ist das ultrahelvetische Äquivalent der Seewen-Formation. Der pelagische, mikritische, dünn bis mittelbankige Kalk ist im

frischen Bruch grau und zeigt eine helle Verwitterungsfarbe. Manche Partien zeigen auch die für die Seewen-Formation typischen dunklen Flecken (Wühlspuren) und Drucklösungssäume (FESSLER et al., 1992). Daher ist der Liebensteiner Kalk im Handstück kaum vom Seewerkalk zu unterscheiden. OBERHAUSER (1991) nennt als Unterscheidungsmerkmale eine generell hellere Färbung und einen splittigeren Bruch in dichtere Scherben. Dadurch werden die Globotruncanen-Schnitte deutlicher. Radiolarien sind häufiger.

Der Übergang zu den liegenden Freschen-Schichten ist kontinuierlich. Am Weg zur Kugelalpe schalten sich zunächst dunkle, dann hellere Fleckenkalkbänkchen ein. Der Anteil der Schieferlagen nimmt ab, bis helle Globotruncanenkalke dominieren. Lokal können auch rötliche Kalkbänke vorkommen.

Die Globotruncanen-Fauna erlaubt eine Einstufung ins höhere Ober-Cenomanium bis Unteres Turonium. Im Allgäu kann die Liebenstein-Formation bis ins Campanium hinauf reichen (WEIDICH, 1984). Für Vorarlberg hält OBERHAUSER (1958: 131; 1991: 29) zumindest ein Santonium-Alter für möglich.

197 Freschenschiefer („Freschen-Schichten“) Albium

Der südlichste Faziesbereich der Garschella-Formation wird von FÖLLMI & OUWEHAND (1987) als Freschen-Subformation bezeichnet, die wiederum in die liegenden und distalen Hochkugel-Schichten sowie die hangenden und mehr proximalen Freschen-Schichten zerfällt.

Die Freschen-Schichten gehören im Typusgebiet zur Vorarlberger Säntis-Decke, greifen aber in den ehemals südlich gelegenen Ablagerungsraum der Liebensteiner Schuppenzone über. Ihr Vorkommen auf der Hohen Kugel trug wesentlich zur Identifizierung dieses höheren Deckenstockwerks bei (MEESMANN, 1925: 84; Arn. HEIM et al., 1934: 244; OBERHAUSER, 1991).

Die Abfolge über den Hochkugel-Schichten beginnt mit etwa 2 m Mergelschiefer, die allmählich dunkler werden. In diese sind zunächst 10–40 cm dicke, grünlich-bräunlich verwitternde und im Bruch schwärzliche, ebenflächige, sandige Kalkbänke eingeschaltet. Ihr spärlicher Glaukonitgehalt fällt nur in Verwitterungskrusten auf.

Typische Freschenschiefer umfassen eine etwa 15 m mächtige Abfolge von schwarzen Schiefen mit feinen Glimmerschuppen. Während sie in trockenem Zustand noch Ähnlichkeiten mit schiefrigen Partien der Wang-Formation zeigen, fällt im feuchten Zustand die charakteristische „tief tintenschwarze“ Färbung auf. Charakteristisch ist eine

starke Kompaktion, die sich in zahllosen Styrolithen zeigt. Durch Kompaktion und Drucklösung wurden Wühlspuren überprägt. In diese „Normalfazies“ sind Resedimentbänke eingeschaltet. Verbreitet sind sandige Mergel mit maximal 25 % Glaukonit und Quarz. Stratigraphisch wichtig ist ein Niveau mit Inoceramenprismen direkt über den Hochkugelschichten, die aber keine richtigen Kalkbänke zu bilden vermögen (FÖLLMI, 1986).

Die „Normalfazies“ ging aus einer primären Kalksedimentation hervor, in die regelmäßig Ton und feinstsiliziklastischer Detritus eingeschüttet wurden. Durch die starke Drucklösung wurde der Kalk weitgehend abgeführt, sodass die Tonfraktion praktisch vorherrscht. Damit wurde auch die (ursprünglich wohl intensive) Bioturbation überprägt. Bänke mit grobkörnigem Detritus sind allochthon und können als distale Ausläufer der Rankweiler Schichten betrachtet werden. Die Inoceramenprismen sind ebenso – vermutlich aus dem Ablagerungsraum der Plattenwald-Schicht – eingeschwemmt (FÖLLMI, 1986).

Gegen Hangend gehen die Freschenschiefer durch Einsetzen von zunächst dunklen, dichten Kalkbänken, die rasch heller werden, in die Liebenstein-Formation über.

Anhand von Foraminiferen werden die Freschenschiefer der Hohen Kugel ins obere Albium bis Cenomanium datiert (BETTENSTAEDT in OBERHAUSER, 1953). Laut FÖLLMI (1986) sind sie in der Liebensteiner Schuppenzone auf das Albium beschränkt.

197 Hochkugel-Schichten Oberes Aptium

Die Hochkugel-Schichten bilden die liegende Einheit innerhalb der Freschen-Subformation sensu FÖLLMI & OUWEHAND (1987). Sie sind auf das Typusgebiet der Hohen Kugel beschränkt und liegen dort tektonisch über Leimernmergel.

Charakteristische Gesteine sind hellgraue, feinkörnige Kalke, die mit dunklen, mergeligen, oft rostig anwitternden Tonschiefern wechsellagern. Die Kalkbänke sind lateral nicht beständig. Sie verschiefern gegen die Schichtflächen hin, was sich auch in einer Änderung der Verwitterungsfarbe von grau zu bräunlich-grünlich und dem Herauswittern von Sand zeigt. Gegen Hangend werden die Mergel dunkler, die Kalke setzen aus und es entwickeln sich die Freschen-Schichten.

Anhand planktonischer Foraminiferen wurden die Hochkugel-Schichten ins Aptium bis untere Albium datiert (BETTENSTAEDT in OBERHAUSER, 1953). Da die überlagernden Freschen-Schichten bereits im unteren Albium einsetzen,

stellt FÖLLMI (1986) die Hochkugel-Schichten zur Gänze ins Aptium.

Im Dünnschliff zeigen die Kalkbänke eine mm-dünne Wechsellagerung von Mikrosparit mit bioklastischen Lagen,

die auch feinsten Quarz und Glaukonit führen. FÖLLMI (1986) interpretiert diese Biodetritusschüttungen als distale Ausläufer von Kalk- und Sandturbiditen, die in den zeitgleichen und etwas landnä-

heren unteren Anteilen der Freschen-Schichten in der Vorarlberger Säntis-Decke nachweisbar sind.

Helvetische Decken

Andelsbucher Gleitschollenzone

197 Schmiedebach-Formation (Melange aus Bregenzerach- Formation mit Gesteinen der Liebensteiner und Feuerstät- ter Decke)

Coniacium – Mittleres Eozän

ALEXANDER (1964: 31) definierte die Schmiedebach-Formation als Abfolge von vorherrschend (ca. 80–90%) sehr weichen, flaserigen, leicht glänzenden, dunkelgrau-schwarzen Mergeln (siehe auch ALEXANDER et al., 1965). Das bräunlich anwitternde Gestein ist leicht sandig mit einem deutlichen Glimmergehalt. Fein verteilter Pyrit ist in geringen Anteilen vorhanden. Das Gestein ist intern verfaultet und stets tektonisch stark beansprucht. Es erscheint vollkommen zerflastert und zerschert und führt zahlreiche Calcit-Harnische.

Gelegentlich sind kompaktere Mergelkalke eingeschaltet: Blaugraue, glimmerhaltige, sandige Bänke erinnern an die Bregenzerach-Formation. Daneben kommen braungraue, z.T. mit Calcit besetzte, kompaktere Bänke vor, die oft nur in Form von ausgequetschten Linsen erhalten sind. Beide Typen zeigen eine hellbeige-braune Verwitterungskruste mit rostigen Flecken. Grau-grüne bis braune, glimmerhaltige Tonmergel mit rostiger Verwitterungsfarbe sind lokal stark beschränkt und kommen nur bei Kohlgrub an der Bregenzerach sowie am Loserbach nördlich Lüttin vor.

Die Mergel führen in einer karbonatisch-tonigen Matrix als Hauptkomponenten Quarz und Glimmer. Mit durchschnittlich 3,2% ist der Glaukonitgehalt deutlich geringer als in der Bregenzerach-Formation. Nur vereinzelt kommt Plagioklas vor. Opake Komponenten sind organisches Material und etwas Pyrit. Die mittlere Korngröße von Quarz liegt bei 0,05 bis 0,09 mm. Die Körner sind subangular gerundet und zeigen eine gute bis mäßige Sortierung. Eine reiche Mikrofauna erlaubt eine Einstufung der Schmiedebach-Formation ins Turonium bis höhere Mitteleozän mittels Foraminiferen.

Die Gesteine der Schmiedebach-Formation zeigen eine lithologische Annäherung an die sandigeren Anteile der Bregenzerach-Formation bei altersmäßigen Überschneidungen. Dadurch und

durch die teils intensive Verschuppung ergibt sich ein kleinräumiger Wechsel von verschiedenen Mergeltypen, sodass eine eindeutige Zuordnung im isolierten Aufschluss oft schwierig ist. Mächtigkeitsangaben sind infolge der Verfaltung und internen Verschuppung unmöglich. Die geschätzte Mächtigkeit liegt zwischen 100 und 200 m.

Die Schmiedebach-Formation wird hier als nördliches Fazieselement betrachtet. Dem gegenüber verweisen FESSLER et al. (1992) auf die südhelvetische Zusammensetzung der Mikrofauna und nehmen einen Ablagerungsraum zwischen dem Südhelvetikum und dem Liebensteiner Faziesraum an.

201 Bregenzerach-Formation Coniacium – Unteres Campa- nium

Die Bregenzerach-Formation ist charakteristisch im Gebiet von Schwarzenberg – Andelsbuch ausgebildet, wo sie (im Vergleich zu den anderen Gesteinen) schroffere Felswände an den Ufern der Bregenzerach bildet. Sie wurde bereits von WEPFER (1908) erwähnt, aber noch in die „Seewerkreide“ einbezogen. Die Namensgebung erfolgte durch RIEDEL (1940), der sie im Gelände vermutlich nie gesehen hat, auf Vorschlag von Siegfried FUSSENEGGER.

Typische Gesteine sind grau-blaue, rostfleckige, sandige und glimmerhaltige Tonmergel, in denen auch Glaukonit auftreten kann. Sie unterscheiden sich von der Amden-Formation durch ihren härteren, sandigeren und dickschichtigeren Charakter und sind lithologisch eher mit der Wang-Formation zu vergleichen. Untergeordnet kommen auch etwas weichere, schiefrige und bräunliche Mergel vor. In beide Mergeltypen sind raue, ebenfalls sandige Kalke eingeschaltet, die beim Anschlagen bituminös riechen. Die starke, teilweise auch interne Verschuppung erschwert Angaben zur Mächtigkeit, die bei ca. 200 m liegen dürfte (FESSLER et al., 1992). Ebenfalls zur Bregenzerach-Formation gehört eine Austernbank mit gesteinsbildend *Pycnodonte vesicularis*, die in Schwarzenberg an der Mündung des Losenbachs in die Bregenzerach aufgeschlossen ist.

Die Foraminiferen erlauben eine Einstufung ins Coniacium bis Santonium. In einer Probe aus dem Andelsbucher Becken wurde Unteres Campanium nachgewiesen. Die Makrofossilien –



Abb. 66.
Die Bregenzerach-Formation an der Typuslokalität bei Schwarzenberg.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Bivalven, Turritellen und selten deformierte Ammoniten – sind fast durchwegs als Steinkerne erhalten. RIEDEL (1940) versuchte eine stratigraphische Einordnung mittels Inoceramen.

WYSSLING (1986: 167) interpretiert die Bregenzerach-Formation als nördliche Schuppe der Hohenemser Decke. Ihr Ablagerungsraum läge damit festlandnah nördlich dem der Amden-Formation. Im Andelsbucher Becken sind sie von tektonisch höher liegenden Einheiten umrahmt, womit ein tektonisches Fenster plausibel erscheint (FESSLER et al., 1992).

Als „Rudachbach-Schichten“ werden Äquivalente der Bregenzerach-Formation im Rudachbach nördlich der Mörzelspitze bezeichnet. Sie umfassen unregelmäßig schiefrige, schwärzliche bis schwärzlich braune Mergel. In ihnen finden sich manchmal helle, bis rucksackgroße Leimernmergellinsen und auch wangschieferartige Einschaltungen. Sie gehen in 0,5–5 m mächtige, fast immer zerrissene Bänke von Grünsandstein über. Im Übergangsbereich vermitteln dunkle, feinglimmerige Tone, die dann 10–20 cm dick wechsellagern und dabei nach und nach immer schwärzer werden. Die primär kalkmergelige Matrix der Grünsandsteine ist teils unregelmäßig schlierig, teils verdrängend von Quarz und Glaukonit durchsetzt. Die stark benthosbetonte Foraminiferenfauna belegt Oberes Obercampanium oder Unteres Maastrichtium (OBERHAUSER, 1991).

Die „Rudachbach-Schichten“ sind ein zeitliches Äquivalent der unteren Wang-Formation aus einem flacheren Ablagerungsraum.

Säntis-Decke

Die Vorarlberger Säntis-Decke ist Fortsetzung der Säntis-Drusberg-Decke östlich der Achsendepression des

Rheintals. Die obertägige Schichtfolge umfasst Gesteine vom Malm bis zum Eozän. Ältere Einheiten des Doggers wurden in der Bohrung Au erbohrt.

Gemäß seiner Lage am ehemaligen Südrand Europas weist der Ablagerungsraum eine ausgeprägte Faziesdifferenzierung von Norden (= innere Plattform) nach Süden (= äußerer Schelf) auf, die sich auch in der Definition der einzelnen Formationen widerspiegelt. Entsprechend vielfältig sind die Lithologien im Helvetikum Vorarlbergs. Im Norden dominieren Flachwasser-Ablagerungen sowohl aus ruhigen Lagunen als auch von hochenergetischen Sandbarren. Zeitweise treten Korallenriffe auf, die sich oft auf Muschelbänken als Hartsubstrat etabliert haben. An anderen Stellen treten Austern als Gesteinsbildner in Erscheinung. Gradierte Anreicherungen von Biogenschlamm charakterisieren Sturmablagerungen. Von diesen Karbonatplattformen wurde wiederholt „überschüssiges“ Material auf den offenen Schelf transportiert. Dort alternieren Kalkbänke mit vordergründig flachmarinem Charakter mit hemipelagischen Mergeln. Typische Abfolgen zeigen einen Wechsel von Mergelkalken mit Mergeln, wobei der Kalkanteil gegen Süden kontinuierlich abnimmt. Aber auch hemipelagische Kalke wie der Seewerkalk sind möglich.

Neben dieser Zonierung der Ablagerungsräume zeigt die Schichtfolge wiederholt stratigraphische Kondensation sowie Hinweise auf syndimentäre Tektonik. Beckenweite angebohrte Hartgründe helfen bei der lithostratigraphischen Gliederung und definieren Liegend- bzw. Hangendgrenze mehrerer (Sub-)Formationen. Kondensationshorizonte liefern reiche Fossilfunde und damit biostratigraphische Marker. Gensmättli- und Plattenwaldschicht können als Fossilagerstätten angesehen werden. In der Plattenwald-Schicht sind mehrere Ammonitenzonen kondensiert. Daneben gibt es Aufarbeitungs-Events, die lokal ganze Formationen wieder abtragen können. Die Abtragungsprodukte finden sich umgelagert in jüngeren Gesteinseinheiten. So beziehen die glaukonitischen Götzis-Schichten innerhalb der Seewen-Formation ihren Glaukonit detritisch aus der aufgearbeiteten Garschella-Formation. Und mitunter sind Plattform-Ablagerungen gewisser Zeitintervalle nur als Slumps innerhalb hemipelagischer Ablagerungen vorhanden.

Trotz dieser wiederholten Aufarbeitungsphasen mit Resedimentation sind die Ablagerungen weitgehend im stratigraphischen Verband. Für die Jungschichten der obersten Kreide und des Paläogens gilt dies nicht mehr. Sie sind – neben dem höheren Deckenstapel des Ultrahelvetikums – vorwiegend in der Schuppenzone im Grenzbereich zu

nördlichem Flysch und Molasse erhalten. Diese Zone ist wiederholt als tektonische Melange interpretiert worden. Sie enthält aber nicht nur südhelvetische Elemente, die im Zuge der Überschiebung durch den Flysch mitgeschleppt worden sind. Auch Gesteine, die aus einem nördlichen, flachmarinen Ablagerungsraum stammen, sind in dieser Zone präsent (z.B. Bregenzerach-Formation). OBERHAUSER (mdl. Mitt.) möchte daher diese Schuppenzone mit olisthostromatischen Eingleitungen erklären, die erst sekundär tektonisch überprägt wurden.

Im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung wurde die Vorarlberger Säntis-Decke ab dem Oberen Oligozän bis Miozän von ihrer Unterlage abgehobelt, nach Norden transportiert, über die südlichen Anteile der Molassezone geschoben und dabei in Falten gelegt (WYSSLING, 1985; OBERHAUSER, 1986). Im Gegensatz zum Helvetikum in der Ostschweiz fand jedoch keine Trennung in Jura- und Kreidestockwerk statt. Im Jura-Aufbruch der Kanisfluh sind die Gesteine aus Jura und Kreide weitgehend im tektonischen Verband. Die Vorarlberger Säntis-Decke umfasst damit Äquivalente der Axen-Gonzen-Decke, der Drusberg-Decke und der Randketten (TRÜMPY, 1980: 58). Während der Hauptanteil des Helvetikums einen relativ einfachen Faltenbau zeigt, ergab die Bohrung Vorarlberg-Au 1 für den Jura-Aufbruch der Kanisfluh ein komplexeres Bild. Nahe an der Überschiebungsfond des Rhenodanubikums ist hier die Gesteinsfolge im Faltenkern mehrfach verschuppt übereinander gestapelt (COLLINS et al., 1990). Verschuppungen wurden im Kanisfluh-Gewölbe bereits von SCHAAD (1926) und HEIM et al. (1933: Fig. 3) dokumentiert.

Der Faltenbau wird durch die Mulde von Fraxern – Bizau in einen nördlichen und einen südlichen Bereich getrennt. In dieser Mulde sind beträchtliche Teile der ultrahelvetischen Liebensteiner Decke sowie Reste der Feuerstätter Decke und der Hauptflyschdecke erhalten. Die Faltenzone nördlich der Mulde ist die Fortsetzung von Säntis – Alpstein, während die südlichen Falten mit den Churfürsten verbunden werden können (M. RICHTER, 1969/78).

Die Faltenachsen verlaufen nicht geradlinig, sondern biegen von NE–SW am Rheintalrand gegen E–W im Bregenzerwald und sogar NW–SE in den südlichen Anteilen um. Hier streichen sie fast senkrecht zur Überschiebungsfond des Rhenodanubikums. Sowohl nach Westen als auch Osten tauchen die Faltenachsen ab. Westlich der Linie Dornbirner Ache – Hoher Freschen – Laternser Tal – Feldkirch fallen sie recht rasch zur Rheintalebene hin ab, um weiter westlich in der Schweiz wieder stark anzusteigen. Das Alpenrheintal

zeigt sich so in seiner primären Anlage als Achsendepression, und der „gezackte“ Rheintalrand ist nicht durch Verwerfungen bedingt, sondern lässt sich zwanglos durch das Abtauchen der Falten unter die holozäne Talfüllung erklären. Gegen Osten tauchen die Faltenachsen fingerförmig zur Breitach und zum oberen Schwarzwassertal hin ab. Infolge der Überschiebung durch Ultrahelvetikum und Penninikum verschmälert sich hier die Vorarlberger Säntis-Decke, um im Illertal gänzlich unter den höheren Decken zu verschwinden. In der Grünten-Teildecke findet sie eine gegen Norden verschobene Fortsetzung (WYSSLING, 1985).

Durch das Umbiegen der Faltenachsen und die damit verbundene Dehnung ist der Faltenbau des Helvetikums durch diagonale Seitenverschiebungen überprägt. Sie sind in den Felswänden des Schrattekalks und der Quinten-Formation deutlich zu beobachten. An der Ostergunten-Störungszone wird der Malm der Mittagsfluh gegen Osten gestaffelt mit einem Gesamtversatz von ca. 1 km links-seitenverschiebend abgeschnitten. Die Seitenverschiebungen entstanden zeitgleich mit Faltung und Achsenbiegung (OBERHAUSER, 1951).

In den mergeligeren Lithologien wurde die Dehnung durch Schieferung kompensiert, wobei in Kalk-Mergel-Wechsellagerungen in den kompetenten Kalkbänken auch Dehnungsklüfte auftreten können. In den Kalkbänken der Palfris- und Drusberg-Formation sind offene Dehnungsklüfte mit Calcit ausgekleidet und führen häufig kurzprismatische Quarzkristalle (so genannte „Marmaroscher Diamanten“ [WAGENPLAST & FRIEBE, 2003]). Größere Klüfte in der Örfli- und Schrattekalk-Formation lieferten wiederholt spektakuläre Calcit-Kristalle (Götzis-Krallaloch, Udelberg, Unterklien; coll. inatura).

Die Vorarlberger Säntis-Decke wird von der Hohenemser Decke mit inverser Schichtfolge unterlagert, die von WYSSLING (1985; 1986) aufgrund mikrofazialer Untersuchungen und Überlegungen zur Faziesgeographie definiert wurde. Die Mikrofaziestypen unterscheiden sich teilweise signifikant von der gleich alten Lithologie der Säntis-Decke, sodass ein ursprünglich weiter im Norden liegender, flacherer Ablagerungsraum angenommen werden muss. Mit einer kleinräumigen Faziesdifferenzierung lassen sich diese Unterschiede nicht mehr erklären. Demgegenüber bevorzugt OBERHAUSER (zuletzt 2005; pers. Mitt.) die Deutung als inverser Liegendschelken einer Falte. In beiden Modellen wurde das Gebiet zwischen Unterklien und Hohenemser Schlossberg entlang der Emsrütli-Haslach-Störung gegenüber dem östlich anschließenden Gebirge angehoben. In dieser Verwerfungszone sind paläo-

gene Jungschichten (Nummulitenkalk, Grünsandsteine, Globigerinenmergel) verschuppt mit oberkretazischem Amdener Mergel tektonisch eingeklemmt.

202 Globigerinenflysch Eozän

Als Globigerinenflysch werden oft mächtiger werdende, bräunlich-dunkelgraue Mergel bezeichnet, die mit schwach gelblich-rötlichen bis orange-farbenen verwitternden, 5–15 cm mächtigen, sandigen Kalkbänken wechseln. Untergeordnet finden sich hellglimmerreiche, schichtige Sandsteine und Feinbrekzien. Sie zeigen im Dünnschliff planktonische Foraminiferen sowie Fragmente von Nummuliten und Discocyclinen. Schlammproben führen teilweise Globigerinen-Globorotalien-Faunen, teilweise sind sie – mit Ausnahme von Radiolarien – fast fossilleer. Nannoplankton ist immer reichlich vertreten und erlaubt eine Einstufung ins Unter- bis Mitteleozän.

Diese Ablagerungen wurden ursprünglich vollständig dem Ultrahelvetikum zugerechnet, wurden aber von OBERHAUSER (1991) auch bis in die südlichen Anteile der Vorarlberger Säntisdecke nachgewiesen, wo sie sich gegen Norden mit den Globigerinenmergeln verzahnen.

202 Globigerinenmergel Eozän

Die eozänen Globigerinenmergel sind lithologisch den Mergeln der Amden-Formation sehr ähnlich und können in isolierten Aufschlüssen mit diesen verwechselt werden. Sie unterscheiden sich durch das häufigere Auftreten von Echinodermen-Fraßspuren und eine teilweise vermehrte Glimmerführung. Ein sicheres Unterscheidungskriterium sind die Foraminiferen. Typische Ge-

steine sind hellgelblich anwitternde, im Bruch graue und fleckige, wenig sandige Mergel.

Der Globigerinenmergel vertritt Nummulitenkalk und Grünsandstein in den südlichen Faziesbereichen. Der Sandanteil nimmt sowohl räumlich gegen Süden als auch zeitlich gegen Hangend ab. Der im Gegenzug zunehmende Kalkgehalt bewirkt in den Mergeln und Mergelkalken hellere Farben und Fleckenbildung. In den kalkigen Lagen können im glatten Anbruch die Schnittlagen der planktonischen Foraminiferen für eine grobe Alterseinstufung genutzt werden.

Die Basis des Globigerinenmergels ist erosiv, wobei das Erosionsniveau lokal bis auf die Drusberg-Formation hinab reichen kann (Berg Nob im Laternsertal).

204/205 Nummulitenschichten Paleozän–Eozän

Die Jungschichten des Helvetikums sind in Vorarlberg meist nicht mehr im stratigraphischen Verband erhalten, sondern entlang von Störungszonen eingeklemmt. So findet sich in einem der bedeutendsten Vorkommen in Haslach bei Dornbirn Nummulitenkalk an der Emsrütti-Haslach-Störung „eingepackt“ in Mergel der Amden-Formation in dreifacher tektonischer Wiederholung (RESCH, 1976a; FRIEBE, 1995). Weitere Vorkommen finden sich im Bregenzerwald bei Schwarzenberg, Andelsbuch und Egg.

204 Nummulitenschichten (kalkig)

Charakteristisches Gestein ist ein schlecht sortierter, dicht gepackter, schwach glaukonitischer, hämatitisch vererzter Nummuliten-Assilinen-Discocyclinen-Rudstone. Die Großforaminiferen treten gesteinsbildend auf. Sie zei-



Abb. 68.
Großforaminifere *Assilina* sp. aus dem Nummulitenkalk von Haslach.
Foto: Emil BÜCHEL.

gen eine schwache Einregelung parallel zur Schichtung. Ihre Kammern sind meist mit Glaukonit gefüllt. Die Großforaminiferen sind oft randlich zerbrochen. Daneben kommen sehr selten Milioliden und Globigerinen vor. Skelettbruchstücke von Seeigeln sind häufig, Bryozoen seltener zu beobachten. Sehr selten treten Ostracoden und stark rekristallisierte Bruchstücke von ?Coralinaceen auf. Muschelschalen sind meist bis zur Unkenntlichkeit rekristallisiert und nur noch durch einen dunklen Saum erahnbar. Glaukonit ist in geringem Ausmaß in Form von gerundeten Körnern vertreten. Er ist meist olivbraun verfärbt.

Die primär mikritische Matrix ist rekristallisiert. Darin schwimmen Quarzkörner und nicht mehr näher identifizierbare Biogene. Innerhalb der rekristallisierten Grundmasse treten selten und ohne scharfe Begrenzung Partien von Pseudosparit auf. Syntaxialer Rindenzement ist sehr selten um Seeigelfragmente entwickelt.

Der Nummulitenkalk ist wolkig hämatitisch vererzt. Die Vererzung betrifft Grundmasse und Poren innerhalb der Bioklasten. Die Gehäuse der Foraminiferen, die übrigen Bioklasten in Schalenhaltung, Pseudosparit und Glaukonit sind nicht betroffen. Die Erzführung ist ausschließlich auf die Nummulitenkalk beschränkt und greift keinesfalls auf die älteren Kalke über. Sie ist wolkig über das Gestein verteilt. Anreicherungen von Hämatit finden sich auf Harnischflächen. Drucklösung tritt bevorzugt an den Korngrenzen auf. Dazu kommen wenige stylolithische Säume.

Neben den Großforaminiferen werden vorwiegend Muscheln und Schnecken gefunden. Selten sind Seeigel, sehr selten finden sich Krabbenreste (BÖHM, 1936).

204 Nummulitenschichten (grünsandig)

Im Raum Fraxern – Dafins setzt im Paleozän der „Fraxner Grünsand“ (MEESMANN, 1926) ein. Aus der tonmergeliger werdenden Wang-Formation des oberen Maastrichtium entwickeln sich einige Meter schwarze sandige



Abb. 67.
Globigerinenmergel bei Satteins.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Schiefer. Es folgen gut 20 m glaukonitischer Grünsandstein mit lagenweise Phosphoritknöllchen, Corallinaceen, kleinen Nummuliten und Discocyclinen. Kollophanit verleiht ihm lagenweise ein weiß gepunktetes Aussehen. Die Mächtigkeit kann tektonisch bedingt rasch schwanken.

Die basalen sandigen Schiefer werden anhand ihrer Nannofauna ins Mittlere Paleozän (NP 5) eingestuft. Mergel im Grünsandstein konnten ins tiefere Oberpaleozän (NP 9) und Untereozän (NP 13) datiert werden (STRADNER in OBERHAUSER, 1991).

Der „Fraxner Grünsand“ wird von Gesteinen in Wangschiefer-Fazies überlagert, die bereits höher ins Eozän gehören dürften.

206 Wang-Formation

Oberes Campanium – Maastrichtium

Die Wang-Formation ist auf die südlichen Anteile des Helvetikums beschränkt. Sie umfasst dunkelgraue bis schwärzliche, sandige Schieferkalke und Kalke. Primäre Sedimentstrukturen (kleindimensionale Kreuzschichtung) sind meist durch Bioturbation verwischt. Der Anteil an gut sortiertem, detritischem Quarz schwankt zwischen 1 % und 50 %, seine mittlere Korngröße liegt unter 100 µ. Verkieselung ist häufig, kann aber in ihrer Intensität stark schwanken. Die Kieselsäure stammt aus dem Skelett von Schwämmen, die nun in calcitisierter Form vorliegen. Die Verkieselung erlaubt die Gewinnung bestimmbarer Foraminiferen mittels Säure. In fast allen Lithologien kommt authigener Dolomit in rhomboedrischen Kristallen vor. Glaukonit kann bis zu 10 % erreichen, ist aber aus nördlicheren Bildungsräumen eingeschwemmt.

Foraminiferen und feiner Molluskschill sind die häufigsten Biogene der Wang-Formation. Daneben kommen rekristallisierte Schwammnadeln und Seeigel-Fragmente vor (STACHER, 1980). Bei Fraxern wurden Seeigel und Belemniten gefunden (RIEDEL, 1940). Die Foraminiferen erlauben eine Einstufung vom oberen Campanium bis zum oberen Maastrichtium.

Die Wang-Formation liegt normalstratigraphisch auf der Amden-Formation. Der Übergang ist – speziell in Vorarlberg – kontinuierlich. Die „Wang-Basisschichten“ sind durch eine Wechsellagerung von dunklen, siltigen Mergeln mit grauschwarzen Kalksandsteinen charakterisiert. Sie unterscheiden sich von den „Amdener Mergeln“ durch ihre dunklere Farbe und den erhöhten Quarzgehalt. Gegen Hangend nimmt der Quarzanteil ab. Es dominieren (mikro-)fossilreiche Kalke und Mergel.

Die scharfe Hangendgrenze ist erosionsbedingt, wobei beträchtliche Teile

der Formation erodiert sein können. Sowohl bei Fraxern als auch auf der Hohen Kugel liegen zwischen den typischen Gesteinen der Wang-Formation und dem eozänen „Fraxner Grünsand“ dunkle, glaukonitische Mergel, die von OBERHAUSER (1958) noch als oberpaläozäner Anteil der Wang-Formation zugeordnet wurden. STACHER (1980) bevorzugt eine Korrelation mit den Fliegenspitzen-Schichten.

Der Ablagerungsraum der Wang-Formation lag am äußeren Schelf bis Kontinentalhang (STACHER, 1980).

207 Amden-Formation

Oberes Coniacium – Unteres Campanium

Die weitgehend monotone Amden-Formation besteht vorwiegend aus grauen, feinlaminierten bis laminierten, hemipelagischen Mergeln (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, 1978), die bei stärkerer Tektonisierung dunkelgrau bis schwarz erscheinen können. Sie wittern gelblich bis bräunlichgrau an und sind stellenweise gefleckt (RIEDEL, 1940). Die primären Sedimentstrukturen sind meist durch Schieferung überprägt. Am Rudachbach (Dornbirn) zeigen die Mergel eine schöne Parallellamination und deutliche Konvolutionen. Selten treten Schräglaminationen auf. Bioturbation ist auf die tiefsten Anteile beschränkt. Die Mergel sind arm an Makrofossilien. RIEDEL (1940) erwähnt vorwiegend Inoceramen, daneben treten irreguläre Seeigel und selten Gastropoden sowie Crinoiden auf (coll. inatura).

Die Amden-Formation lässt sich nur im stratigraphischen Verband sicher identifizieren. In tektonisch komplexen Gebieten sind Verwechslungen mit den

paläogenen Globigerinenmergeln möglich. Ein Unterscheidungskriterium im Feld sind die stellenweise sehr häufigen Pyritstäbchen. Nur anhand ihrer Foraminiferenfauna ist die Amden-Formation eindeutig identifizierbar. Die Mergel wittern im Gelände rasch zurück und neigen zu Massenbewegungen. Sie sind gute Wasserstauer.

Die „Amdener Mergel“ wurden von HEIM & OBERHOLZER (1907) sowie BÖHM & HEIM (1909) anhand von Farbe und Karbonatgehalt in die liegenden Leibodenmergel und die hangenden Leistmergel untergliedert. Diese Bezeichnungen, die auch in Vorarlberg Verwendung fanden (OBERHAUSER 1958; FESSLER et al., 1992), basieren auf lokalen Faziesunterschieden und haben keine lithostratigraphische Relevanz (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, 1978).

Die Liegendgrenze zu den mergeligen Anteilen der Seewen-Formation wird über der letzten seewerkalkartigen Bank gezogen. Gegen Hangend wird die Formation durch den ersten deutlich sandigen Mergelhorizont der Wang-Formation begrenzt. Die Amden-Formation erreicht in der Vorarlberger Sän-tis-Decke eine Mächtigkeit von bis zu 200 Metern. Ihre Ablagerung begann im unteren Ober-Santonium und dauerte – in der Schweiz – teilweise bis ins untere Ober-Campanium. Anhand ihrer planktonischen Foraminiferen konnten die Mergel am Rudachbach bei Dornbirn ins obere Santonium bis untere Campanium datiert werden (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, 1978).

Die Amden-Formation dokumentiert einen gegenüber der Seewen-Formation stark erhöhten Eintrag von detritischen Tonmineralen, der sich im „See-



Abb. 69. Dieses Fragment eines irregulären Seeigels gehört zu den besseren Fossilien aus der Amden-Formation. Feientobel bei Dornbirn. Foto: J. Georg FRIEBE.

wer-Mergel" bereits abzeichnet. Die Mergel wurden im sauerstoffreichen Milieu abgelagert. Im Sediment konnten sich frühdiagenetisch lokal reduzierende Zonen ausbilden, was sich im Vorkommen von Pyrit (1–2%) niederschlägt.

208 Garschella-Formation („Gault“); Seewen-Formation Oberes Aptium – Unteres Coniacium

Seewen-Formation („Seewerkalk“)

Die Seewen-Formation umfasst helle, hemipelagische Kalke der jüngeren Oberkreide im Hangenden der Garschella-Formation. Die Kalk-Abfolge wird durch die glaukonitischen und oft sandigen Resedimente der Götzis-Subformation unterbrochen (FÖLLMI & OUWEHAND, 1987). Die „Seewer-Mergel“ im Übergangsbereich zur Amden-Formation werden in der Schweiz als Choltal-Schichten abgetrennt (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, 1978), während in Vorarlberg auch die mergeligen Lithologien der Seewen-Formation zugeordnet werden (FÖLLMI, 1986). Im Ultrahelvetikum wird die Seewen-Formation durch den Liebensteiner Kalk vertreten.

Die Seewen-Formation umfasst weiß bis dunkel anwitternde, im frischen Bruch hell- bis dunkelgraue (gelegentlich auch rosa), dichte, oft leicht tonige Biomikrite, die zu einem großen Teil aus den Resten planktonischer und seltener benthonischer Organismen bestehen (FESSLER et al., 1992). Makrofossilien sind ausgesprochen selten und beschränken sich auf Inoceramen und Blemniten sowie sehr selten Echinoideen und schlecht erhaltene Ammoniten (RIEDEL, 1940). Charakteristisch sind scharfe Stylolithsäume sowie ein muscheliger Bruch. Kugeln von Gel-Pyrit sind häufig (O. RESCH, 1961). Mergelbänke können in allen Niveaus vorkommen. Die Untergrenze zur Garschella-Formation wird dort gezogen, wo das Sediment vorwiegend aus Mikrit besteht und Quarzsand und Glaukonit nur noch als diskrete Schlieren auftreten. Lokal liegt die Götzis-Subformation direkt über älteren Schichtgliedern. Die Grenze ist dann scharf und erosiv, wobei auch Schratzenkalk oder Drusberg-Formation das direkt Liegende bilden können. Die Hangendgrenze kann ebenfalls sowohl scharf-erosiv als auch kontinuierlich ausgebildet sein. In letzterem Fall wird sie mit dem Aussetzen der Kalk-Mergel-Wechselagerung und dem Einsetzen der siltig-mergeligen Sedimente der Amden-Formation gezogen. Die Seewen-Formation umfasst den Zeitraum vom Grenzbereich jüngstes Albium (*appenninica*-Zone)/Cenomanium (*reicheli*-Zone) bis ins höhere Santonium (WEIDICH, SCHWERD & IMMEL, 1983). Im Ultra-

helvetikum persistiert sie bis ins Campanium (WEIDICH in GAUPP et al., 1982).

Der untere Abschnitt der Seewen-Formation ist hinsichtlich ihrer Biogene heterogen ausgebildet und zeigt an der Grenze Albium/Cenomanium Kondensationserscheinungen. In distalen Bereichen verliert die Kondensation an Einfluss. Am Schelfhang fand keine Sedimentation statt. Am äußeren Schelf finden sich lokal Aufarbeitungszone. Die Sedimente zeigen einen erhöhten Gehalt an Tonmineralien und führen siliziklastischen Detritus, der vom Schelfhang umgelagert sein dürfte. Im Ultrahelvetikum finden sich zeitgleich slumps mit Phacoiden von Seewerkalk in resedimentierten Freschen-Schichten. Sie sind cenomane Vorläufer der jüngeren Götzis-Subformation.

Die Götzis-Subformation ist durch einen hohen Anteil an allochthonen Resedimenten charakterisiert. Das Fremdmaterial kommt als Einzelpartikel, Lithoklasten, schlierenartige Anreicherungen oder Phacoiden vor. Sie zeigt eine scharfe, erosionsbedingte Untergrenze (die bis in die Schratzenkalk- bzw. Drusberg-Formation hinabreichen kann) sowie intern Gradierung, Lamination und Slumps. Die Idealabfolge kann als konglomeratischer Schlammstrom (Fluxoturbidit) interpretiert werden. Die Mächtigkeit der Götzis-Subformation beträgt in der Regel maximal wenige Meter. In Ausnahmefällen kann sie bis 30 m ansteigen. Die Obergrenze ist entweder ein kontinuierlicher Übergang zur „Normsedimentation“ oder eine scharfe Grenze zur Amden- oder Wang-Formation.

Die Götzis-Subformation ist sowohl in der Hohenemser als auch der Vorarlberger Säntis-Decke vertreten. Wo sie fehlt, ist dies durch nachfolgende Erosion bedingt. Während am inneren Schelf zwei stabile Blöcke mit nur geringen Erosionstiefen vorhanden waren, zeichnete sich der Schelfhang durch stärkere Instabilität und tiefreichende Erosion aus. Hier wurden die Resedimente in einer Vielzahl von kleineren Rinnen- und Fächersystemen verbreitet. Am äußeren Schelf ist der Tiefgang der Erosion wiederum gering. Die Götzis-Subformation bildet hier eine geringmächtige Bank von Glaukonitsandstein.

Die Bildung der Resedimente erfolgte in zwei Phasen. In den peripheren Bereichen ist eine Glaukonitbank aus dem Unteren Turonium (*archaeocretacea*-Zone) erhalten. Die älteren Sedimente der *cushmani*-Zone wurden zuvor größtenteils erodiert. In der zweiten Phase fand die teilweise tiefgreifende Erosion im Oberen Turonium statt. Dabei wurden auch die Produkte der ersten Phase wieder aufgearbeitet. Die Ablagerung der Resedimente erfolgte anschließend im Coniacium. Sedimentumlagerungen diesen Ausmaßes, die den gesamten

Schelf betreffen, können nur auf tektonische Bewegungen zurückgeführt werden. Sie sind daher als Olisthostrome zu bezeichnen.

Der obere Abschnitt der Seewen-Formation geht allmählich aus der Götzis-Subformation hervor. Wo diese fehlt, liegt das Schichtglied direkt über den älteren Anteilen der Formation, oder aber – oft mit beträchtlicher Diskordanz – über der Garschella-Formation. Die Obergrenze zur Amden-Formation ist durchwegs scharf. Die Mächtigkeit liegt meist unter 20 Metern und kann nur gelegentlich 40 Meter erreichen. Die Vorkommen sind auf die stabileren Gebiete beschränkt. Die Basis ist durch eine Mischfauna charakterisiert. Die „autochthone“ Fauna setzt in der Regel etwa einen Meter darüber ein. Millimeterdünne Lagen mit einer umgelagerten Fauna belegen weiterhin unruhigen Untergrund. Der obere Abschnitt der Seewen-Formation dokumentiert den Zeitabschnitt von unterem Turonium bis Santonium.

Garschella-Formation

Obwohl der traditionelle Name „Helvetischer Gault“ gut eingebürgert ist, entspricht er nicht den formal-stratigraphischen Anforderungen (vgl. STEININGER & PILLER, 1999). Daher wurde an seiner Stelle von FÖLLMI & OUWEHAND (1987) die Garschella-Formation neu eingeführt und definiert. Durch sedimentologische Aufnahmen und horizontierte paläontologische Beprobung von Detailprofilen konnte die Formation weiter untergliedert werden (FÖLLMI & OUWEHAND, 1987; FÖLLMI, 1986). Sie umfasst die Brisi-, Selun- und Freschen-Subformation, die ihrerseits in lithologisch unterschiedliche Bänke zerfallen.

Die Garschella-Formation ist durch markante Kondensationsphänomene charakterisiert. Trotz generell größerer Wassertiefe bleibt die Fazieszonierung zwischen Nordteil (Dominanz von (Glaukonit-) Sandsteinen und Phosphoriten)



Abb. 70. Im Gletscherschliff heben sich die Phosphoritknollen von den sandigen Partien der Plattenwald-Schicht („Lochwaldschicht“ älterer Amden) deutlich ab.
Klaus, an der Straße Richtung Orsanka.
Foto: J. Georg FRIEBE.

und Südteil inkl. Ultrahelvetikum (vorwiegend tonig-mergelige Ablagerungen) vorhanden. Zwischen beiden Faziesräumen vermittelt ein Abhang, der teilweise mit dem Südrand der ehemaligen Schrattenkalk-Plattform korrespondiert. Durch ihren Fossilreichtum ist das Alter der Garschella-Formation gut fassbar. Die ältesten Ablagerungen stammen aus dem mittleren Unter-Aptium (*deshayesi*-Zone), die jüngsten Schichten konnten ins Unter- bis Mittel-Cenomanium datiert werden (*brotzeni*- oder *reicheli*-Zone). Die einzelnen Schichtglieder sind meist heterochron und werden gegen Norden generell jünger. Einen guten Überblick über die Ammoniten gibt FÖLLMI (1986, 1989a,b). Ältere Fossilisten finden sich in HEIM et al. (1934), die Brachiopoden wurden von SULSER & FÖLLMI (1984) sowie SULSER & FRIEBE (2002) bearbeitet.

Innerhalb der Garschella-Formation nimmt die Schichtfolge der Hohenemser Decke eine Sonderstellung ein. Hier sind die Schichtfolgen des Mittel-Albium kondensiert, die des unteren Ober-Albium jedoch nicht – genau umgekehrt zur Kondensationsfolge im Nordwestteil der Vorarlberger Säntis-Decke.

Im Folgenden werden die einzelnen Schichtglieder der Vorarlberger Säntis-Decke kurz beschrieben. Für Details siehe FÖLLMI & OUWEHAND (1987), FÖLLMI (1986).

Die **Brisi-Subformation** des späten Aptium umfasst die zum Teil stark detritisch beeinflussten Sedimente im unteren Teil der Garschella-Formation, die auf der ehemaligen Schrattenkalk-Plattform und im Übergangsbereich zum externen Schelf abgelagert wurden. Sie ist auf die mittleren Faziesräume beschränkt und fehlt in der Hohenemser

Decke sowie im nördlichsten Anteil der Vorarlberger Säntis-Decke. In den südlichsten Faziesbereichen wird sie von der Freschen-Subformation vertreten. Die basale Luitere-Schicht und die überlagernden Gamser Schichten sind eng aneinander gekoppelt. Die Luitere-Schicht liegt entweder als gering mächtiger, Phosphoritknollen führender Glaukonitsandstein oder aber als sandiger Glaukonitmergel vor. Sie wurde unter der Sturmwellenbasis abgelagert und dokumentiert einen markanten Anstieg des relativen Meeresspiegels. Die Kondensation erfolgte durch E-Wgerichtete, küstenparallele Strömungen (FÖLLMI, 1986). Die Gamser Schichten umfassen mergelige bis tonige, bioturbate, dunkle Glaukonitsandsteine. Nördlich anschließend wurde der Brisi-Sandstein abgelagert. Er dokumentiert den Übergang von küstennahen Ablagerungen mit Schrägschichtungskörpern zu bioturbatem Glaukonitsandstein des inneren Schelfs unter der Sturmwellenbasis. Im mittleren Abschnitt der Säntis-Decke kann er bis zu 90% der Gesamtmächtigkeit der Garschella-Formation umfassen.

In der **Selun-Subformation** (Albium) werden Phosphoritschichten, Glaukonitsandsteine und distale Resedimente des inneren Schelfbereichs bis Abhangs zusammengefasst.

Die heterogenen Resedimente der Klauser Schichten bilden im distalen Bereich die Basis. Sie sind – ebenso wie die Rankweiler Schichten – auf tektonische Bewegungen an der Grenze Aptium/Albium zurückzuführen, die mit einem markanten Anstieg des relativen Meeresspiegels verbunden waren. Der feinkörnige Glaukonitsandstein der Niederi-Schichten bilden weiter im Norden die Basis. Ihre Mächtigkeit nimmt ge-



Abb. 72. Nautilide *Cymatoceras* sp. aus der Plattenwaldschicht. Foto: J. Georg Friebe.

gen Süden infolge Sedimentverlagerung durch küstenparallele Strömungen rasch ab. Über ihnen liegt lokal die phosphoritische Durschlägi-Schicht. Die Sellamatt-Schichten werden von einem leicht tonigen und relativ feinkörnigen Glaukonitsandstein mit maximal 2% phosphoritischen Partikeln gebildet. Sie kommen nur im NW der Säntis-Decke vor. Die Wannenalp-Schicht ist eine geringmächtige Phosphoritschicht mit guter, aber teilweise umgelagerter Fossilführung. Alle diese Schichtglieder sind im größten Teil der Säntis-Decke in der Plattenwald-Schicht kondensiert. Diese geringmächtige, äußerst fossilreiche Phosphoritschicht umfasst das gesamte Albium von der *tardefurcata*- bis zur *dispar*-Zone. Die komplexen Aufarbeitungs- und Kondensationsprozesse wurden von FÖLLMI (1986) dargestellt. Wannenalp- und Plattenwald-Schicht werden von den Aubrig-Schichten überlagert. Diese beinhalten feinkörnige Glaukonitsandsteine mit unterschiedlichem Kalkgehalt (Kalkknollen). Am Übergang zum externen Schelf bilden die Rankweiler Schichten das Äquivalent zu Klauser, Plattenwald- und Aubrig-Schichten. Die glaukonitischen Resedimente werden als Rinnen- und Schuttfächersysteme gedeutet.

Die jüngste Einheit der Selun-Subformation – die phosphoritische Kamm-Schicht – fehlt in Vorarlberg.

Im Südteil des Ablagerungsraumes der Vorarlberger Säntis-Decke werden Brisi- und Selun-Subformation durch die Freschen-Subformation ersetzt. Diese wird in die tonig-mergeligen Freschen-Schichten im Südteil und die Kalk-Mergel-Wechselagerung der Hochkugel-Schichten gegliedert. Letztere sind auf das Ultrahelvetikum beschränkt (vgl. S. 70). Im unteren Teil der Freschen-Schichten sind Sand- und Kalkbänke eingeschaltet, die als Produkt eines turbiditischen Rinnen- und Fächersystems am proximalen Teil des externen Schelfs interpretiert werden.

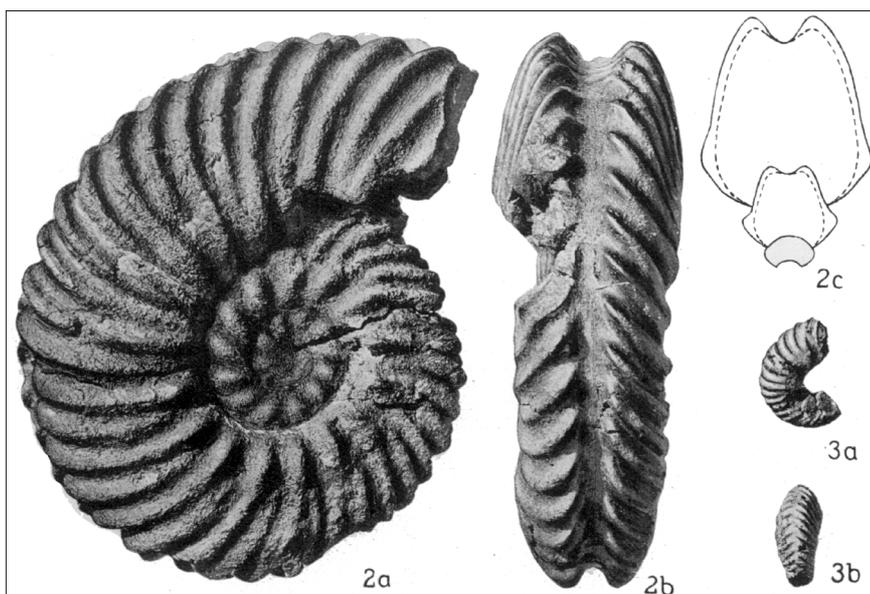


Abb. 71. Die Plattenwaldschicht liefert eine reiche Ammonitenfauna. Aus SEITZ (1930).

Ihre distalen Ausläufer finden sich in den Hochkugel-Schichten.

Mittagsspitz-Formation

Zwischen Drusberg-Formation im Liegenden und Garschella-Formation im Hangenden liegt im Hinteren Brengenzewald die vorwiegend aus sandigen Kalken bestehende Mittagsspitz-Formation. Sie wird in Mittagsspitz-Subformation, „Spatkalk“ und Sünser-spitz-Subformation gegliedert (FELBER & WYSSLING, 1979). Ihre Gesamtmächtigkeit liegt bei 50m. Infolge der Erosion altersgleicher Schichten im Kanisfluh-Gewölbe ist ihre Beziehung zur Schratzenkalk-Formation im Norden unklar. Im Westen ist die Formation am Hohen Freschen nicht mehr ausgebildet. Gegen Osten ist ein lateraler Übergang in die distale Schratzenkalk-Formation wahrscheinlich, aber nicht sicher nachweisbar (BOLLINGER, 1988).

Die Basis der Mittagsspitz-Formation ist durch ein Slumping-Niveau aus dunkelgrauen bis schwarzen, siltig-sandigen Mergelschiefern mit einzelnen, chaotisch eingelagerten Kalkklinsen definiert, das morphologisch deutlich als Hohlkehle in Erscheinung tritt. An anderen Orten wird die Grenze mit dem Einsetzen sandreicher Kalke bzw. Sandkalke gezogen. Die Obergrenze zur Garschella-Formation ist im Allgemeinen mit dem Einsetzen glaukonitischer Sandsteine (Brisi-Sandstein) mit oder ohne basalem Phosphorhorizont markiert. An anderer Stelle überlagern glaukonitische, flaserige Sandkalke und Sandmergel (Gamser Schichten) oder monotone, blauschwarze, sandige, schiefrige Mergel (Freschen-Schichten). Diskordanzen sind nur lokal ausgebildet.

Mittels Foraminiferen wird die Formationsobergrenze ins frühe Spät-Aptium datiert. Die Sünser-spitz-Subformation wird als altersgleich zur Grünten-Subformation angesehen (BOLLINGER, 1988). Die Untergrenze konnte nicht biostratigraphisch datiert werden. Falls die Sand-Einschüttungen mit den Orbitolinenschichten des proximalen Schelfs parallelisiert werden können, wäre die Untergrenze ins basale Früh-Aptium einzustufen.

Die Mittagsspitz-Subformation umfasst mittel- bis selten grobbankige, sandige graue Kalke sowie schmutziggelbe verwitternde, kieselige Sandkalke. Charakteristisches Merkmal sind selektive diagenetische Entkalkungsprozesse. Dadurch gehen die sandigen Kalke an den Bankgrenzen in Sandkalk-Zwischenlagen über. Gegen Hangend nimmt der Biogenanteil zu. FELBER & WYSSLING (1979) haben diesen Spatkalk als eigene Subformation ausgeschieden, während BOLLINGER (1988) eine Abgrenzung im Gelände für nicht praktikabel hält und auf eine formell li-

thostratigraphische Ausscheidung verzichtet. Im oberen Teil der Mittagsspitz-Subformation finden sich erosive Rinnen mit hellgrauen, arenitischen bis ruditischen Kalken und Schollen aufgearbeiteten Materials der unmittelbaren Umgebung. In diesen Rinnen wurde Sediment der externen Schratzenkalk-Plattform kanalisiert auf den distalen Schelf verlagert.

Die Sünser-spitz-Subformation ist durch eine Wechselfolge fein- bis mittelbankiger, oft fein laminierten Mergelkalke und dunkelgrau-schwarzen, schiefrigen Mergeln. Die im frischen Bruch gleichfalls dunklen Mergelkalke zeigen eine gelblich-hellgraue bis blaugraue Verwitterungsfarbe. Untergeordnet treten siltig-sandige Schichten und selten knollige Kalke auf. Die auffallend planen Schichtflächen sind häufig bioturbirt und mit rostigen Pyritkonkretionen belegt. Vereinzelt treten Plattform-Resedimente auf. Stellenweise kann gegen das Hangende eine Zunahme des Glaukonitgehaltes festgestellt werden.

209 Schratzenkalk

Mittleres Barremium – Unteres Aptium

Die Schratzenkalk-Formation ist mancherorts das markanteste Schichtglied des Helvetikums und prägt das Landschaftsbild durch die Ausbildung heller, mächtiger Felswände oder ausgedehnter Karrenfelder.

Ihre Untergrenze ist heterochron und – durch den graduellen Übergang aus der unterlagernden Drusberg-Formation – besonders im Gelände schwer fassbar. BOLLINGER (1988) zieht die Grenze dort, „wo autochthone Plattformsedimentation endgültig einzusetzen vermag“. Für die proximalen Anteile der Vorarlberger Säntis-Decke gilt als Kriterium das Einsetzen von mindes-

tens 3m mittelbankiger, spätiger, bioklastischer, oolithischer oder oobioklastischer Arenite. In sie können noch geringmächtige, schiefrig-mergelige Lagen eingeschaltet sein. In den distalen Plattform-Bereichen, wo sich Schratzenkalk- und Drusberg-Formation verzahnen, ist kaum eine sinnvolle Abgrenzung vorzunehmen. In der Hohenemser Decke überlagert die Schratzenkalk-Formation schwach mergelige, mittelbankige Kalke mit geringmächtigen mergelig-schieferigen Zwischenlagen. Die Formationsgrenze wird in den proximalen Bereichen mittels benthonischer Foraminiferen ins jüngere Früh-Barremium datiert, während sie im Süden bis in Früh-Aptium hinauf reichen kann.

Die Hangendgrenze der Schratzenkalk-Formation wird durch die bedeutendste Diskontinuitätsfläche des Helvetikums markiert, die eine grundlegende Umstrukturierung der Schelfentwicklung dokumentiert. Das Dach des Schratzenkalks zeigt oft ein komplexes Muster unterschiedlicher Aufarbeitungs- und Kondensationsphänomene (vgl. BOLLINGER, 1988: 34 ff.). Diese Erscheinungen werden von manchen Autoren als subaerische Erosion und „Paläokarst“ während einer Emersionsphase interpretiert (zuletzt SINREICH, 2000), jedoch fehlen eindeutige Karsterscheinungen im Dach der Schratzenkalk-Formation. Vieles spricht dafür, dass die Omission in distalen Schelfbereichen unter submarinen Bedingungen entstanden ist (BOLLINGER, 1988: 38; FÖLLMI, 1986, 1989b). Die Obergrenze der Schratzenkalk-Formation wird mit dem Einsetzen der kondensierten Luitere-Schicht gezogen. BOLLINGER (1988) interpretiert diese zwar noch genetisch als terminalen Hartgrund der Schratzenkalk-Plattform. Da aber auch jüngere Kondensationshorizonte direkt auf

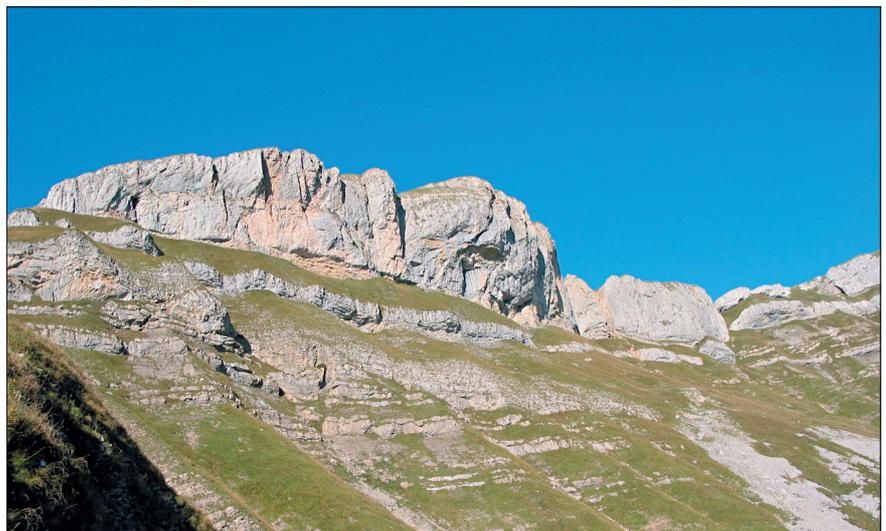


Abb. 73. Massiver Schratzenkalk bildet die Westwand des Hohen Ifen, während in den grasbewachsenen Hängen die Drusberg-Formation ansteht.
Foto: Emil BÜCHEL.

Schrattenkalk liegen können; da der Schrattenkalk lokal amputiert sein kann, wird die Grenze aus praktischen Gründen mit dem Einsetzen von glaukonitisch-sandigen Schichten mit autochthon phosphoritischen Lagen oder Phosphoritkrusten gezogen. Im südlichen Ablagerungsraum stammen die ältesten Ammoniten der Luitere-Schicht aus dem Früh-Aptium. Dem gegenüber belegen im Norden Orbitolinen in den jüngsten Anteilen des Schrattenkalks ebenfalls das Früh-Aptium (Diskussion in BOLLINGER, 1988: 40 f.).

Die Schrattenkalk-Formation erreicht in der Hohenemser Decke eine Mächtigkeit von 140 m, in der Vorarlberger Säntis-Decke zwischen 130 m (BOLLINGER, 1988) und über 160 m (am Hohen Ifen [SALOMON; 1989a,b; ZACHER, 1973]). Dem stehen bis zu 300 m im Churfürsten-Gebiet (Schweiz) gegenüber.

In Vorarlberg und im Allgäu wird die Schrattenkalk-Formation in Schrattenkalk-Subformation, („Untere“) Orbitolinschichten und Grünen-Subformation („Obere Orbitolinschichten“) gegliedert.

Schrattenkalk-Subformation

Die Schrattenkalk-Subformation umfasst mittel- bis grobbankige sowie massige, bräunlich- oder gelblichgrau bis hellgrau anwitternde, größtenteils arenitische bis ruditische Biogenschutt- und untergeordnet Oolith-Kalke. Daneben kommen autochthon-organogene, boundstone-artige Kalke vor. Infolge kleinräumiger Faziesdifferenzierungen treten stark unterschiedliche Lithologien auf.

An der Basis und im mittleren Teil der Schichtfolge dominieren mittel- bis grobbankige, teilweise schräg- oder kreuzgeschichtete, spätige, bioklastische und oolithische Arenite. Seltener treten auch bioklastische Rudite auf. Oft ist ein lagenweiser Wechsel zwischen grob- und feinkörnigen Varietäten im cm- bis dm-Bereich zu beobachten. Die bioklastischen Arenite sind vereinzelt partiell verkieselt oder enthalten Kieselknollen mit unscharfer Begrenzung. Als Besonderheit treten in den nördlichsten Ablagerungsbereichen (Hohenemser Decke) Austern-Biostrome auf.

Der obere Teil der Schrattenkalk-Subformation besteht aus grobbankigen, oft aber auch massigen, meist mikritischen, bioklastischen Areniten und Ruditen. Muscheln (Rudisten), aber auch Korallen und Stromatoporen können riffartige Strukturen bilden (SCHOLZ, 1984). Korallen und Stromatoporen sind oft bis zur Unkenntlichkeit rekristallisiert. Grobspätige, bioklastische und teilweise schwach glaukonitische Arenite und Rudite charakterisieren die südliche, distale Fazies der Schrattenkalk-



Abb. 74.

Die Koralle *Columnocoenia ksiazkiewiczzi* MORYCOWA war im Barremium weltweit in Rifften, aber auch in mergeliger Lagunenfazies verbreitet.

Götzis – Kalkofen.

Foto: Klaus ZIMMERMANN.

Subformation. Die meist scharfen, oft stylolithisch überprägten Schichtflächen verlaufen unregelmäßig und sind lateral oft nicht persistent.

Die Schrattenkalk-Subformation repräsentiert eine Schelfentwicklung mit stabilem Untergrund und kontinuierlich hoher Sedimentationsrate, was letztendlich zur Progradation der Plattform führt. Sie umfasst zusammenhängende Flachwasserbereiche am proximalen Schelf mit hoher, autochthoner, vorwiegend biogener Karbonatproduktion, die von terrigenem Einfluss weitgehend unberührt bleibt.

Orbitolinschichten

Die Orbitolinschichten sind in Vorarlberg auf die nördlichsten Faziesbereiche in der Hohenemser Decke beschränkt. Auch wenn die namensgebenden Orbitolinen stellenweise massenhaft auftreten, ist der signifikant erhöhte Anteil terrigenen Materials für die Abgrenzung ausschlaggebend. Typische Gesteine sind vorwiegend mittel- bis grobbankige, feinsandige und siltige Kalke und Mergelkalke. Daneben kommen schiefrig-siltige Mergel, Kalke und selten Sandsteine vor. Sie zeigen eine dunkelgraue, bräunliche oder gelblich-beige Verwitterungsfarbe. Als Folge des erhöhten terrigenen Materials wittern die Orbitolinschichten gegenüber dem Schrattenkalk stärker zurück.

Die Orbitolinschichten werden schelfweit als isochroner Leithorizont angesehen und anhand von Ammonitenfunden in Frankreich ins basale Früh-Aptium eingestuft. Sie sind auf den proximalen Schelf beschränkt, wo sie teilweise eingeschnittene Rinnen bilden und Mächtigkeiten bis zu 20 Meter (bzw. 45 m in der Schweiz) erreichen.

Grünen-Subformation

Siltig-sandige, schwach glaukonitische, kalkige und zu schiefriger Ausbildung neigende Mergel sind typisch für die Grünen-Subformation. Daneben kommen mittelbankige, schwach sandige, Glaukonit führende, spätig-bioklastische Kalke von bräunlich-grauer Verwitterungsfarbe. Sie zeigen teilweise deutliches foreset bedding und führen Kieselknollen. Im Illertal (Allgäu) bildet eine scharfe, rötlich korrodierte und angebohrte Omissionsfläche die Grenze gegen die liegende Schrattenkalk-Subformation. Die Obergrenze wird mit dem Einsetzen der Garschella-Formation (Luitere-Schicht) gezogen. Die heterochrone Grünen-Subformation wird ins jüngere Früh-Aptium datiert. Sie dokumentiert den beginnenden Zusammenbruch des Schelfs mit verstärkter Subsidenz und zunehmender Plattform-Desintegration.

Nicht zur Grünen-Subformation gehört die distale Fazies des Schrattenkalks mit Glaukonit und Crinoidenstielgliedern (OBERHAUSER [1951]; Diskussion in BOLLINGER [1988: 46]).

210 Drusberg-Formation Mittleres Barremium – Unteres Aptium

Die Drusberg-Formation wurde etwa zeitgleich zur Schrattenkalk-Formation am äußeren Schelf abgelagert. Sie zerfällt in Vorarlberg in die basale Altmann-Subformation sowie die Drusberg-Subformation.

Ihre Untergrenze ist ein angebohrter, schwach glaukonitisch-phosphoritischer Hartgrund im Dach des Kieselkalks. Lokal liegt sie direkt über der Gemsmättli-Schicht und im Bereich der „Kieselkalk-Glatze“ (WYSSLING, 1986)

unmittelbar über der Örfli-Formation. Im Bereich der Winterstaude führt sie an der Basis die großdimensionalen Slumps, die WYSSLING (1986) als umgelagerte Plattform-Äquivalente der Altmann-Subformation (s.u.) deutet.

Die Obergrenze ist mit dem Einsetzen autochthoner, mehrheitlich bioklastischer Kalke der Schrattekalk-Formation definiert. Im distalen Bereich, wo Letztere fehlt, kennzeichnet das Einsetzen deutlich glaukonitischer und/oder sandiger Abfolgen der Garschella-Formation die Formationsgrenze. Im südlichsten Ablagerungsraum wird die Drusberg-Formation von sandigen Kalken und Sandkalken der Mittagsspitz-Formation überlagert.

Anhand der Ammonitenfauna der Altmann-Subformation wird ihre Basis ins frühe Barremium (*pulchella*-Zone) datiert (WYSSLING, 1986). Foraminiferen vom Ranzenberg bei Hohenems belegen das tiefere Mittel-Barremium (FUCHS, 1971). Die Formationsobergrenze, die durch das Einsetzen des gegen distale Schelfbereiche progradierenden Schrattekalks definiert wird, ist heterochron und umfasst die Zeitspanne zwischen spätem Früh-Barremium und Früh-Aptium.

Die Drusberg-Formation erreicht am Hohen Freschen eine Mächtigkeit von rund 300 m. Mögliche tektonische Schichtverdoppelungen erschweren die Abschätzung. Weiter im Osten an der Fellefluh (Ifen-Gebiet) liegt die Mächtigkeit



Abb. 76.

Die Schnecke *Leviathania* sp. gehört zu den wenigen Makrofossilien der Drusberg-Formation. Foto: J. Georg FRIEBE.

keit zwischen 240 und 350 m, wobei im oberen Teil umgelagertes Plattformmaterial zu dieser Mächtigkeit beiträgt.

Altmann-Subformation

Die Altmann-Schichten sind die basale Subformation der Drusberg-Formation im Hangenden des Kieselkalks. In Vorarlberg sind sie durch zwei markante Lithologien gekennzeichnet: Gebankte, hellgrau bis hellbräunlich anwitternde, feinspätige Kalke bis Mergelkalke folgen über einer fossilreichen Lage mit phosphoritisierten Bio- und Lithoklasten oder einem Hartgrund. Diese Gesteine werden von anderen Autoren noch der Helvetischen Kieselkalk-Formation zugerechnet (MEESMANN, 1926; HEIM et al., 1933). Das charakteristische Gestein der Altmann-Subformation ist ein geringmächtiger, zäher, dunkelgrüner bis schwarzer, glaukonitischer Kalk oder dunkelgrauer glaukonitischer Mergelkalk. Lokal findet sich eine reiche, phosphoritisierte Ammonitenfauna.

Ihre Untergrenze ist die angebohrte, glaukonitische und teilweise phosphoritisierte Oberfläche des Kieselkalks. Die Obergrenze ist mit dem Einsetzen der zurückwitternden Mergel der Drusberg-Subformation definiert. Im Norden ist hier ein angebohrter Hartgrund ausgebildet, der im Süden durch eine glaukonitisch-phosphoritische, lokal pyritreiche Kruste vertreten wird. Lediglich im mittleren Aufschlussbereich ist die Hangendgrenze nur undeutlich erkennbar. Der Glaukonit reicht weit in die Drusberg-Schichten hinein. Sein Aussetzen ist als Abgrenzungskriterium ungeeignet.

Die reiche Ammonitenfauna belegt das untere Barremium bzw. im basalen Kondensationshorizont des nördlichen Ablagerungsraumes auch den Grenzbereich Hauterivium/Barremium.

Plattformäquivalente der Altmann-Subformation sind zwischen Winterstaude und Vordere Niedere in Form eines großdimensionalen Slumps zwischen Örfli-Formation und Drusberg-Schichten erhalten. Die hellgrau anwitternden, bioklastischen Oolithe sind deutlich von den braunen Oolithen der



Abb. 75.
Verfaltete Kalk-Mergel-Wechselagerung in der Schaufelschlucht. Ebniter Straße.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Örfla-Formation zu unterscheiden (WYSSLING, 1986: 215 ff.). Sie stammen ursprünglich vom 10–20 km nördlicher gelegenen, hochenergetischen Bereich der zentralen bis äußeren Plattform und wurden am äußeren Schelf abgelagert. Über Foraminiferen wurden sie ins jüngere Unter-Barremium eingestuft.

Drusberg-Subformation

Die Drusberg-Subformation bildet die Hauptmasse der Drusberg-Formation. Die weitgehend monotone und lithologisch wenig differenzierbare Abfolge zeigt eine Wechsellagerung mittel-, seltener auch fein- oder grobbankiger, leicht mergeliger Kalke bis Kalke mit tonig-mergeligen bis mergelig-kalkigen, zur Verschieferung neigenden Zwischenlagen. Diese Gesteine wittern gegenüber dem Liegenden morphologisch meist deutlich zurück.

Im basalen Teil dominieren dunkelgrau bis schwarz anwitternde, schiefriige Mergel. Mit zunehmender Schichthöhe nimmt der Anteil schmutzig braun bis braungrau anwitternder, mergeliger Kalke zu. Selten finden sich geringmächtige glaukonitische Bänke. Der Glaukonitgehalt (maximal 10%) kann daher nur sekundär als Abgrenzungskriterium dienen.

Gegen den proximalen Schelf sind zunehmend massiv erscheinende Kalkbänke eingeschaltet, die sowohl farblich als auch als Schichtköpfe hervortreten. Der helle, bräunlichgrau anwitternde, arenitisch-ruditische und zuweilen leicht mergelige Kalk ist nicht selten stark verkieselt. Er zeigt einen Wechsel von fein- und grobkörnigen Lagen sowie andeutungsweise Gradierung. Vereinzelt mikritische Lithoklasten repräsentieren umgelagertes Plattformmaterial. In den nördlichen Faziesbereichen ist die Drusberg-Subformation kalkiger ausgebildet. Die charakteristische Kalk-Mergel-Wechsellagerung ist dort nur undeutlich sichtbar.

Zwischen Mergel und Kalk sind (mit Ausnahme der Resedimente) kaum deutlich abgrenzbare Schichtflächen ausgebildet, sondern es besteht ein fließender Übergang. Drucklösung führt zur Bildung von anastomosierenden Mikrostyolithenschwämmen und Ton säumen.

Die Drusberg-Subformation wurde am distalen Schelf abgelagert. Während fehlende Hydrodynamik und Fluktuationen des Karbonat/Ton-Verhältnisses die Bildung von zyklischen Abfolgen ermöglichen, sind gelegentliche Kalkbänke als Einschüttung von der nördlich gelegenen Plattform zu interpretieren. Die Drusberg-Subformation dokumentiert somit eine weitgehende Stabilität des Untergrundes und damit eine Phase kontinuierlicher Sedimentation am helvetischen Schelf. Die Sedimenta-

tionsrate ist zunächst im Gleichgewicht mit der Subsidenz, nimmt aber im höheren Schichtprofil mit dem Herannahen der progradierenden Schrattenkalkplattform zu.

211 Kieselkalk (im Kanisfluhgebiet unterlagern Diphyoides-Schichten) Hauterivium – Unteres Barremium

Die 0,1 bis 180 m mächtige helvetische Kieselkalk-Formation wird in die Subformationen Gemsmättli-Schicht, Vorarlberger Diphyoides-Kalk und Kieselkalk (s.str.) gegliedert (WYSSLING, 1986). Ihre Untergrenze ist im Norden mit dem Einsetzen des Kondensationshorizonts der Gemsmättli-Schicht, im Süden mit Einsetzen des mehlig weiß anwitternden Diphyoides-Kalks definiert. Zwischen Staufenspitze, Klausberg und Winterstaude ist sie nur durch die basale Gemsmättli-Schicht vertreten („Kieselkalk-Glatze“). Den hangenden Abschluss bildet ein Hartgrund, über dem die glaukonitischen Altmansschichten bzw. deren Äquivalente einsetzen.

Gemsmättli-Schicht

Die Gemsmättli-Schicht wird maximal vier Meter mächtig und besteht aus glaukonitischem, spätem Sandkalk mit gut gerundetem, detritischem Quarzgrobsand, Phosphoritknollen, Extraklasten und Fossilsteinkernen. Sie liegt im nördlichen Ablagerungsbereich einem phosphoritischen Hartgrund auf. Auffallend ist eine markante Häufung von (oft phosphoritierten) Fossilien, die oft lokal in Taschen und Mulden zusammengeschwemmt sind (Ammoniten, Nautiliden, Gastropoden, Brachiopoden, Echiniden, Kieselschwämme). Im südlichen Ablagerungsbereich ist sie durch einen bis zu 4 m mächtigen, sandigen, glaukonitischen Mergelkalk mit markanten Fossilhorizonten an der Unter- und Oberseite vertreten.

An Extraklasten finden sich randlich oder ganz phosphoritierte Gerölle aus Pygurus-Schichten und Sichel-Kalk, die vereinzelt von stromatoloiden Krusten umhüllt sind. Die nur selten phosphoritierte Matrix ist ein Biomikrit (Wackebis Packstone) mit fein- und grobsandigem Quarz, Glaukonit und Echinodermen. Untergeordnet kommen Bryozoen, Bivalven und Foraminiferen.

Dank ihrer reichen Fossilführung (Artenlisten in VACEK [1879], HEIM et al. [1933], WYSSLING [1986], KUHN [1996], KOLLMANN [2002]) kann die diachrone Gemsmättli-Schicht in den Zeitraum Älteres Unter-Valanginium bis Älteres Unter-Hauterivium eingestuft werden. Die Fossilien sind ungeordnet und chaotisch eingebettet und weisen unterschiedliche Internfüllungen auf.

Der basale Kondensationshorizont dokumentiert eine lange Sedimentations-Unterbrechung. Die Wassertiefe lag unter dem euphotischen Bereich. Die Fossilien wurden nach ihrer primären Einbettung wieder aufgearbeitet und phosphoritisiert. Im Anschluss daran wurden die bereits phosphoritierten Steinkerne durch Auswaschung angereichert. Die Aufarbeitung und Anreicherung fand während der älteren *radiatus*-Zone statt (ältestes Hauterivium).

Vorarlberger Diphyoides-Kalk

Der Vorarlberger Diphyoides-Kalk ist nach dem Brachiopoden *Pygites diphyoides* (D'ORBIGNY) [früher *Pygope diphyoides* (D'ORBIGNY)] benannt. Er ist nicht ident mit dem Diphyoides-Kalk s.str. in der Schweiz.

Die monotone Kalk-Schiefer-Mergel-Wechsellagerung ist reich an Aptychen, Charakteristikum ist ihre auffallend mehlig, weiße bis gelbgraue Verwitterung. Im Bruch zeigt sich ein dichter, fleckiger (= bioturbater) Mudstone. Hellere Partien sind meist spiculitreicher. Lokal ist an der Basis vereinzelt eine knollige Ausbildung mit Glaukonit- und Sandschlieren beobachtbar. Die Häufigkeit der Mergelschiefer-Zwischenlagen nimmt gegen das Hangende ab.

Der Diphyoides-Kalk ist regional auf den südlichen Bregenzerwald beschränkt. Gegen Norden sind seine Äquivalente in der Gemsmättli-Schicht kondensiert. Er repräsentiert den Zeitraum zwischen jüngerem Ober-Valanginium bis jüngerem Unter-Hauterivium.

Calcitischaler sind meist gut erhalten, während Aragonitischaler nur als (meist deformierte) Steinkerne vorliegen. Die häufige Bioturbation deutet auf sauerstoffreiches Bodenwasser in einem ruhigen Ablagerungsmilieu mit zeitweise leichten Bodenströmungen hin. Die Zunahme an Spongiensklern dokumentiert eine Erhöhung der Wasserströmung (Zusammenschwemmung). Infolge zeitgleicher Kondensation im Norden wurde Quarzsand eingeschüttet. Ablagerungsraum war ein geschützter, landferner Bereich am äußeren Schelf in 200–400 m Wassertiefe mit relativ geringen Sedimentationsraten.

Kieselkalk s.str.

Der Kieselkalk überlagert im Norden die Gemsmättli-Schicht und im Süden den Diphyoides-Kalk. Seine Untergrenze (Unter-Hauterivium) ist heterochron und wird gegen Süden jünger. Die Obergrenze (jüngeres Ober-Hauterivium) wird im Norden durch einen fossilreichen, angebohrten Hartgrund gebildet, der lokal einem Austernhorizont aufliegt. Im Süden schließt eine glaukonitische, pyritreiche Omissionsfläche den Kieselkalk ab. Seine Mächtigkeit

nimmt gegen Süden von 0 m („Kieselkalk-Glatze“) bis 105 m zu.

Der Kieselkalk zeigt eine deutliche Faziesdifferenzierung: In den nördlichen Ablagerungsbereichen dominieren fein- bis grob-spätige Sandkalke mit Kreuz-, Schräg- und Rippelschichtung. Der mittlere Ablagerungsraum ist durch basal sandig-kieselige Schiefermergel charakterisiert. Sie gehen gegen Hangend in eine grob-spätige, schräggeschichtete Sandkalkabfolge mit einem phosphoritisiertem Hartgrund am Dach über. Im südlichen Ablagerungsraum finden sich Spiculite und spiculitische Mergelkalke, die gegen Hangend in eine spiculitische Schiefermergel-Abfolge und feinspätige, kieselig-spiculitische Sandkalke übergehen. Lokal treten großdimensionale, südvergente slumps auf. An Fossilien wurden lediglich Belemniten und vereinzelt Echiniden gefunden. Folgende Lithofaziestypen werden unterschieden:

Ein hellbeige bis dunkel schwarzbraun anwitternder, grobsandiger Sandkalk mit ausgeprägten Kreuz- und Schrägschichtungen kommt im nördlichen und mittleren Ablagerungsraum vor. Auf der inneren bis äußeren Plattform und am Plattformhang führten starke (Gezeiten-)Strömungen zur Aufarbeitung bis hinunter zum Betlis-Kalk. Fluchtspuren belegen lokal hohe Ablagerungsraten.

Einem spätigen Sandkalk mit Kreuz-, Schräg- und Rippelschichtung fehlt die grobe Sandfraktion. Vermehrte Fluchtspuren sind mit Rippelschichtung assoziiert. Er wurde auf der inneren Plattform bei wechselnden Gezeitenströmungen abgelagert. Bio- und Lithoklasten erfuhren eine mehrfache Aufarbeitung und Umlagerung.

Im mittleren und südlichen Aufschlussbereich finden sich im dm-Bereich gebankte Wechsellagerungen von

feinspätigem, kieseligem, bioturbatem Sandkalk mit feinlaminierten, mergeligen und sandarmen Kalken. In ihnen kommen Hornsteinknollen und schichtparallele Hornsteinbänder vor. Der Ablagerungsraum lag zwischen Plattformhang und äußerem Schelf. Die Durchlüftung schwankte von sauerstoffreich (Bioturbation) bis sauerstoffarm. Als turbiditische Einschüttungen von Norden werden die sandreichen Kalke sowie die grob-spätigen Echinodermenkalke interpretiert.

Spiculite und spiculitische Schiefermergel und Kalke sind auf die südlichen Bereiche beschränkt. Rekrystallisierte Spongienskleren in bioturbater Matrix dominieren gegenüber anderen Biogenen. Reine Spiculite zeigen vermehrt Hornsteinknollen und -bänder. Sie stammen aus dem Bereich unterer Plattformhang bis äußerer Schelf ohne Einschüttung von detritischem Quarz. Die Kiesel-spongienskleren wurden durch Bodenströmungen zusammengeschwemmt.

Graue bis olivschwarzbraune, sandige, kieselige Schiefermergel sind stark stylolithisiert und schwach glaukonitisch. Sie führen kleine Phosphoritklasten, Belemniten und selten Ammonitensteinkerne. Im mittleren Ablagerungsbereich repräsentieren sie ein ruhiges Milieu am Plattformhang bis Plattformfuß mit geringen Sedimentationsraten. Der Glaukonit ist großteils von der Plattform umgelagert.

Glaukonitische Kalke und Mergelkalke des Plattformhangs bis äußeren Schelfs führen mehr als 10 % bis maximal 30–35 % Glaukonit, der aus den seichteren Plattformbereichen umgelagert wurde. Dieses sandige Substrat war (im Gegensatz zum sonst weichen Meeresboden) ideal für Bodenbewohner, was sich in einer Zunahme der Bioturbation niederschlägt.

212 Palfris-Formation (z.T. inklusive Zementstein-Schichten); Örla- mit Betlis-Formation Oberes Berriasium – Valanginium

Betlis-Formation

Im Zuge der Neudefinition durch STRASSER (1979: S. 10) wurde die Betlis-Formation in Pygurus-Schichten – Betlis-Kalk – Spitzern-Schichten gegliedert. Alle drei Subformationen sind in Vorarlberg vertreten.

Äquivalente der Spitzern-Schichten finden sich im Raum Götzis und Winterstaude im Hangenden der Örla-Formation. Es handelt sich um gelbliche bis braungraue, feinsandige und vereinzelt glaukonitische Kalke und Mergelkalke, selten mit Hornsteinknollen. Die Abfolge wird einige dm bis max. 6,4 m mächtig. Sie repräsentiert einen feinsandigen bis schlammigen Meeresboden mit aktivem Benthos im Bereich der äußeren, offenen Plattform.

Der Betlis-Kalk ist auf den Kummenberg und die Hohenemser Decke/Falte beschränkt. Er folgt über einem Aufarbeitungshorizont der Örla-Formation und wird seinerseits von grobsandigen Pygurus-Schichten überlagert. Die gelblich anwitternden, im Bruch grauen, fein- bis grob-spätigen Kalke sind im dm-Bereich gebankt. Hornsteinlagen und -knollen finden sich nur in den nördlichen Faziesbereichen der Hohenemser Decke/Falte. Das wichtigste Merkmal des Betlis-Kalks ist ein dominantes Auftreten von randlich mikritisiereten Echinodermenresten und Peloiden. Vereinzelte Ooide und Lithoklasten sind immer intensiv mikritisieret. Der Betlis-Kalk wurde im älteren Untervalanginium in tieferen Zonen der offenen Plattform bis zum oberen Plattformhang abgelagert.

Die bisher als Betlis-Kalk beschriebenen Lithologien sind oolithische Kalke der Örla-Formation (WYSSLING, 1986: 191).

Typische Pygurus-Schichten sind nur im Rheintal zu finden. Die gelblich-beige anwitternden, im Bruch beigen, meist grob-spätigen Echinodermen- und Pelletkalke enthalten mehr als 5% detritischen, gerundeten, mittel- bis grobsandigen Quarz. Die karbonatischen Komponenten sind meist mikritisieret. Die Pygurus-Schichten werden im Hangenden durch die Gemsmättli-Schicht begrenzt. Sie wurden auf der Plattform in Bereichen mäßiger bis starker Strömung abgelagert.

Örla-Formation

Die Örla-Formation wurde von WYSSLING (1986) in der Emmebachschlucht (= Örla-Schlucht) bei Götzis definiert. Ihre typischen Gesteine sind grau bis rotbräunlich anwitternde, massige bis gebankte, fossilreiche Kalke und Oolithe



Abb. 77.
Kieselkalk im ehemaligen Steinbruch Mellau.
Foto: J. Georg FRIEBE.

mit oft ausgeprägten Sedimentstrukturen (Schräg- und Kreuzschichtungen). Dazu treten geringmächtige Einschaltungen von feinlaminierten, siliziklastischen Feinsandsteinen. Im Gebiet der Winterstaude sind Einschaltungen von bis 15 m mächtigen, feinsandigen Mergelsequenzen mit siliziklastischen Sandsteinbänken und bioklastischen Oolithlagen beobachtbar.

Die Formationsuntergrenze ist mit dem Einsetzen von gebankten, bioklastischen Oolithen ohne Mergelzwischenlagen definiert. An der Typlokalität wird sie durch einen Quellhorizont markiert. Die Obergrenze ist ein Hartgrund, über dem entweder die Betlis-Formation oder die Gemsmättli-Schicht folgt. Die Örfila-Formation ist arm an biostratigraphischen Markern. An der Winterstaude belegen Ostracoden das jüngere Berriasium (BETTENSTAEDT in BLOCH, 1967), in Hohenems-Klien wird ihr oberer Abschnitt mittels Algen und Foraminiferen ins Obere Berriasium eingestuft.

Die Örfila-Formation wurde auf einer Flachwasser-Karbonatplattform mit ausgeprägter Faziesdifferenzierung abgelagert. Auf die nördlichsten Faziesberei-



Abb. 78. Tempestilite der Örfila-Formation mit *Lopha rectangularis* (RÖMER) und anderen Schalenbruchstücken. Winterstaude. Foto: Herbert FLATZ.

che beschränkt ist ein Ostracodenkalk. Er repräsentiert ein restriktives, brackisches Ablagerungsmilieu in kleinen, seichten Tümpeln im Küstenbereich. Ebenfalls nur im Norden finden sich graue bis olivbraune, terrigen-klastische Mergel und Mergelkalke mit ruditischen Lithoklasten, Bioklasten und inkohlten Pflanzenresten. Sie überlagern Omissionsflächen und wurden im Gezeitenbereich abgelagert. Die Pflanzenreste sind Strandgut. Die Alge *Macroporella embergeri* zeigt Brackwasser an.

Hellgrauer, bankiger Algen-Foraminiferen-Kalk ist auf das Gebiet Klien – Hohenems beschränkt. Er führt diverse Komponenten und Biogene bei sehr unterschiedlicher Sortierung und Auswaschung und lateral starken Korngrößen-Änderungen. Stellenweise finden sich Schrägschichtungskörper und Paläokarsthorizonte. Ablagerungsraum war ein kleinräumig gegliederter Meeresboden im oberen Subtidal in geschützten Lagunen mit geringer bis

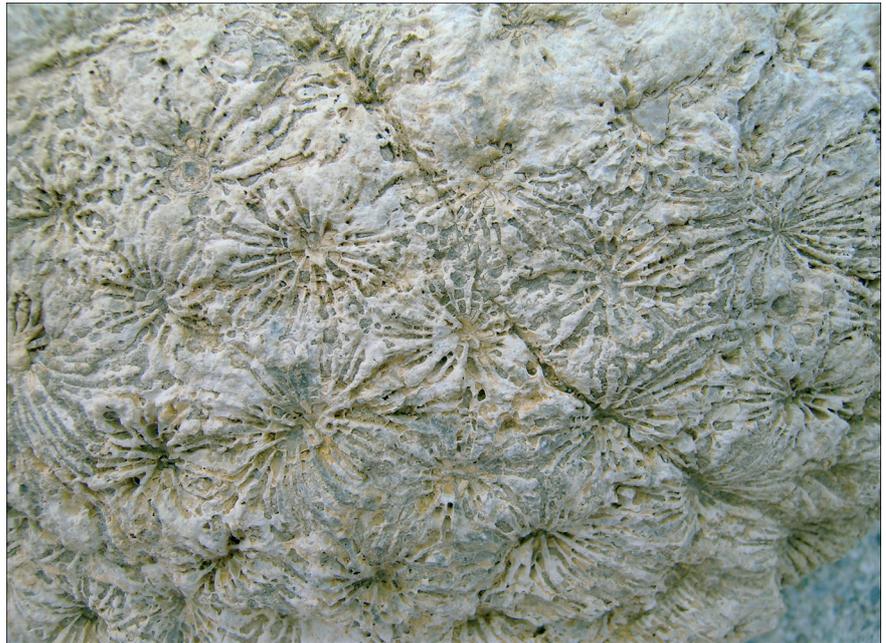


Abb. 79. Die zwischen Oberjura und Unterkreide in Europa recht verbreitete Koralle *Complexastraea seriata* TURNSEK wurde in Vorarlberg in der Örfila-Formation nachgewiesen. Sibratsgfall, Krähenberg. Foto: J. Georg FRIEBE.

mäßiger Wasserbewegung. Ebenfalls sehr lokal bei Hohenems tritt ein hellgrauer, feinspätiger, biogener Mergelkalk auf. Aus ihm konnten Fischzähne und -schuppen sowie Fragmente einer Meeresschildkröte geborgen werden. Dieses Sediment repräsentiert eine geschützte, normal marine Lagune in Küstennähe unter der Schönwetterwellenbasis.

Dominantes Gestein in der Örfila-Formation ist ein bioklastischer Oolith. Die drei markanten Lithologien bioklastischer Oolith – oolithischer Biogentrümmerkalk – Dolomit wechseln sich lateral und vertikal rasch ab. Es handelt sich um Sturmablagerungen unter der Normalwetterbasis, aber über der Sturmwellenbasis (= Tempestite). Die Dolomite repräsentieren die Normalsedimentation in leicht restriktivem Milieu. Ruhephasen sind durch Bioturbation gekennzeichnet. Ebenfalls aus einem höherenergetischen Milieu stammt ein ausgewaschener, kreuzgeschichteter Oolith. Die Sortierung ist gut bis sehr gut. Gradierungen, Strömungsrippel, bipolare Schrägschichtungen, Großrippelschichtung und Sandwellen deuten auf Oolithbarren im Gezeitenbereich (untiefes Subtidal, 1 bis max. 4 m Wassertiefe) hin. Ein bioklastisch-oolithischer Sandwellen-Komplex ist auf das Gebiet der Winterstaude beschränkt. Ausgewaschene, großdimensionale Schrägschichtungskörper belegen Gezeitenströmungen mit Dominanz des Ebbstroms.

In die karbonatischen Abfolgen eingeschaltet ist ein feinlaminiertes Kalksandstein mit bis zu 60 % detritischem

Quarz und diversen Schrägschichtungsstrukturen. Längere Transportwege sind anzunehmen, eine Milieuinterpretation ist aber nicht möglich.

Palfris-Formation

Die Palfris-Formation wird durch monotone, dunkle, siltige Schiefermergel mit einzelnen, geringmächtigen Kalkbänken charakterisiert. Vereinzelt sind bioklastische Turbidit-Abfolgen eingeschaltet. Ein markanter Debrisflow führt pyritisierte Hartgrund-Komponenten. Ihr Vorkommen ist auf das faziell südliche Vorarlberg beschränkt. Im Norden wird sie durch die Örfila-Formation vertreten. Ihre größte Verbreitung erreicht sie in der Umrahmung des Jura-Aufbruchs der Kanisfluh.

Auch innerhalb der Palfris-Formation sind fazielle Unterschiede zwischen Nord und Süd beobachtbar. Im südlichen Ablagerungsgebiet dominiert basal eine monotone Abfolge von Schiefermergeln, in die sich gegen Hangend vorerst nur vereinzelt, dann häufiger gelbbraun anwitternde Mergelkalke einschalten. Oolith-Turbidite treten als Geländestufen in Erscheinung und gehen lateral und vertikal in Schiefermergel über. In den nördlichen Ablagerungsgebieten nehmen Karbonatgehalt und Bioklasten-Anteil zu. Gegen Hangend ist intensive Bioturbation beobachtbar. Lokal finden sich Pinniden in Lebensstellung.

Die Palfris-Formation entwickelt sich kontinuierlich aus den unterlagernden Zementsteinschichten durch Abnahme und Vermergelung der Kalkbänke. Die Grenze wird über der letzten Kalkbank

der Zementsteinschichten (vom Typus Quintner Kalk) gezogen und in das jüngere Unter-Berriasium (*privasensis*-Subzone) eingestuft.

Die Hangendgrenze ist definiert durch das Einsetzen der gebankten, bioklastischen Oolithe der Örfli-Formation ohne Mergellagen. Im mittleren Bregenzerwald wird die Palfris-Formation direkt von der Gemsmättli-Schicht, im südlichen Bregenzerwald vom Diphyoideas-Kalk überlagert. Letzterer unterscheidet sich durch seine gelbliche, mehlig Verwitterungsfarbe deutlich von den bräunlichen, sandigen Mergeln der Palfris-Formation. Die Obergrenze ist heterochron. Sie liegt im Norden im älteren Ober-Berriasium und ist im Süden älter als jüngeres Ober-Valanginium (*callidiscus*-Zone).

Die Wechsellagerung Mergelschiefer – Mergelkalk wurde am Plattformabhang im hemipelagischen Milieu abgelagert. Ein lokal erhöhter Pyritgehalt und das Fehlen von Bioturbation sind Hinweise auf ein anoxisches Milieu im Bodenschlamm. Daneben zeugen intensiv durchwühlte Bereiche von normal marinen Lebensbedingungen mit sauerstoffreichem Bodenwasser.

In die Schiefermergel sind oolithische Turbidite eingeschaltet. Sie werden bis zu 10,5 m mächtig, keilen aber lateral rasch aus. Aufgearbeitete Mikritknollen finden sich bevorzugt in den basalen

Anteilen der Bänke. Die Bankunterseiten zeigen oft Strömungsmarken. Die Turbidite wurden aus den Flachwasserbereichen im Norden (dem Ablagerungsraum der Örfli-Formation) eingeschüttet.

213 Zementstein-Schichten

Oberes Tithonium – Unter-
Berriasium

Die Zementstein-Schichten des Kanisfluh-Gewölbes zeigen eine Wechsellagerung von hellen, splittrigen, dichten Kalken vom Typus des Quintner Kalks mit dunkelbraunen, stark zurückwitternden Schiefermergeln (FELBER & WYSSLING, 1979).

OBERHAUSER (1951) unterscheidet eine nördliche (im Hirschbergtal) und eine südliche (südlich des Hirschberggewölbes) Fazies. Erstere zeigt bräunlich anwitternde Schieferbänke, die – innen schwärzlich und flaserig – an die Quinten-Formation erinnern, in Wechsellagerung mit schwarzen, stengeligen Mergelbänken. Im Süden dominieren 20–50 cm mächtige Kalkbänke, die mit 10–40 cm mächtigen, schwarzen, samtig glänzenden, dünnblättrigen Mergelschieferlagen abwechseln. Gegen Hangend gehen beide Faziestypen durch Abnahme des Kalkanteils kontinuierlich in die Palfris-Formation über.

Die Untergrenze liegt nach OBERHAUSER (1951) noch im oberen Malm, nach

LUPU (1972) an der Jura/Kreide-Grenze. Die Formationsobergrenze wird in das jüngere Unter-Berriasium (*privasensis*-Subzone) eingestuft (WYSSLING, 1986).

214 Quinten-Formation

Oberes Oxfordium – Unter-
Tithonium

Der mächtige Gebirgsstock der Kanisfluh wird vorwiegend von den Kalken der Quinten-Formation aufgebaut. Diese besteht sehr einförmig aus einem hellgrau anwitternden, im Bruch fast schwarzen, dichten Mud- bis Wackestone (Mikrit bis Biomikrit). Der teilweise Reichtum an planktonischen Mikrofossilien deutet auf einen pelagischen Ablagerungsraum hin. Das von Calcitadern durchzogene Gestein zerbricht splittrig-scherbig und riecht dann leicht bituminös (OBERHAUSER, 1951; LUPU, 1972; FELBER & WYSSLING, 1979). Die Kalke sind stellenweise schwach dolomitisiert. Typisch ist das häufige Auftreten von Styloolithen (COLINS et al., 1990).

Die Kalkabfolge lässt sich durch einen zwischengeschalteten dünn-schichtigeren Bereich (Bankmächtigkeiten um 20 cm) in drei Abschnitte gliedern (SCHAAD, 1926; HEIM et al., 1933; OBERHAUSER, 1951; LUPU, 1972). Im unteren Quintnerkalk erreichen die Bänke Mächtigkeiten von 50 bis 70 cm, im oberen Abschnitt bis zu 1 Meter. Lediglich in den hangendsten Anteilen



Abb. 80.
Der markante Jura-Aufbruch der Kanisfluh besteht vorwiegend aus Kalken der Quinten-Formation.
Foto: J. Georg FRIEBE.

nehmen die Bankmächtigkeiten wieder ab. Der mittlere Abschnitt zeigt 10–30 cm mächtige, rostig braun anwitternde Kalkbänke, die mit dünnen, sehr harten Schiefen wechsellagern (SCHAAD, 1926). Auch in der Bohrung Vorarlberg-Au 1 ist im mittleren Profilabschnitt der Tonanteil erhöht (COLINS et al., 1990).

Tintinniden aus dem oberen Tithonium sind auf den oberen Abschnitt beschränkt (LUPU, 1972). Den hangenden Abschluss der Formation bildet ein Fossil-Kondensationshorizont (= „Ammonitenbank“ [OBERHAUSER, 1951]). Die reiche Fauna (ZITTEL, 1868; VACEK, 1879; HEIM et al., 1933) ist durchwegs noch dem obersten Malm zuzuordnen. Die überlagernden Zementsteinschichten sind bereits ins Berriasium einzustufen (LUPU, 1972). Demgegenüber zieht OBERHAUSER (1951) die Jura/Kreide-Grenze innerhalb der Zementsteinschichten.

215 Schilt-Formation Oxfordium

Dunkelgraue, häufig von Kalzit durchaderte Mergel bis Tonmergelsteine sind die charakteristischen Gesteine der Schilt-Formation. Die Mud- bis Wackestones (Mikrite bis Biomikrite) führen Spiculae, Radiolarien, benthische Foraminiferen, sowie vereinzelt Echinodermenspat.

Die obertägigen Vorkommen sind auf den Großraum Kanisfluh beschränkt. In der Bohrung Vorarlberg-Au 1 treten in der tektonisch tiefsten Schuppe auch

teilweise schwach kieselige Mudstones (Mikrite) auf. Sie führen stellenweise authigene Feldspäte (COLINS et al., 1990).

Die Schilt-Formation wird in der Bohrung Vorarlberg-Au 1 ins Bajocium (COLINS et al., 1990), in der Schweiz in den Grenzbereich Dogger/Malm gestellt.

216 Bommerstein-Formation; Reischiben-Formation (Kanisfluh) Aalenium–Bajocium

Gesteine, die der Reischiben- und/oder Bommerstein-Formation entsprechen, sind obertägig nur in einem kleinen Aufschluss-Bereich im Kanisfluh-Gewölbe östlich der Bregenzerach anzutreffen. Sie sind dort größtenteils von Blockwerk überdeckt. Beide Formationen wurden in der Bohrung Vorarlberg-Au 1 erbohrt.

Die Reischiben-Formation umfasst hellgraue, feinspätige Echinodermenschuttkalke, die mit z.T. leicht sandigen Tonmergeln und Mergelinschaltungen wechsellagern. Die Kalkarenite zeigen vereinzelt terrigenen Quarzdetritus, authigene Ankeritromboeder sowie häufig Tonfasern. Sie wird ins mittlere bis obere Bajocium datiert (COLINS et al., 1990).

Die Bommerstein-Formation wurde in der Bohrung Vorarlberg-Au 1 mehrfach verschuppt angetroffen. Die einzelnen Schuppen unterscheiden sich in ihrer Lithologie: Sowohl Korngröße als auch Gehalt an Biodetritus nehmen von der

tiefsten Scholle gegen die höheren Schollen hin ab (COLINS et al., 1990).

Die tektonisch tiefste (= faziell nördlichste) Einheit umfasst eine Wechsellaagerung von Mittel- bis Grobsandsteinen, groben Pack- bis Grainstones und untergeordnet Tonstein oder tonigem Feinsandstein. Die gröberen Sandsteine sind größtenteils ankeritisch, teilweise auch calcitisch zementiert. Die Feinsandsteine enthalten fallweise Phosphorit-Zement.

Im nächsthöheren Niveau wechsellagern grobkörnige, sandige Packstones mit stark bioturbaten, dunkelgrauen bis schwarzen, sandigen Tonsteinen bis Feinsandsteinen und mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen. Die zweithöchste Schuppe führt dunkelgraue, z.T. stark tonige, karbonatisch zementierte, bioturbate Fein- bis Mittelsandsteine. Dazwischen sind stellenweise unterschiedlich mächtige, siltige Tonsteinlagen anzutreffen.

Die tektonisch höchste Schuppe ist durch mittel- bis dunkelgraue, tonige, calcitisch oder dolomitisch zementierte, glimmerige Feinsandsteine bis Siltsteine charakterisiert. Gegen das Liegende sind hellgraue Kalkarenite und schwarze, siltige Tonsteinlagen eingeschaltet.

Diese lithologischen Unterschiede in den einzelnen tektonischen Stockwerken spiegeln – unter der Annahme eines ursprünglich südlicheren Ablagerungsraumes der höheren Schollen – die im gesamten Helvetikum zu beobachtende Faziesdifferenzierung von proximal im Norden zu distal im Süden wider.

Rezente Krustendynamik

Wolfgang A. LENHARDT

Das Thema der Erdbebengefährdung wird in Österreich eher bagatellisiert. Dennoch weist Österreich Bereiche auf, in denen – insbesondere in historischen Zeiträumen – stärkere Erdbeben auftraten, die zu schweren Gebäudeschäden führten.

Erdbebengebiete

Das Bundesland Vorarlberg ist von Schadensbeben im Wesentlichen verschont geblieben. Dennoch ist das Erdbebengefährdungspotential auch hier nicht gänzlich von der Hand zu weisen, da der zugrundeliegende Mechanismus der Gebirgsdeformation – die N-S-Kompression der Alpen – hier genauso seine Gültigkeit besitzt wie im angrenzenden Tirol und in der Schweiz.

In Vorarlberg sind vier erdbebenaktive Bereiche zu unterscheiden: das Rheintal, das Klostertal, Au im Bregenzerwald und der Bereich Lech – Warth am Arlberg.

Das Rheintal

Dieser Bereich des Landes wird immer wieder von leichten Erdbeben

heimgesucht, welche ihre Ursache in den Verwerfungen im Rheintal haben dürften.

Eines der bekanntesten Erdbeben dieser Region ist das Erdbeben vom 20. Dezember 1720. Es soll im Raum des Bodensees stattgefunden haben und eine Intensität vom Grad 8 – gleichbedeutend mit schweren Gebäudeschäden – erreicht haben. Somit stellt dieses Erdbeben das stärkste der Region dar, so dachte man bislang wenigstens.

Neueste Untersuchungen dieses historischen Erdbebens (GIESLER, 2002) führten zu einem anderen Ergebnis. Es handelte sich um zwei Erdbeben, wobei das Hauptbeben gegen 4:30 UTC (Universal Time Coordinated, entspricht Greenwich Meantime) und das Nachbeben gegen 7 Uhr UTC stattfand.

Das Epizentrum des Hauptbebens dürfte sich nördlich von Arbon im Bodensee befunden haben, und das Nachbeben im Raum St. Gallen, wobei beide Erdbeben schwächer waren, als bislang angenommen, und das Hauptbeben einen Intensitätsgrad von 6 nicht überschritt (dies entspricht leichten Gebäudeschäden im Epizentrum). Eine Studie dieses Erdbebens, welche auch die historischen Quellen in Österreich berücksichtigt, ist allerdings noch ausständig.

Im südlichen Teil des Rheintals – im Raum Feldkirch – ereignete sich ab 8. Jänner 1778 eine über zwei Monate andauernde Bebensequenz, die am 28. Jänner ihren Höhepunkt erreichte. Schäden sind keine bekannt, doch versetzte das Hauptbeben die Bewohner derart in Angst und Schrecken, dass sie die Häuser verließen.

Das Klostertal

Im Klostertal sind Erdbeben hauptsächlich aus der Arlbergregion bekannt. Klösterle, Langen und Stuben sind immer wieder Epizentren vergangener Erdbeben gewesen, die vereinzelt zu leichten Gebäudeschäden führten.

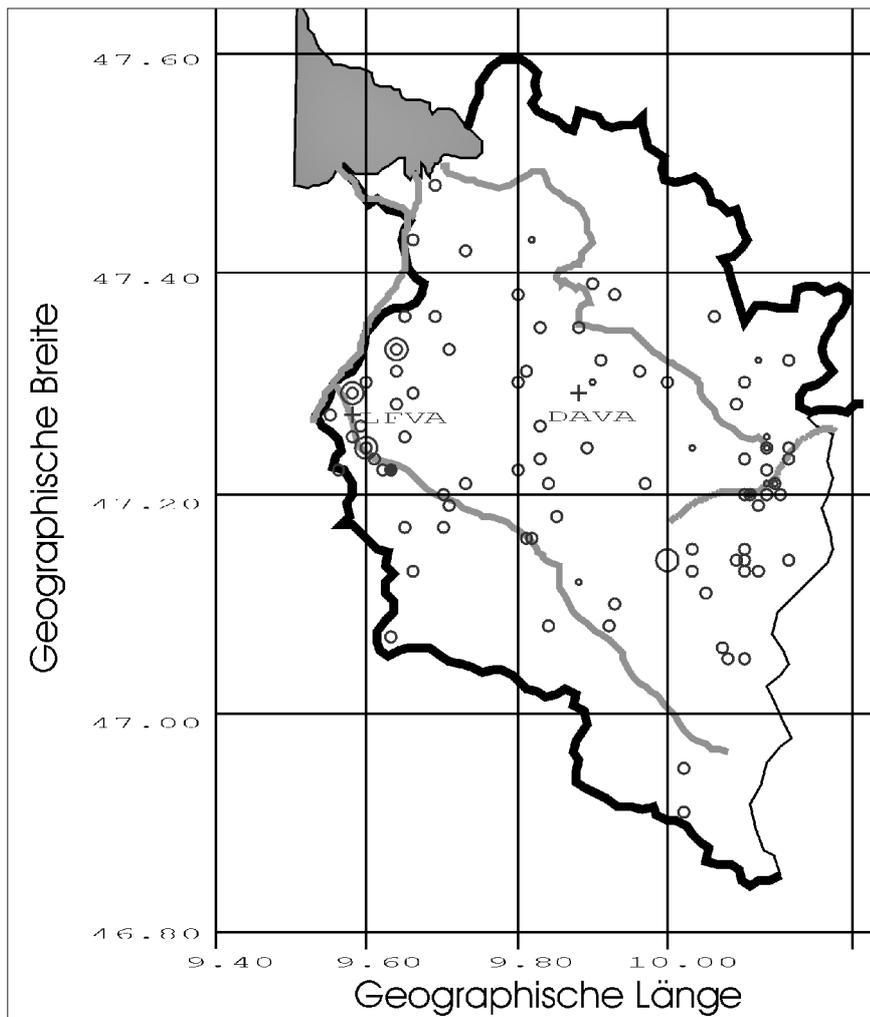


Abb. 81. Epizentren in Vorarlberg seit 1900 mit den beiden Erdbebenstationen in Damüls (DAVA) und bei Feldkirch (LFVA).

©Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.

Au im Bregenzerwald

Auch im Bregenzerwald – insbesondere im Raum Au, wo die Bregenzerach mit dem Argenbach zusammenfließt – ereigneten sich häufig Erdbeben, die zu leichten Erschütterungen führten, welche bislang nur im unmittelbaren Umkreis von Au wahrgenommen werden und daher auf Bruchflächen deuten, die relativ klein sind.

Lech – Warth

Der Bereich zwischen Warth und Lech ist häufig von leichten Erdbeben betroffen. Schadensbeben dürfte es in dieser Region noch nicht gegeben haben, oder es sind wenigstens keine bekannt. Über den Mechanismus kann man sich dank der genaueren Messungen, die seit 1998 möglich sind, ein genaueres Bild machen. Dabei werden

besonders die zwei Erdbeben vom 3. Juni und vom 10. Juni 2000 betrachtet, die nahezu das gleiche Epizentrum bei Lech, Herdtiefe (um 6 km) und Magnitude (3,5 und 3,6) aufwiesen. Offenbar handelt es sich dabei um eine Horizontalverschiebung einer Tiefenstörung, die dem Tal zwischen Lech und Warth folgt, wobei der östliche Teil nach Norden verschoben wird.

Aktuelle Bebenstationen und Forschung

Um die Genauigkeit der Erdbebenlokalisierungen zu erhöhen, wurden in Vorarlberg in den letzten Jahren zwei Erdbebenstationen in Betrieb genommen. Eine davon befindet sich bei Damüls. Mit dieser hochgenauen Messeinrichtung können auch Erdbeben aus Japan und Kalifornien registriert werden, da sich der Standort in einem industriell relativ „ungestörten“ Gebiet befindet. Die zweite Messeinrichtung ist in Feldkirch eingerichtet und dient der

Messung stärkerer Bodenbewegungen, wie sie im Rheintal zu erwarten ist. Mit den Stationen wurden schon einige lokale Erdbeben registriert, die im Bereich Bludesch und Feldkirch stattfanden. Eine dritte Erdbebenstation ist derzeit bei Langen am Arlberg geplant.

Wie die kurze Beschreibung der Erdbebentätigkeit in Vorarlberg gezeigt hat, weist das Gebiet von Vorarlberg unterschiedliche Häufigkeiten von Erdbebenbelastungen auf, die ihren Niederschlag

in dem Normenwerk der ÖNORM B4015, welches die erdbebensichere Bauweise regelt, findet. Dies zu überprüfen stellt eine weitere Aufgabe des Erdbebendienstes dar, die sich der Methoden der historischen Erdbebenforschung bedient. Ein solches Projekt ist bislang noch ausständig. Es ist durchaus möglich, dass es in der Vergangenheit weitere Erdbeben in diesem Bereich gegeben hat, nur sind diese bis heute noch nicht bekannt.

Geologie angewandt

Die Suche nach Rohstoffen (Erze, Kohle, Industrieminerale, Energierohstoffe), die Erkundung und Bewahrung von Trinkwasservorkommen und die Beobachtung und Sanierung geogener Risiken sind klassische Themen der Angewandten Geowissenschaften.

Aus aktueller rohstoffwirtschaftlicher Sicht (M. HEINRICH & A. SCHEDL) haben die in Vorarlberg bekannten Lagerstätten bzw. Vorkommen klassischer mineralischer Rohstoffe – sieht man vielleicht von einigen Gipsvorkommen ab – keinerlei Bedeutung mehr und sind im Wesentlichen nur mehr von wissenschaftlichem und montanhistorischem Interesse. Die Exploration von Kohlenwasserstoffen (E. COLINS DE TARSINNE & U. HERZOG) erbrachte trotz jahrzehntelanger Bemühungen bisher keine greifbaren Ergebnisse.

Im Kapitel „Wasser“ (P. STARCK) werden die wichtigsten Grundwasservorkommen Vorarlbergs nach Porengrundwässern, Kluftgrundwässern und Karstwasser gegliedert und überblicksmäßig dargestellt.

H. BERTLE gibt einen kurzen Abriss der wichtigsten Arten von Massenbewegungen.

Mineralische Rohstoffe

Maria HEINRICH & Albert SCHEDL

Mit Beiträgen von Heiner BERTLE & Rudolf OBERHAUSER

Vorarlberg besitzt eine Reihe meist kleinerer Vorkommen und Lagerstätten klassischer mineralischer Rohstoffe (Erze, Kohlen, Industriemineralien), die in variabler Dichte und mit unterschiedlicher Wertstoffzusammensetzung in den verschiedenen großtektonischen Baueinheiten auftreten. Die zeitliche Zuordnung im Hinblick auf die Lagerstättenengese deckt den Zeitraum vom Altpaläozoikum bis zum Neogen ab.

Die Nutzung von mineralischen Rohstoffen in Vorarlberg reicht weit in prähistorische Vergangenheit zurück (Silberabbau im Kleinwalsertal; Kupferbergbau in Bartholomäberg).

Der frühmittelalterliche Eisenbergbau in Vorarlberg zählt zu den ältesten schriftlich belegten in den Ostalpen. Im Hochmittelalter tritt an Stelle des Eisenbergbaues zunehmend die Gewinnung der silberreichen Erze im Gebiet des Montafons. Die Blütezeit des Vorarlberger Bergbaus fällt in den Zeitraum 15./16. Jahrhundert. Nach seinem Niedergang in der 2. Hälfte des 16. Jahrhunderts erreichte der Erzbergbau in Vorarlberg keine besondere wirtschaftliche Bedeutung mehr.

Die aufkeimende Eisen- und Metallindustrie im 1. Drittel des 19. Jahrhunderts bewirkte wieder eine kurzfristig verstärkte Suche nach Eisenrohstoffen. Am Rötelstein bestand zu Beginn des 19. Jahrhunderts ein zumindest für die lokale Industrie wichtiger Eisenbergbau. Alle späteren an den größeren Vorarlberger Erzlagerstätten durchgeführten Untersuchungsarbeiten (vor allem im Zeitraum 1920 bis 1938) gingen über das Schurfstadium nicht mehr hinaus.

Seit dem Ende der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts erweiterten sich die rohstoffwirtschaftlichen Aktivitäten auf

die Suche und Gewinnung von Energierohstoffen. Der einzige größere Bergbau auf Braunkohle im Wirtatobel stand mit einigen Unterbrechungen über 100 Jahre bis 1948 in Betrieb. Am Industriemineralsektor setzte in Vorarlberg im letzten Viertel des 19. Jahrhunderts die Gewinnung von Gips im breiteren Umfang ein und endete erst in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts.

Aus aktueller rohstoffwirtschaftlicher Sicht haben die in Vorarlberg bekannten Lagerstätten bzw. Vorkommen klassischer mineralischer Rohstoffe – sieht man vielleicht von einigen Gipsvorkommen ab – keinerlei Bedeutung mehr und sind im Wesentlichen nur mehr von wissenschaftlichem und montanhistorischem Interesse.

Die Erkundung mineralischer Rohstoffe in Vorarlberg steht trotz der Armut an bedeutsamen Lagerstätten auch hier in einem engen Zusammenhang mit der geologischen Erforschungsgeschichte des Landes. Eine erste systematische Erforschung Vorarlbergs nach mineralischen Rohstoffen erfolgte durch den im Jahre 1837 gegründeten „Geognostisch-Montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg“. Die Vorarlberg betreffenden Untersuchungsergebnisse wurden samt geologischer Karte im Jahr 1843 in monographischer Form publi-

ziert (SCHMIDT, 1843). Von A.R. SCHMIDT (1879) stammt auch die erste systematische Darstellung der „Bergbaue, Erz- und Kohlenfunde und besonders nutzbarer Gesteinsarten in Vorarlberg“. Rohstoffwirtschaftliche Untersuchungen mit verschiedenen Schwerpunktsetzungen wurden vor allem im Zeitraum 1920 bis 1980 von Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt (GÖTZINGER, SCHMIDEGG, REITHOFER, HOLZER, PIRKL, HEINRICH) durchgeführt. Neue Impulse im Hinblick auf Mineralisation, Genese und Geochemie verschiedener Vorarlberger Lagerstätten kamen insbesondere von der Arbeitsgruppe MOSTLER, HADITSCH, ANGERER und LEICHTFRIED in den Jahren 1975 bis 1986. Im Rahmen des bundesweiten „Bergbau- und Haldenkatasters“ wurden die historischen Bergbaue Vorarlbergs erstmals systematisch in ein modernes GIS-gestütztes Informations- und Dokumentationssystem integriert (SCHEDL et al., 1996, 1997).

Mit der „Metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000“ und dem dazugehörigen „Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs“ (WEBER et al., 1997) liegt schließlich eine moderne systematische Gesamtübersicht auch der Lagerstätten bzw. Vorkommen mineralischer Rohstoffe in Vorarlberg vor.

Erze

Eisen

In den polymetamorphen Para- und Orthogesteinsserien des Silvretta-Kristallins sind nur wenige unbedeutende Mineralisationen bekannt. Diese Vorkommen bestehen im Wesentlichen aus schichtgebundenen Pyritmineralisationen, deren limonitische Verwitterungsprodukte vor allem im Spätmittelalter und in der frühen Neuzeit an verschiedenen Orten beschürft bzw. abgebaut wurden (Vergaldner Joch, Eisentäligrat, Augstenberg, Valzifenzler Grat, Hinterberg).

Im Silvrettakristallin treten zudem einige kleinere Sideritlagerstätten mit wechselnden Sulfidbeimengungen auf (Gafluna Winterjöchle, Eisernes Tor, Alpe

Fresch, Netzaalpe). Die bergbauliche Erschließung dieser Kleinstvorkommen erfolgte bereits zu Beginn des 16. Jahrhunderts. Ein Versuchsbau auf Magnetit bestand auf der Putzkammeralpe im Gaflunatal (SCHMIDT, 1879).

Die bedeutendsten Eisenerzlagerstätten in Vorarlberg befinden sich in der Phyllitgneiszone am Nordrand des Silvretta-Kristallins und deren postvariszischen Transgressionsserien. Im Hinblick auf die Genese der Fe-Cu-Vererzungen im Montafon wird eine mehrphasige Entstehungsgeschichte angenommen, wobei die wirtschaftlich bedeutenden Gangvererzungen jungalpidisch eingestuft werden (HADITSCH & MOSTLER, 1986). Die Hauptparagenesen variieren

zwar in den einzelnen Lagerstätten, sie setzen sich aber vorwiegend aus Siderit, Ankerit, Fahlerz und Chalkopyrit zusammen. Typische Vertreter für diesen Vererzungstypus sind die Lagerstätten Bartholomäberg, Fritzentobel, Kristberg-Lobinger, Gantschier, Nenzigastobel und einige kleinere Vorkommen im Silbertal.

Der Eisenbergbau im Montafoner Raum ist bereits seit dem 9. Jahrhundert urkundlich bekannt. Nach Ergebnissen jüngster montanarchäologischer Untersuchungen auf dem Kristberg im Silbertal bestand hier im 10./11. Jahrhundert bereits ein oberflächennaher Abbau von Eisenerzen (KRAUSE, 2006). Mit der zunehmenden Verlagerung auf den Abbau

silberreicher Cu-Fahlerze verlor der Montafoner Eisenerzbergbau bereits im 14. Jahrhundert weitgehend an Bedeutung. Erst mit der Intensivierung der Eisenrohstoffsuche zu Beginn des 19. Jahrhunderts dürften in kleinerem Umfang auch im Montafon wieder junge Sideritgänge abgebaut worden sein.

Die in den mesozoischen Serien der Kalkalpen auftretenden wenigen Eisenvererzungen sind durchwegs wirtschaftlich unbedeutend. Zu erwähnen sind die Sideritvererzungen im Muschelkalk bei der Stuttgarter Hütte am Krabachjoch und im Hauptdolomit beim Omeshorn. Das stark absätzige Vorkommen im Galgentobel bei Bludenz war auf Eisenhydroxide in den Raibler Schichten angesetzt. Eisenerze sind nachweislich schon im 9./10. Jahrhundert im Walgau verhüttet worden. Die damit verbundenen Erzabbau sind ebenso wie der im „Entscheidbrief“ 1355 erwähnte „Ysenberg zu Bürs“ und der 1360 urkundlich genannte Eisenabbau im obersten Sa-rotlatal heute nicht mehr eindeutig lokalisierbar (KRASSER, 1949).

In den Gesteinsabfolgen des Vorarlberger Helvetikums finden sich insbesondere in den Nummulitenschichten des unteren bis mittleren Eozäns kleinere unbedeutende Eisenerzvorkommen (Rötelstein, Gülkevorsäß, Vordere Niedere), die bereits seit dem 16. Jahrhundert, meist erfolglos, beschürft wurden. Von lokaler Bedeutung war dabei lediglich die Hämatitlagerstätte von Rötelstein/Bad Haslach, die noch Anfang des 19. Jahrhunderts für einige Jahre in Betrieb stand und eine der Rohstoffressourcen des k.k. Eisenwerkes am Bäumle bei Lochau war (LANZL, 1966; FRIEBE, 1995). Hochwertige Eisenerze wurden über den Bodensee aus den österreichischen Vorlanden geliefert.

Kleinvorkommen von Pyrit bzw. Limonit wurden auch im Bregenzerwald am Hohen Ifen und bei Schönenbach beschürft.

Kupfer

Neben den pyritreichen Kieslagerstätten des Altkristallins sind an einigen Stellen (z.B. Versettla, Alpguesalpe, Knappenschroffen, Dürrwaldalpe) auch polymineralische Fe-Cu-Anreicherungen mit Kupferkies, Pyrit, teilweise mit Fahlerzen und Bleiglanz zu beobachten.

Zusammen mit den bereits erwähnten Sideritgängen treten zwischen Rellstal und Arlberggebiet einige für die wirtschafts- und siedlungsgeschichtliche Entwicklung des Montafons wichtige Kupferlagerstätten auf. Die postvariszischen Vererzungsphasen sind durch die Untersuchungen von HADITSCH & MOSTLER (1986) sehr gut dokumentiert. Demnach setzt eine wesentliche Phase der Erzmineralisation im Montafoner Raum zeitgleich mit dem sauren permischen

Vulkanismus ein. Im Unterperm handelt es sich dabei um eine disseminierte Kupfermineralisation. In den Hangendquarziten des Skythium tritt eine weitere Cu-Vererzung mit aufgearbeiteten älteren Erzmineralisationen auf. Die jüngste, wirtschaftlich interessanteste Vererzung ist eine Kupferkies-Fahlerz-Gangvererzung, die an jungalpidische Bewegungsbahnen gebunden ist und auf die die historischen Bergbauaktivitäten im Montafon hauptsächlich angesetzt waren.

Beispiele für disseminierte Kupfermineralisationen findet man im Gebiet um Marktobel bzw. Villifau – Voralpe – Sacktofel. Die Vererzung besteht vor allem aus Kupferkies und Pyrit mit Quarz und Karbonat als Gangart.

Die bekannten Lagerstätten mit jungalpidischer Gangvererzung konzentrieren sich im Wesentlichen auf den Raum Rellstal, Bartholomäberg und Kristberg. In Bartholomäberg treten mehrere an Störungen und Schuppengrenzen gebundene Gänge auf, von denen die aus montangeologischer Sicht wichtigsten im Fritzentobel und nordöstlich der Ortschaft Bartholomäberg liegen.

Im Fritzentobel durchschlagen Erzgänge unterschiedlicher Mächtigkeit randlich die Phyllitgneise, folgen aber hier primär der Kontaktfläche des ostalpinen Kristallins zu den jungpaläozoischen Sedimenten (HADITSCH & MOSTLER, 1986). Diese Gänge führen Ankerit, Siderit und Calcit, Kupferkies, Fahlerz (Tetraedrit) und Pyrit. Im Bereich nordöstlich Bartholomäberg treten die Gangvererzungen längs quer greifender Störungen auf, die die Kristbergschichten bis zu den unterpermischen Rotsedi-

menten durchschlagen. Die steil nach Süden fallenden Erzgänge bestehen vorwiegend aus Kupferkies, Fahlerz, Pyrit, Zinkblende, Magnetkies und Arsenkies sowie eisenreichen Karbonaten und Quarz als Gangart. Am Kristberg führen die Gänge, die die Phyllitgneiszone durchschlagen, hauptsächlich Siderit mit unterschiedlich reichen Kupferkies- und Fahlerztrümmern.

Die montanarchäologischen Untersuchungen einer prähistorischen Höhensiedlung in Bartholomäberg lassen einen Konnex zwischen bronzezeitlicher Siedlungsentwicklung und Nutzung lokaler Kupfererzressourcen vermuten, wengleich der direkte Nachweis prähistorischer Bergbautätigkeit im Gebiet Bartholomäberg – Silbertal bis dato noch nicht vorliegt (KRAUSE et al., 2004). Ein Silberbergbau im Montafon wird 1319 erstmals als Reichslehen urkundlich erwähnt (MÜLLER, 1925).

Nach einer Blütezeit des Montafoner Bergbaus im 15. und der 1. Hälfte des 16. Jahrhunderts kam es vor allem bedingt durch die politischen Spannungen in Europa und die Erschließung neuer Rohstoffressourcen in der „Neuen Welt“ zu einem raschen Niedergang und vorläufigen Ende der großen Bergbaue im Montafoner Raum.

Versuche, die alten Bergbaue wieder zu gewältigen, gab es noch in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts in Bartholomäberg. Das letzte größere Explorationsprogramm (Geochemie, Kernbohrungen) im Gebiet Bartholomäberg – Kristberg wurde schließlich in den Jahren 1968–1971 durch die Firma IRISH BASE METALLS durchgeführt.



Abb. 82. Ehemaliger Schurf auf die jungalpidische Zinkblende-Gangvererzung der Phyllitgneiszone im Bergbaugbiet Stubigeralpe (Arlberg). Foto: Rochus SCHERTLER.

Blei-Zink

Pb-Zn-Lagerstätten/Vorkommen sind in Vorarlberg nur vereinzelt bekannt.

Im Bereich der Alpe Gstüt am Nordabhang des Omeshorns bei Lech wurde bereits Ende des 15. Jahrhunderts mit wechselndem Erfolg ein Bergbau auf Bleiglanz und Galmei betrieben. Die letzte Betriebsphase durch das Montanärar fällt ans Ende des 19. Jahrhunderts. Spätere Schurfphasen blieben erfolglos. Trägergestein der Pb-Zn-Mineralisation ist der Hangendabschnitt der Arlbergschichten nahe dem Kontakt zu den Raibler Schiefen (CERNY, 1989). Die steil nach Süden einfallenden Lager sind durch N-S-Querklüfte in Teilschollen

zerlegt. Die Mineralführung setzt sich vor allem aus Zinkblende, Bleiglanz und Markasit zusammen.

Ein weiteres beschürftes Pb-Zn-Vorkommen befindet sich im Bereich Flexenpaß – Erzberg. Die Pb-Zn-Mineralisation ist hier an Hauptdolomit bzw. dolomitischen Wettersteinkalk gebunden. Bleiglanz tritt weiters als Teil einer polymetallischen Sulfidvererzung in den Kieslagern des Altkristallins auf.

Die westlichen Ausläufer der Zn-Lagerstätte Albona – St. Christoph am Arlberg (Tirol) reichen mit einigen kleineren Schürfen im Bereich der Stubigeralpe auch auf Vorarlberger Gebiet, wobei sich aber die bergbaulichen Hauptaktivitäten auf den Tiroler Teil der Lagerstät-

te konzentrieren. Der Bergbau wurde bereits 1468 erstmals urkundlich erwähnt und hatte seine Blütezeit vor allem im 15./16. Jahrhundert. Bei der Vererzung handelt es sich um eine jungalpidische Zinkblende-Gangvererzung in der Phyllitgneiszone des Arlberggebietes, die an quer zur Schieferung, ungefähr in N-S-Richtung streichende ac-Klüfte gebunden ist (HADITSCH & KRAINER, 1992). Spurenelementgehalte und Entmischungen in den Hauptmineralphasen Zinkblende und Bleiglanz belegen eine heißhydrothermale Herkunft, die mit jungalpidischen plattentektonischen Bewegungen in Zusammenhang gebracht wird.

Energierohstoffe

Braunkohle

Sämtliche bekannten Braunkohlenvorkommen Vorarlbergs liegen im Bereich der Molassezone. Kohlenindikationen sind sowohl in der verschuppten subalpinen Molasse als auch in der aufgerichteten Vorlandmolasse bekannt. Aus paläogeographischer Sicht wird für die Kohlebildung im Wesentlichen nur die Sedimentabfolge der Oberen Meeresmolasse als relevant betrachtet (HEINRICH, 1980; WEBER & WEISS, 1993; FRIEBE, 2000).

Die in einigen Schichtgliedern der subalpinen Molasse (Tonmergelschichten, Bausteinschichten, Weißbach- und Steigbach-Formation) auftretenden Kohleindikationen bestehen aus allochthonen inkohlten Pflanzenresten, die bisweilen zu Kohlenschmitzen angereichert sind (HEINRICH, 1980). Aufgrund ihrer geringen Dimension besitzen diese Kohleindikationen keine wirtschaftliche Bedeutung.

In der Vorlandmolasse ist es hingegen mehrfach und in verschiedenen stratigraphischen Horizonten zu autochthoner, meist nur geringmächtiger Flözbildung gekommen. Mit Ausnahme der Braunkohlelagerstätte Wirtatobel haben auch diese Indikationen zu keinerlei nennenswerter Bergbauaktivität geführt.

Im Bereich des Wirtatobels liegt zwischen marinen Sedimenten des Eggenburgium bzw. Ottnangium (Obere Meeresmolasse) die bis zu 40 m mächtige limnische Sedimententwicklung mit einem Braunkohlenflöz. Das Flöz besteht aus zwei bis fünf „Pechkohlebänken“ mit einer Gesamtmächtigkeit bis 1,4 m, die durch dunkle, mergelige Zwischmittel voneinander getrennt sind (HEINRICH, 1980). Die Wirtatobel-Kohle entspricht einer Glanzbraunkohle mit einem durchschnittlichen Heizwert von rund 21.930 kJ/kg.

Die Braunkohlenlagerstätte im Bereich des Wirtatobels wurde bereits in



Abb. 83.
Das Stollenmundloch des Kohlebergbaus Wirtatobel im Jahr 1880.
Foto: Thaddäus IMMLER; ©Stadtarchiv Bregenz ALB I 32.

den ersten Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts entdeckt (WEBER & WEISS, 1993). Zwischen 1840 und 1877 wurde der Bergbau von verschiedenen Besitzern mit kurzen Unterbrechungen und mäßigem wirtschaftlichem Erfolg geführt. Mit der Übernahme des Bergbaus durch die „Bayrische Aktiengesellschaft für Kohlenbergbau in Miesbach“ im Jahr 1877 erreichte der Bergbau einen ersten wirtschaftlichen Aufschwung. Bereits ab 1887 war der Abbau wegen ungünstiger Abbauverhältnisse aber wieder eingestellt, danach ab 1894 gefristet. Abbautätigkeiten sind noch bis 1911 dokumentiert. Von 1917 bis zur Einstellung 1921 figuriert die Stadtgemeinde Bregenz mit ihrer „Betriebsgesellschaft Kohlenbergbau Wirtatobel GmbH“ als Betreiber des Bergbaues. Geringe Kohleförderungen bestanden noch in den Jahren 1924 bis 1928 bzw. 1932 bis 1934. Nach einer kurzen Pha-

se des Abbaus nach dem 2. Weltkrieg erfolgte 1948 die endgültige Einstellung des Bergbaues Wirtatobel.

Torf

Die Gewinnung von Torf als Energierohstoff hat in Vorarlberg eine sehr lange



Abb. 84.
Torfstich in den 1930er-Jahren.
Foto: Leonhard HEIM; Archiv inatura.

Tradition. In vielen Vorarlberger Mooren wurde insbesondere ab der Mitte des 18. Jahrhunderts bis in die Zeit nach dem 2. Weltkrieg Torf gestochen und als Brennmaterial oder Einstreu verwendet. Der Schwerpunkt der Torfgewinnung für die Energienutzung lag im 19. Jahrhundert. In der ersten Hälfte des 20. Jahr-

hunderts war Torf vor allem zur Sicherung des Brennstoffbedarfs in Notzeiten von regionaler Bedeutung. Die Zentren der großräumigen Torfgewinnung befanden sich im Bereich der Moore des Rheintales zwischen Koblach und Lauterach, die zu den größten Mooregebieten in Österreich zählen.

Einen umfassenden Überblick über die historische Torfgewinnung bietet die monographische Bearbeitung der Moore in Vorarlberg durch SCHREIBER (1913), die an insgesamt 59 Stellen Torfabbau in unterschiedlichem Ausmaß erwähnt.

Industriemineralien

Gips

Im Gegensatz zu der überwiegenden Zahl der permischen Gips-/Anhydritvorkommen in Österreich treten die zahlreichen Gips-/Anhydritvorkommen des Montafons alle innerhalb des Hangendbereichs der Raibler Schichten (Tuvalium) auf. Liegend- und Hangendgrenze der Evaporitkörper sind zumeist tektonisch stark überprägt (ANGERER et al., 1980).

Die Evaporitlagerstätten bzw. -vorkommen sind im Rätikon sowie in den Lechtaler Alpen und im Davennastock weit verbreitet. Die meist sehr steil stehenden Evaporitzüge sind im Streichen bis zu 10 km verfolgbar und erreichen dabei eine maximale Mächtigkeit von 400 m. Die Vorkommen bestehen aus sehr fein geschichteten, feinkörnigen, stellenweise fast dichten Gipsen von meist hellgrauer Farbe.

Die überwiegende Zahl der Lagerstätten/Vorkommen besitzt wegen ihrer häufig hochalpinen Lage, ihrer starken tektonischen Beanspruchung und dem damit verbundenen komplizierten Internbau beschränkte wirtschaftliche Nutzungsoptionen. Die ab 1970 prospektierte Großnutzung der Lagerstätten im Rellstal und in Bürserberg – Brand sowie im Davennastock wurde durch Unterschutzstellung nach dem Vorarlberger Landschaftsschutzgesetz unterbunden.

Von den zahlreichen Gipslagerstätten wurden in der jüngeren Vergangenheit lediglich die Lagerstätten St. Anton und Dalaas wirtschaftlich genutzt. Die Gipsgewinnung im Bereich St. Anton ist historisch bereits am Beginn des 18. Jahrhunderts nachgewiesen. In Dalaas bestand um 1850 zudem ein älterer Gipsbruch, der zu Beginn des Arlbergbahnbaues wieder eingestellt wurde. Der Abbau in St. Anton setzte ab 1871, der im neuen Gipsbruch in Dalaas ab 1885 ein, wobei der Gips sowohl untertägig als auch im Tagebau hereingewonnen wurde.

Diese beiden einzigen großen Gipsabbaubetriebe in Vorarlberg wurden 1960 (Dalaas) bzw. 1977 (St. Anton) endgültig geschlossen. Der abgebaute Rohgips wurde vor allem als Bau- und Estrichgips bzw. als Düngegips verwendet.

Phosphorit

Phosphorit ist ein Industriemineral, das im Helvetikum Vorarlbergs am Rheintalrand und im Bregenzer Wald eine auffallende Anhäufung zeigt, aber nie einer wirtschaftlichen Nutzung zugeführt wurde. Die Phosphoritmineralisationen treten in Form von zahlreichen kleinen lager- bis linsenförmigen Anreicherungen in Sandsteinen der Garschella-Formation zwischen der Staatsgrenze zu Liechtenstein im Westen und zum Allgäu im Osten auf. Die Anreicherungen von Phosphoritknollen erreichen jedoch in den seltensten Fällen größere Mächtigkeiten und laterale Verbreitungen, was eine wirtschaftliche Nutzung dieser Vorkommen stark einschränkt.

Nach älteren Qualitätsuntersuchungen schwanken die P_2O_5 -Gehalte der Phosphoritbänke zwischen 8 und 16 % (GÖTZINGER et al., 1948). Erwähnenswerte Vorkommen befinden sich in Reuthe, im Grebentobel bei Bezau, Schwarzenberg – Klausberg, bei Klaus (Plattenwald – Orsanka) sowie St. Arbogast – Meschach.



Abb. 85. Die Plattenwaldschicht der Garschella-Formation besteht aus dicht gepackten Phosphoritknollen in glaukonitsandiger Matrix. Foto: Hans EGGER.

Fluorit

Fluorite sind im Helvetikum Vorarlbergs zwar an zahlreichen Stellen bekannt, die klufförmigen Mineralisationen sind aber nur von wissenschaftlichem Interesse: Autobahntunnel Amberg, Göfis, Hirschbergsattel, Koblach, Staufen, Autobahneinschnitt im Udelberg bei Götzis, Unterklien (GÖTZINGER, 1992; NIEDERMAYR & GABRIEL, 2004).



Abb. 86. In den derben Fluoritmassen finden sich nur selten schöne Kristalle. Hirschberg. Foto: J. Georg FRIEBE.

Hochreine Karbonatgesteine

Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen in Vorarlberg, mit Schwerpunkt im Rätikon, wurden von BERTLE (1982) untersucht. Von folgenden potentiell hoffigen Einheiten wurde in der Bearbeitung ausgegangen:

- Helvetikum: Seewerkalk
- Vorarlberger Flysch: Piesenkopfschichten, Planknerbrückenserie
- Sulzfluh-Decke: Sulzfluh-Kalk
- Nördliche Kalkalpen: untere und mittlere Arlbergschichten, Raibler Schichten, unterer und mittlerer Hauptdolomit, Plattenkalk, oberrätischer (Riff-) Kalk.

Auf Grund der Übersichtsanalytik wurden der Seewerkalk, die Flyscheinheiten, die Arlbergschichten und der Plattenkalk von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen und die Detailuntersuchung auf Oberrätalk, Hauptdolomit, Raibler Schichten und Sulzfluh-Kalk eingeschränkt.

Dieser erwies sich auch im österreichweiten Maßstab gesehen als einer der reinsten Kalke (mdl. Mitt. B. MOSHAMMER), mit durchschnittlichem $CaCO_3$ -Gehalt von 98,4–99,01 % (Extreme bei 97,8 und 99,8 % $CaCO_3$), jedoch verbunden mit mäßigem Weißegrad. Als nutzbares Vorkommen, allerdings nur untertägig erschließbar, abbaubar und

abtransportierbar, wurde von BERTLE die Sulzfluh-Kalk-Lagerstätte Weißplatte an der Schweizer Grenze mit tektonisch angeschoppeter Mächtigkeit und einem Lagerstätteninhalt von 150 Millionen m³ identifiziert. An weiteren Reinkalk-Vorkommen wurden die Lagerstätten Klamperschrofen und Gampberg, beide im Raiblerkalk, ermittelt, während der Oberrhätkalk nicht in größeren, abtrennbaren Partien die Anforderungen von Hochrein- oder Reinstkalk erfüllte.

Reinstdolomit wurde in den Hauptdolomit-Lagerstätten Lorünser Berg und Daleukopf gefunden. Die Reindolomit-Lagerstätte Ludesch – Hangender Stein befindet sich derzeit im Schließungsbau.

Baurohstoffe

Gegenüber dem Bergbau auf klassische Rohstoffe ist die Gewinnung von Baurohstoffen in Vorarlberg von großer aktueller Bedeutung: Nach durchschnittlichen Werten, die von BERTLE (2000) in einer Marktanalyse erhoben wurden, fallen von den etwa 3,6 Millionen Tonnen pro Jahr im Land produzierten Baurohstoffen etwa 41 % auf Festgesteine, 43 % auf Kies- und Sandgruben, 11 % auf Sperrenräumungen und Geschiebeentnahmen aus Fließgewässern und 5 % auf Wiederaufbereitung. Gegenüber dem Pro-Kopf-Verbrauch im übrigen Österreich ist das ein eher ungewöhnliches Verhältnis, im Allgemeinen liegt der Kies-Sand-Verbrauch etwa doppelt so hoch wie der an Brecherprodukten (HEINRICH, 1995).

Kiese und Sande

Da Vorarlberg in den großen Kälteperioden des Pleistozäns nahezu zur Gänze vergletschert war und kaum Anteil am periglazialen Alpenvorland hat, fehlen die breiten kaltzeitlichen Flussterrassen mit weit transportierten, dadurch gut sortierten und qualitativ ausgelesenen Kies-Sand-Lagerstätten, wie man sie im Osten Österreichs in den Hoch- und Niederterrassen vorfindet.

Dennoch verfügt Vorarlberg über unterschiedliche Vorkommen nutzbarer Lockergesteine, die allesamt mit der jüngsten bis heute dauernden geologischen Entwicklungsgeschichte des Landes in Verbindung stehen. Es sind dies:

- „Nachwachsende“ Lagerstätten an Mündungsbereichen von Rhein und Brenzerach in den Bodensee, aus Fließgewässern und an zahlreichen Geschiebesperren der Wildbäche.
- Teilweise noch aktive Hangschuttbecken und Schuttkegel mit verwertbaren Qualitäten je nach Einzugsgebiet und Transportweite.

Wetzsteine Reibsand

Wetzsteine wurden industriell-gewerblich aus den blaugrauen Sandsteinen der Bausteinschichten (Molassezone) im Schwarztobel (Abb. 87), in den Brüchen in Bildstein und Alberschwende erzeugt, aber auch aus Glaukonitsandstein der Garschella-Formation (Helvetikum) im Bereich des heutigen Steinbruches Unterklien.

Bei Vandans-Außerböden waren nach REITHOFER (1946) Stollen zur Gewinnung von sehr reinem, weiß-hellgrauem Reibsand in permoskythischem Sandstein aufgeföhren.



Abb. 87.

Im Schwarztobel wurden Sandsteine der Garschella-Formation und der Bausteinschichten zu Wetzsteinen geschliffen. Die historische Aufnahme zeigt das Einlegen der Rohlinge in die Wetzsteinmühle.

Foto: Leonhard HEIM; Archiv inatura.

- Austufen der Talebenen insbesondere im Rheintal und im Walgau mit hohem Grundwasserspiegel.
- Von der mehrphasigen Aufbau- und Rückzugsgeschichte der Würm-Vergletscherung hinterlassene grobklastische Stausee- und Eisrandsedimente und Moränen.

Trotz dieses vielfältigen natürlichen Angebotes ist aber in Verbindung mit der Orographie Vorarlbergs die Gewinnung von Kies und Sand, auch von Natursteinen, nahezu immer mit Konflikten behaftet, die sich insbesondere aus der Nähe von Siedlungs-, Verkehrs- und Wirtschaftsraum, aus dem Zusammenreffen mit Grundwasservorkommen, der Waldentwicklung, der Gefahrenzonenabgrenzung der Wildbachverbauung, aus Gründen des Natur- und Landschaftsschutzes oder infolge touristischer Erschließungen ergeben. Deshalb wurde in Vorarlberg bereits sehr früh die Forschung und Erkundung nutzbarer Rohstoff-Vorkommen auch unter dem Blickwinkel umwelt-, ökologie- und raumbezogener Aspekte betrachtet.

In dieser Tradition stehen die Arbeiten OBERHAUSERS (1972 und 1973) zur Raumplanung im Walgau und im oberen Rheintal, die Untersuchungen von CZURDA (1982) zur rohstoffmäßigen Verwertbarkeit der Mur- und Hangschuttmassen im Klostertal, Montafon und Walgau (1982), das Sanierungskonzept für die Baggerseen im Walgau von REITH & BROGGI (1984), das Rohstoffpotentialprojekt Imst – Arlberg von MOSTLER et al. (1988), die langjährige Diskussion um Stabilisierungskonzepte für den Schesabuchkessel (vgl. ANGERER, 1997; H. BERTLE, 1993, 1999–2000; ÜBLAGGER, 1995) bis hin zum landesweiten Geschiebebewirtschaftungskonzept für Rückhalteanlagen von H. BERTLE (2000).

Das bemerkenswerteste Lockergesteinsvorkommen Vorarlbergs ist die mehrere hundert Meter mächtige, vor-

wiegend würm-spätglaziale Sedimentfüllung im Schesatobel (südwestlich von Bludenz), die durch neuzzeitliche Murgänge in einem etwa 60 ha großen Bruchkessel weithin sichtbar aufgeschlossen ist. Die anhaltend instabilen Bruchkesselwände machen das Schesatobel zu einem der bekanntesten Wildbäche Österreichs und sorgen für andauernde Sanierungsmaßnahmen der Wildbach- und Lawinerverbauung. Seit etwa 25 Jahren wird zudem versucht, das Schesatobel als langfristige Baurohstoffquelle zu erschließen.

Im Hinblick auf die beiden Ziele (Verringerung des Gefahrenpotentials und Rohstoffgewinnung) wurden multidisziplinär intensive Untersuchungen durchgeführt und Maßnahmenpakete evaluiert. Die Variante „Sanierung durch Rückböschung der Bruchkesselwand mit Verwertung des Materials“ zeigte sich dabei als günstigste, da finanzierbar und das Risiko optimal mildernd (ANGERER, 1997).

Untergrundgeologie, Sediment- und Bruchkesselgenese sowie Rohstoffverwertbarkeit wurden in all ihrer Komplexität von H. BERTLE (1999–2000) ausführlich dargestellt. Die Hauptteile des mehrphasig aufgebauten, feinstoffreichen und heterogenen Lockergesteinspaketes werden dabei als Mur- und Schwemmschuttfächer gedeutet, die im frühen Spätglazial teils am Eisrand, teils in einen zwischen Talhang und Illrandmoräne gestauten See geschüttet wurden.

Zur Rohstofferschließung wurde eine international Aufsehen erregende, mehrteilige untertägige Bandanlage über einen Höhenunterschied von 450 m auf der Länge von 3,2 km errichtet, die eine Förderkapazität von 400–600 t/h hat und dabei bis zu 400 kWh Bremsenergie gewinnt. Seit 1995 läuft der Probeabbau Gaschiera mit einer Gesamtabbaukapazität von über 3,5 Millionen m³ und



Abb. 88.
Das Schesatobel vor Beginn der Verbaunungsmaßnahmen im Jahr 1898.
Foto: NN; Archiv inatura.

Rückböschung bis auf den Fels. Für die weitere Realisierung des Gesamtvorhabens werden auf Grund der Inhomogenitäten und des hohen Feinstoffanteils eine Wasser sparende Voraufbereitung im Abbaubereich, ein Umbau der Förderbandanlage zur Trennung unterschiedlicher Qualitäten und die Möglichkeit zur Deponierung des Waschschlammes im Tal genannt (H. BERTLE, 1999–2000).

Weitere wichtige Kies-Sand-Abbaue zur Gewinnung von Betonzuschlagstoffen, Bausand und Straßenbaumaterial lagen bzw. liegen im Bereich Kennelbach – Hochwacht-Fluh – Trübenbach in kreuzgeschichteten periglazialen Schottern längs der Bregenzer Ach. Sie wurden in einer Warmphase vor dem letzten großen Eisvorstoß um 24.000

vor heute als Delta in einen am Ausgang zum Rheintal aufgestauten See geschüttet. Die Datierung geht auf einen im Abbau gefundenen Mammutstoßzahn zurück (DE GRAAFF, 1992). Der insgesamt über 80 m mächtige Auflandungskomplex aus Seetonen, Schluffen, Mehlsanden, Sanden und Kiesen wurde beim letzten Eisvorstoß von einem Seitenlappen des Ill-Rheingletschers überfahren und spätglazial nochmals von Eisrand-Stauseesedimenten aus dem Bregenzerwald überdeckt (BERTLE, 2001). Mit den spätglazialen Stadien und Perioden des Eisabbaus in Zusammenhang stehen auch die Kies-sand-Vorkommen im Bregenzerwald, wo in mehreren Abbauen im Raum Bersbuch – Bühel – Egg – Niederbuch –



Abb. 89.
Im Probeabbau Gaschiera des weiteren Schesatobel-Bereiches wird das Lockergestein bis an den Fels rückgeböschet.
Foto: Heiner BERTLE.

Lingenau – Hittisau und im Bolgenachtal bis Riefensberg spätglaziale Deltaschotter und (glazio-)fluviale Sedimente als Baumaterial genutzt wurden und werden. Die Eisrandformen und -ablagerungen im Vorderen Bregenzerwald sind bei RESCH et al. (1979) und DE JONG et al. (1995) beschrieben. Im Kleinen Walsertal wird im Schotterwerk Außerböden Moräne und Hangschutt aufgearbeitet.

Für den Bau der Rheintalautobahnen in Österreich und in der Schweiz wurde nach OBERHAUSER (1979, 1991) Material in großen Mengen aus Oberklien (Grundmoräne und Hangschutt) und aus dem Bereich Röthis – Dafins (Verbauungssedimente) verwendet. Wie überhaupt früher die Verbauungssedimente an den Hanglagen zum Rheintal, wie am Hennenbühel in Muntlix, vielfach genutzt wurden, was aber aus Gründen der dichten Besiedelung seit langem schon eingeschränkt ist.

In der Rheinebene liegen hochqualitative Kiessand-Vorkommen im postglazialen Schwemmfächer der Ill, die in großem Umfang im Raum Brederis – Paspels – Rüteneu gewonnen wurden. Der hohe Grundwasserspiegel erlaubt hier nur Nassbaggerungen, die bis auf wenige noch aktive Entnahmen stark eingeschränkt wurden. Eine Zusammenstellung des Gesteinsbestandes der Kiesfraktion fluvialer Schotter des oberen Vorarlberger Rheintales findet sich in OBERHAUSER (1991). Rheinsedimente selbst werden noch entlang der Diepoldsauer Rheinschlinge genutzt und im Bereich der Bodenseemündung gebaggert.

Wie im Rheintal wurden auch im Walsgau die ehemals intensiven Nassbaggerungen in der Talebene in den letzten dreißig Jahren weitgehend stillgelegt. Eine bedeutende Versorgungsquelle bildete bis 2004 der Abbau im Galinaschwemmfächer zwischen Nenzing und Frastanz, der noch ein erhebliches Rohstoffpotential über dem Grundwasserspiegel beinhaltet.

Die Verwertungsmöglichkeiten von kontinuierlichen bzw. periodischen Geschiebeentnahmen aus fließenden Gewässern und Stauräumen sind materialbezogen vom Gesteinsbestand des Einzugsgebietes abhängig und werden auch vielfach für die lokale oder regionale Versorgung genutzt. Nach H. BERTLE (2000) beträgt der Anteil des Geschiebematerials aus Rückhaltesperren an der Gesamtbaurohstoffproduktion Vorarlbergs etwa 10 % und ließe sich auf maximal 15 % des Landesbedarfs an Betonzuschlagstoffen und Frostkoffermaterial steigern. Die größten verwertbaren Geschiebepotentiale liegen in den Regionen Montafon, Klostertal, südlicher Walsgau, Großes Walsertal sowie mittlerer und hinterer Bregenzerwald.

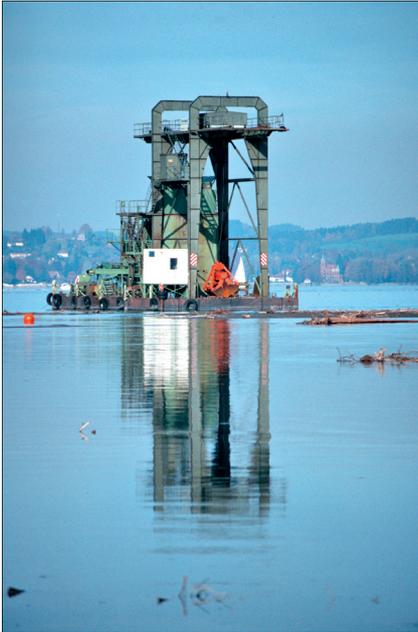


Abb. 90.
Durch Nassbaggerung im Bereich der Bodenseemündung wird gleichzeitig die Verlandung hintangehalten und Kies gewonnen.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Tone und Lehme

Zuletzt für die Ziegelerzeugung genutzte Rohstoffe liegen in Verlandungssedimenten der Rheintal-Bodensee-Füllung (Tonbergbaue in Wolfurt, Götzis und Altenstadt), in pleistozänen Seetonen (Tonbergbau Langen) sowie in den Amdener Mergeln, die im Klausbach und unterhalb der Kobelalpe abgebaut wurden. Die Ton- und Lehmabbau bei Hörbranz (Schwemmfächer), bei Höchst, in Dornbirn und Hatlerdorf, bei Hohenems, Götzis, nördlich und südlich des Kummens, bei Klaus, Meinigen, Brederis und Altenstadt (alle in wurzelfernen Schwemmfächerpositionen bzw. in der Zwischenzone nach OBERHAUSER [1982, 1994]) sind längst außer Betrieb. Von 1961 bis 1977 wurden auch Mergel der Partnachsichten am Klosterbühel bei Bludenz abgebaut.

Festgesteine

Unter den nutzbaren Festgesteinen Vorarlbergs haben die kalkigen Gesteine der Helvetischen Zone hervorragende und aktuelle Bedeutung. Der große Steinbruch Rhomberg in Unterklien nordöstlich von Hohenems ist in einer invers liegenden Kreide-Abfolge der Falte von Hohenems angelegt und baut Seewerkalk, Glaukonitsandstein der Garschella-Formation und Schratzenkalk ab, im hangenden (stratigraphisch älteren) Bereich stehen noch Drusberg-Formation, Kieselkalk und Örfli-Formation an. Die Schichtfolge des Bruches ist geologisch gut untersucht, es wird auf die Arbeiten von CSÁSZÁR et al. (1994), BERGMESTER & OBERHAUSER (1993), OBERHAUSER (1986) verwiesen, die wei-

tere Zitate enthalten. Mit einer durchschnittlichen Jahresproduktion von etwa 500.000 Tonnen an hochwertigen (Edel-)Brecherprodukten für Beton- und Asphaltzuschläge, Steinkörbe und -zäune, Wasserbau-, Gestaltungs- und Mauersteine, Frostschutz- und Schüttmaterial gehörte der Steinbruch Unterklien zu den bedeutendsten Österreichs und ist für die Rohstoffversorgung Vorarlbergs zur Zeit nicht leicht ersetzbar. Dennoch ist der Bruch seit langem umstritten und seitens des Betriebes sind große Anstrengungen zu einer nachhaltigen Weiterführung notwendig, zuletzt wurde eine Materialintensitätsanalyse durchgeführt, um verschiedene Zukunftsvarianten nach ökologischen Kriterien zu bewerten und zu vergleichen (MANSTEIN et al., 2005). Der Abbau ist derzeit auf eine Jahresproduktion von ca. 150.000 t reduziert.

Schrattenkalk wird auch im Fritztobel östlich Rankweil in größerem Stil und für eine ganze Palette von Brecher- und Bruchsteinprodukten genutzt, während in Röthis aus dem durch einen Tunnel mit dem Werk verbundenen Bruch Sifeler Berg vorwiegend hochwertige Putze und Mörtel, teilweise unter Zumischung von zugeführtem Material, erzeugt werden. Der neue Bruch am Sifeler Berg wurde Anfang der 1990er angelegt, im alten Bruch in Röthis wird nicht mehr abgebaut. Auch im Bruch in Nofels wurde Schratzenkalk für Straßenbaumaterialien, im Speziellen zum Bau der Flexenstraße, genutzt.

Der inselartige Kummensberg ist nahezu von allen Seiten durch Steinbrüche angeknabbert, in der geologischen Karte Dornbirn Süd (OBERHAUSER, 1982) sind hier sechs, inzwischen weitgehend stillgelegte, Abbaue eingetragen. Der

anstehende Kieselkalk wurde für Baumaßnahmen der Rheinregulierung verwendet und vom Kadel mit der Dienstbahn zum Einsatzort an der Mündung des Rheins transportiert (<http://www.rheinregulierung.at>). Ein Restvorrat von ca. 25.000 m³ soll noch bis Ende 2007 abgetragen und mit der Bahn verführt werden. Neben der Wasserbau- und Wurfsteingewinnung der Internationalen Rheinregulierung wird Kieselkalk aber auch zur Erzeugung hochwertiger Edelsplitle für Verschleißdecken im Straßenbau und für Mauer- und Pflastersteine genutzt.

Auch im Littatobel, einem Seitenbach zum Frödischbach wird Kieselkalk zur Steingewinnung für Stützmauern und den Wege- und Straßenbau gewonnen. Nach OBERHAUSER (1991) wurde früher der Kieselkalk für Pflastersteine in Kavernen im Bruch unmittelbar nördlich Hohenems abgebaut. Infolge seiner ebenflächigen Schichtung, der senkrechten, polygonalen Klüftung und seiner Witterungsbeständigkeit wird der Kieselkalk von jeher als Baugestein genutzt (OBERHAUSER, 1986).

Erwähnt werden soll deshalb auch der seit 1999 nicht mehr aktive Kieselkalk-Bruch in Mellau, wo die imposante saigere Stellung die ebenflächige Schichtung und senkrecht dazu stehende Klüftung besonders augenscheinlich werden lässt. In Schnepfau im Bregenzerwald wird in einem Steinbruch der oberjurassische Quintnerkalk vorwiegend für den Einsatz im Straßen- und Wasserbau abgebaut.

Im Vorarlberger Kalkalpen-Anteil liegen bedeutende aktive Abbaue im Hauptdolomit (Ludesch) und in der Obertrias- bis Oberkreide-Schichtfolge in Lorüns, am Westende der Bergkette,



Abb. 91.
Im Steinbruch Sifeler Berg wird Schratzenkalk abgebaut und durch einen Tunnel zum Kalkwerk Röthis transportiert, wo Putze und Mörtel erzeugt werden.
Foto: Beatrix MOSHAMMER.

die das Montafon vom Klostertal trennt. Im Dolomitbergbau Ludesch am Hangenden Stein wurde früher auch Baukalk erzeugt, heute werden Betonzuschlagstoffe, Frostkoffermaterial und Wasserbausteine produziert, der Abbau befindet sich in der Abschlussphase.

In Lorüns wird die steil nach Nord einfallende wechselnd kalkig-mergelig-tonige Abfolge der Lechtaldecke seit der Gründung im Jahr 1907 zur Zementerzeugung genutzt. Der Abbau wird seit einigen Jahren für die Betonzuschlagstoff- und Wasserbausteingewinnung geführt, die Zementerzeugung wurde eingestellt. Am Standort befindet sich nur noch ein Mahlwerk, in dem der aus der Schweiz zugeführte Klinker feingemahlen wird. Als Gegenfracht wird Kalk aus dem Tagbau nach Untervaz (Graubünden, Schweiz) in die Zementproduktion transportiert. Die fossilführende, teilweise kondensierte Schichtabfolge wurde von FURRER (1993) stratigraphisch-paläontologisch bearbeitet. Vorläufige Ergebnisse wurden bereits im Exkursionsführer unter BERTLE et al. (1979) publiziert und über fossile Knochenfische wurde in BÜRGIN & FURRER (2004) berichtet. Aufgeschlossen sind Kössen-Formation, Schattwald-Schichten, Lorüns-Oolith, Hierlatz-Kalk, Adnet-Formation, Allgäu-Formation, eine „kondensierte Folge“ und Kreideschiefer der Lech-Formation.

Bausteine wurden früher neben dem bereits erwähnten Kieselkalk auch aus verschiedenen Quelltuffablagerungen z.B. bei Hohenems (Tugstein) und Lingenau gewonnen (FRIEBE, 2000; RÜF, 2006; SANDERS et al., 2006). Ein Großvorkommen von Quelltuff südöstlich Ludesch wird durch die dort an der Kalkalpen-Basis über Flysch austretenden Quellen alimentiert, das Gestein wurde für den Bau der mittelalterlichen Kirche von St. Martin genutzt.

Für Hoch-, Brücken-, Wasser- und Hafengebäuden sowie (Trottoir-)Platten,



Abb. 92. Betriebsanlage im ehemaligen Steinbruch an der Nordseite des Kummenbergs. Foto: Leonhard Heim; Archiv inatura.

Stufen und Pflasterungen im Bodenseegebiet (Bregenz, Lindau) wurden aber insbesondere die Sandsteine und Konglomerate (Nagelfluh) der Molassezone (Bausteinschichten im Schwarzachtobel bei Farnach und Alberschwende, aber auch Weißach-, Kojen- und Luzern-Formation) herangezogen. Ein Sandsteinbruch im Schwarzachtobeleinhang bei Farnach wurde vor wenigen Jahren noch sporadisch genutzt.

Auch aus dem Glaukonitsandstein der Garschella-Formation wurden Pflastersteine hergestellt, die früher im Bereich von Unterklien in Kavernen gewonnen wurden.

Bis Anfang 2005 wurden noch geringe Mengen für Pflasterungen, Frostkoffermaterial und Wasserbausteine aus dem Muschelkalkbruch bei St. Leonhard im Schließungsabbau abgebaut.

Längst nicht mehr in Betrieb sind die ebenfalls im teilweise dolomitisierten Muschelkalk angelegten Brüche am Montikel in Bludenz und der Gemein-

desteinbruch in Bürs. Letzterer ist als dunkelgrauer bis schwarzer, polierbarer Bludenz Marmor in HANISCH & SCHMID (1901) erwähnt, wonach er für Grabdenkmäler und Bauten in Bludenz und Umgebung verwendet wurde. Für Brunnen, Kirchenportale, Treppen und Hauseingänge abgebaut wurde dem „Bludenz Marmor“ entsprechender Muschelkalk in zwei Brüchen am Ausgang des Mustergiel-Tobels in Vandans.

Der Bruch in Unterbings ist in den Arlbergschichten angelegt, der „schwarze Marmor“ wurde nach Angaben im Archiv der Geologischen Bundesanstalt um 1650 für den Altar der Kirche in Bludenz gebrochen und später auch in der Kirche Ludesch verwendet. In Dalaas wurde nach HANISCH & SCHMID Kalkstein der Arlbergschichten für Brücken-, Wasser- und Eisenbahnbauten (Gewölberinge des Arlbergtunnels) gewonnen, auch permoskythischer Sandstein („graurother Verrucano Sandstein“) aus Danöfen wurde im Arlbergtunnel eingesetzt.

Eine Kuriosität unter den Werksteinen stellt der von FRIEBE (1999) recherchierte „Miskeyit-Bergbau“ des frühen 20. Jahrhunderts in Grandau bei St. Gallenkirch dar: Es handelt sich dabei um Chloritschiefer des Silvretta-Kristallins, der vormals als Schreibgriffel diente, zu Ziergegenständen verarbeitet wurde, als Grabstein und zum Auskleiden von Herden und Öfen verwendet wurde, bis der Bergingenieur Jakob Edler von MISKEY begann, ihn bergmännisch aufzufahren mit der Idee, das Steinmehl zu Kunst- und Isolierstein zu verarbeiten und die „Montafoner Miskeyitwerke G.m.b.H.“ gegründet wurden.

Der Abbau kam allerdings bereits 1914 zum Erliegen, die Einbauten sind verstürzt und verwachsen, aber bis in jüngste Zeit wird der Chloritschiefer noch dann und wann erfolgreich zu Kleinskulpturen verarbeitet.

Kohlenwasserstoffe

Elmar COLINS DE TARSINNE & Ulrich HERZOG

Die Aufsuchung von Kohlenwasserstoffen begann in Vorarlberg im Jahr 1956 mit der Zuteilung eines Aufsuchungsgebietes an die Vorläufer der VEF und endete – einstweilen ergebnislos – im Jahr 1993 mit der Rückgabe der letzten Aufsuchungsrechte.

Kohlenwasserstoffexploration

Das 1956 erworbene Konzessionsgebiet der Vorarlberger Erdöl- und Ferngas Ges.m.b.H. (VEF) im Norden des Landes umfasste die Molassezone und Teile des Helvetikums. Die VEF akquirierte Seismik und der Konsortialpartner PREUSSAG teufte zwei tiefe Aufschlussbohrungen ab:

Aufschlussbohrung Dornbirn 1

Die 1959/1960 abgeteufte Bohrung Dornbirn 1 erreichte eine Endteufe von 2820,6 m und verblieb nach 336,5 m quartärer Füllung des Rheintales in Gesteinen der gefalteten Bunten Molasse. Ab 2355 m traten Gasspuren auf. Gas- und Wasserzuflüsse ab 2482 m bereiteten erhebliche bohrtechnische Schwierigkeiten. Die Bohrung wurde als nicht fündig verfüllt (HUF, 1964).

Aufschlussbohrung Sulzberg 1

Diese Bohrung (1983/1984) nahe der Staatsgrenze zu Deutschland durchteufte den Flankenbereich einer Dreieckszone im Bereich der gefalteten Molasse (siehe Abb. 93) und zielte auf eine Hochlage des Autochthons. Folgendes Profil wurde erbohrt:

- 4080 m In Schuppen zerlegte allochthone und par-autochthone Untere Süßwassermolasse
- 4777,5 m Autochthones Tertiär (Molasse)
- 5617 m Autochthones Mesozoikum
- 5654 m Gneis des kristallinen Basements (Endteufe)

Trotz guter Gasanzeichen war diese Bohrung nicht wirtschaftlich fündig und wurde verfüllt (MÜLLER, 1985).

Aufschlussbohrung Au 1

1981 erwarb die ÖMV (seit 1996 OMV) die Aufsuchungsrechte südlich des VEF-Gebietes im Bregenzer Wald, im Walgau und im Rätikon. Es beinhaltete Helvetikum, Flyschzone und Teile

der Nördlichen Kalkalpen. Zunächst führte die OMV geologische Kartierungen und Gravimetrie durch und nahm dann in den Jahren 1982 und 1983 über 200 km an 2D-Seismik auf. Im Gebiet von Au im Bregenzer Wald zeichnete sich im Bereich Kanisfluh – Mittagsfluh unter einer kartierbaren Achsenkulation eine Hochzone im Untergrund ab, die mit der Tiefbohrung V-Au 1 untersucht wurde.

Aufschlussbohrung V-Au 1

Das nachstehend angeführte Bohrprofil (1985/1986) weist nahezu 4200 m an Helvetikum auf (vorwiegend Jura, etwas Unterkreide; siehe auch Abb. 94):

- 170 m Quartäre Talfüllung
- 130 m Schiltschichten
- 696 m Bommerstein-Serie
- 850 m Molser Serie
- Schuppengrenze -----
- 2770 m Bommerstein- und Molser Serie
- Schuppengrenze -----
- 2918 m Zementsteinschichten

- 3672 m Quintner Kalk
- 3772 m Schiltschichten
- 3898 m Reischiben-Serie
- 4250 m Bommerstein-Serie
- Deckengrenze -----
- 4302 m Helvetikum, Hohenemser Decke
- 4307 m Quintner Kalk (Endteufe)

In niedrigerpermeablen Bereichen der Bommersteinserie, der Zementsteinschichten und des Quintner Kalkes wurde Gas nachgewiesen. Die Bohrung wurde nach ausführlichen Tests verfüllt.

Die Generation von Kohlenwasserstoffen in Vorarlberg ist durch zahlreiche Obertagevorkommen und Tiefbohrungen nachgewiesen. Gute Speichergesteine konnten in den bisherigen Aufschlussbohrungen nur im autochthonen Mesozoikum nachgewiesen werden. Wegen der komplexen Tektonik sind modernste geophysikalische Methoden erforderlich, um Fallenpositionen exakt zu lokalisieren. Die Möglichkeit, in Vorarlberg wirtschaftliche Kohlenwasserstoffakkumulationen aufzufinden, ist jedoch weiterhin gegeben.

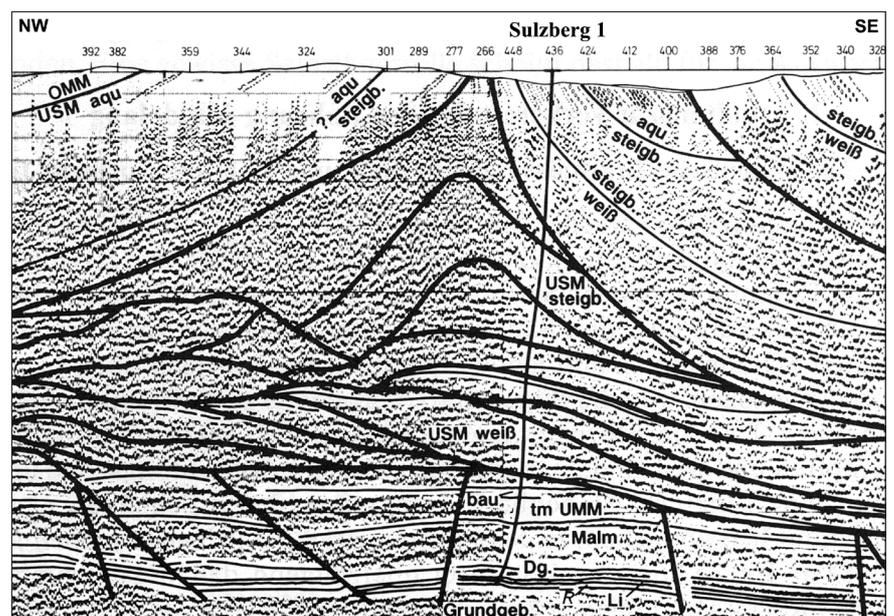


Abb. 93. Interpretation der Seismik nach Abteufen der Bohrung Sulzberg 1 als Dreieckszone. Nach VOLLMAYR & JÄGER (1995).

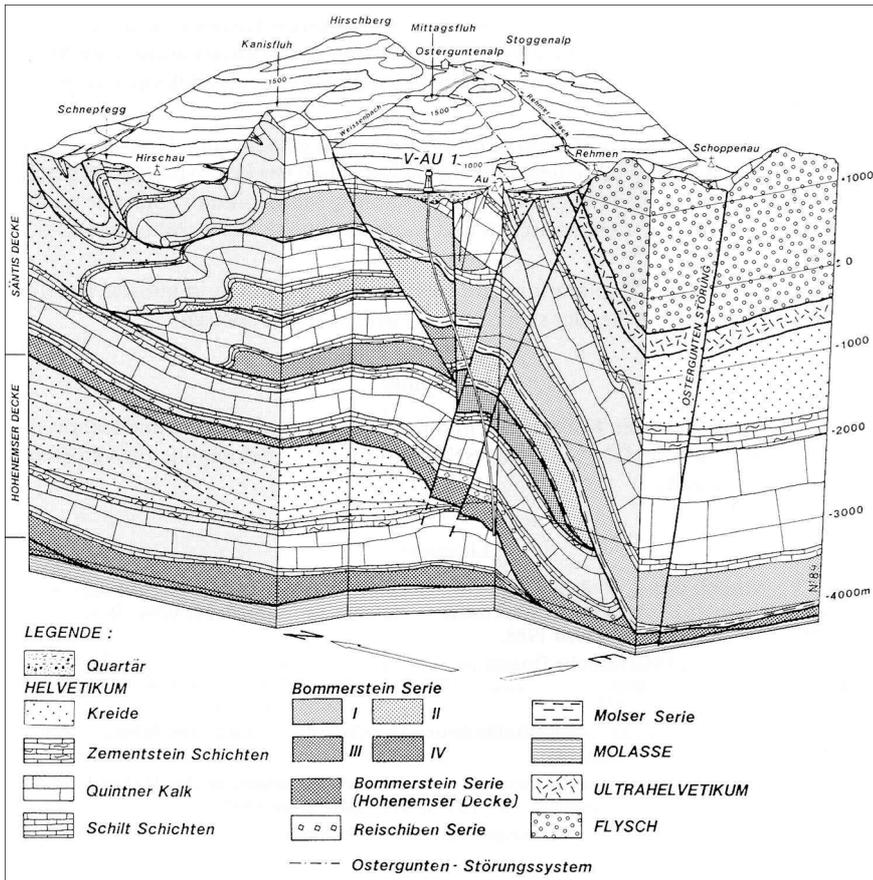


Abb. 94. Geologisches Blockbild und Schnitt durch die OMV-Bohrung Vorarlberg-Au 1. Blickrichtung nach Nordosten. nach COLINS, NIEDERBACHER & SAUER (1989).

kum und Tertiär) sind an solche Brüche gebunden.

Die allochthonen Einheiten (Faltenmolasse, Helvetikum, Flysch und Nördliche Kalkalpen) weisen Schuppen- und Faltenbau auf. Hier sind Antiklinalen, Monoklinalen und Dreieckszonen als potentielle Fallentypen zu nennen.

Die tonigen Formationen aller tektonischen Einheiten können als Deck-schicht wirken. Das Ultrahelvetikum als Gleithorizont zwischen Flyschzone und Helvetikum hat abdichtenden Charakter, ebenso die Arosazone als Reibungssteppich zwischen der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen.

Natürliche Kohlenwasserstoffanzeichen

Natürliche Kohlenwasserstoffanzeichen und -vorkommen an der Erdoberfläche sind im westlichen Österreich und in Bayern schon seit Menschengedenken bekannt. So wurden die Ölschiefer von Seefeld in Tirol und das St.-Quirinus-Öl am Tegernsee schon im Mittelalter verwendet. Auch aus Vorarlberg sind obertägige Kohlenwasserstoffanzeichen bekannt, die aber nie nutzbar gemacht wurden (BRIX & SCHULTZ, 1993):

Die Gasvorkommen in der quartären Füllung des Rheintales sind wohl überwiegend seicht gebildete biogene Gase:

- Gasaustritte an den „Salsen“ im Rheintal (bei Höchst, Fussach und Gaissau)
- Gasausbruch (Hörlimannsloch) im Bodensee 1831
- Gasausbrüche in seichten Brunnen/Bohrungen: Bei Dornbirn-Hatlerdorf brannte ein Brunnen von 1890 bis 1895, weitere seichte Gasausbrüche sind von Altstätten (1923 und 1937) und von Höchst (1925) beschrieben.

Die Kohlenwasserstoffvorkommen in präquartären Sedimenten entstammen entweder allochthonen oder subalpinen autochthonen Muttergesteinen:

- Beim Stollenvortrieb in Mergeln des Helvetikums kam es 1906 bei Klausberg im Bregenzer Wald zu einer Grubengasexplosion. 18 Arbeiter wurden zum Teil schwer verletzt. Der Brand dauerte mehrere Monate.
- Die Steinbrüche am Kumbenberg und bei Oberklien nahe Hohenems zeigen Ölaustritte an Klüften und Schichtflächen des Kieselkalkes (Helvetikum).
- Beim Bau des Lutzkraftwerkes trat 1967 Gas aus Flyschgesteinen aus.

Kohlenwasserstoffgeologie

Muttergesteine

Potentielle Muttergesteine im autochthonen Mesozoikum sind Muschelkalk (Untertrias), Opalinuston (Dogger) und vor allem der Quintner Kalk (Malm). In der autochthonen Molasse kommen vor allem der oligozäne Fische-schiefer (Schöneck-Formation) und der Helle Mergelkalk (Dynow-Formation) in Frage. Im Helvetikum kann der Quintner Kalk, die Bommerstein- und die Molser Serie Muttergesteineigenschaften aufweisen. Alle autochthonen Muttergesteine in Vorarlberg sind entweder im Bereich des Kondensat-/Gasfensters oder überreif. Allochthone Sedimente befinden sich sowohl im Öl- als auch im Gasfenster.

Speichergesteine

Sandsteine und Karbonatgesteine im autochthonen Mesozoikum (Lias und Keuper), in der Molasse, im Flysch (Pie-

senkopf-Formation) und im Helvetikum können Kohlenwasserstoffe speichern. Die Bohrung Sulzberg 1 wies autochthone jurassische und triassische Speichergesteine nach. Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen ist der Hauptdolomit ein potentielles Speichergestein. Der normalerweise dichte Quintner Kalk des Helvetikums kann sekundäre (durch Dolomitisierung) oder Klufporosität aufweisen. In der Faltenmolasse zeigen die oligozänen Bausteinschichten lokal gute Speichereigenschaften.

Fallen

Der kristalline Untergrund wurde im Zuge der alpidischen Kollision am Südrand abgesenkt und durch eine Vielzahl von Extensionsbrüchen in ein Schollenmosaik zerlegt. Dies trifft auch für das Autochthon Vorarlbergs zu. Die meisten bayerischen und oberösterreichischen Öl- und Gasfelder im Autochthon des Molassebeckens (Mesozoi-

Wasser

Peter STARCK

Die Hydrogeologie als Zweig der Geologie befasst sich mit dem Wasserhaushalt der Locker- und Festgesteine, also mit Grundwasser. Grundwasser ist somit alles Wasser, das die Gesteinshohlräume zusammenhängend erfüllt und sich im Untergrund bewegen kann.

Das unterirdische Wasser wird nochmals unterteilt in:

- Porengrundwasser, das sind sämtliche unterirdischen Wässer, welche die Poren von Schotter und Sanden erfüllen.
- Kluftwasser, das in Spalten und Klüften von Festgesteinen vorkommt und einen zusammenhängenden Bergwasserspiegel bildet.
- Als Drittes muss Karstwasser genannt werden, das insbesondere in wasserlöslichen Gesteinen wie Gips oder Kalk vorkommt und in Karsthohlräumen mit zum Teil hohen Geschwindigkeiten fließen kann und damit entsprechende Ergiebigkeiten mit starken Schwankungen aufweist.

Alle drei Arten des Grundwassers kommen in Vorarlberg aufgrund des Niederschlagsreichtums zwischen 1200 l/m² und Jahr (Raum Feldkirch) sowie 2300 l/m² und Jahr (z.B. Arlberg, Bödele, Gottesackerplateau) in ausreichender Menge vor.

Porengrundwasser

Die Porengrundwässer füllen die wasserdurchlässigen Schotter, Kiese und Sande der spät- bis nacheiszeitlichen Talfüllungen des Landes. Hier sind insbesondere die großen Grundwasservorkommen im Rheintal, dem Walgau und Montafon zu erwähnen. Diese drei Täler waren im Zuge der abschmelzenden eiszeitlichen Gletscher in der Späteiszeit mit Schmelzwasser gefüllt. Als stauende Barrieren gegen das Ausfließen dieser späteiszeitlichen Seen wirkten Gletscherreste und insbesondere das von den Gletschern mittransportierte und nach Abschmelzen abgelagerte Moränenmaterial. Allerdings sind die Grundwasser führenden Kiese und Sande in diesen Tälern, zumindest was gewinnbare Wassermengen betrifft, auf die Schwemmfächer der in die Seen mündenden Bäche und Flüsse begrenzt. Große Zwischenräume zwischen diesen Schwemmfächern wurden von stark wasserstauenden Feinkornablagerungen (Seetonen) ausgefüllt, die in den Ruhewassersäumen der Seen im Wasser schwebend weite Transportwege

mitmachen konnten. Die Kiese und Sande hingegen werden aufgrund der schlagartigen Abnahme der Transportkraft in der Mündung eines Flusses in einen See unmittelbar im Bereich der Mündung bis zum Seeuntergrund abgelagert und können große Mächtigkeiten erreichen. So sind die größten Grundwasservorkommen im Rheintal insbesondere in den Schwemmfächern der Ill, des Rheins (z.B. Koblach, Mäder, Lustenau, Höchst und Gaisau) den Schwemmfächern der Bregenzerach und darüber hinaus in den Schwemmfächern von Frutz, Dornbirner Ach und anderen in das Rheintal einmündenden Seitenbächen mit meist hervorragender Qualität zu finden.

Im Walgau und im Montafon haben insbesondere die Ill, die Litz, die Alfenz und die Lutz die großen Grundwasserträger geschaffen.

Es darf nicht unerwähnt bleiben, dass die drei Täler mit mächtigen Talfüllungen aufwarten können. Bohrungen im Rheintal haben gezeigt, dass der Festuntergrund zwischen 200 m Tiefe im Bereich des Ufers des Bodensees und 593 m Tiefe in Hohenems liegt. Seismische Untersuchungen durch die Montanuniversität Leoben zeigen auch im Raum Feldkirch Lockergesteinsmächtigkeiten des Rheintales von ca. 600 m.

Im Walgau hat in Talmitte bei Nüziders eine Bohrung mit 200 m Tiefe den Felsuntergrund nicht erreicht.

Auch im Bregenzerwald bildete sich während der Späteiszeit ein großer See, in den Grundwasser führende Lockergesteine eingefüllt wurden. So sind größere Grundwasservorkommen in den Kiesterrassen von Hittisau, Lingenau und Alberschwende vorhanden. Als wasserstauende Unterlagerung traten hier vor allem feinkornreiche Schwebablagerungen auf, die als Seeton abgelagert wurden. Bolgenach, Subersach und Bregenzerach waren hier die größten Lieferanten für die Grundwasser speichernden Lockergesteine. Aber auch in den Talauen des Bregenzerwaldes, als Beispiel sei hier nur die Talebene in Bezau angeführt, bewegen sich ergiebige Grundwasserströme.

Gespeist werden die Porengrundwässer einerseits von den Niederschlä-

gen, die direkt auf dem Grundwasserfeld versickern, andererseits durch Flusswasserinfiltration aus den die Grundwasserfelder durchziehenden Flüssen und Bächen. Es ist zu beachten, dass diese Fließgewässer nur während Hochwasserführung größere Mengen ihres Wassers an das Grundwasser abgeben können. Während Niederwasserführung sind die Bach- und Flussbetten meistens durch feinkornreiche Ablagerungen weitgehend abgedichtet. Erst bei erhöhter Wasserführung bzw. Hochwasser transportieren die Fließgewässer größere Mengen an Geröll mit, das das abgedichtete Bach- oder Flussbett verletzt und somit für Wasseraustritte in das Grundwasser sorgt.

Aufgrund bestimmter gelöster natürlicher Mineralvorkommen im Flusswasser kann häufig sehr leicht der Nachweis geführt werden, wie weit der Einfluss versickernden Flusswassers in das Grundwasser mit all seinen positiven oder auch negativen Folgen reicht. In Alfenz, Ill und Rhein bieten sich einerseits gelöster Gips und andererseits das Element Strontium besonders an. Der leicht lösliche Gips stammt aus einer Vielzahl von Gipslagerstätten in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Rätikon und Lech. Das eher selten vorkommende Element Strontium stammt aus einer Cölestinlagerstätte (Strontiumsulfat) in den Klostertaler Alpen, das in Alfenz, Ill und Rhein zu einem markanten aber für den Genuss des Trinkwassers vollkommen ungefährlichen Strontiumgehalt führt.

Kluftgrundwasser

Alle Festgesteine in den Alpen sind aufgrund starker mechanischer Beanspruchungen während der Gebirgsbildung mehr oder weniger stark zerklüftet. Sie besitzen haarfeine bis millimeterbreite Kluftsysteme, die je nach Zerklüftung zu zusammenhängenden Grundwasserkörpern im Berg führen können. Als besonders eindrucksvolles Beispiel sei hier die Südseite des Walserkammes zwischen Hochgerach und Kops angeführt, wo in einer ca. 1 km langen, 0,2 km breiten und 0,1 km tiefen Bergzerreißung, die hier im Kammbereich ein V-förmiges langes Tal in

Flyschgestein bildet, große Mengen an Schmelz- und Niederschlagswasser versickern. Aufgrund der starken Klüftung durch die Bergzerrißungsvorgänge werden im Felsuntergrund große Wassermengen bis in wasserstauende Bereiche knapp 1000 Höhenmeter tiefer geführt, wo die ergiebigen Montjola-Quellen den Ursprung des Schwarzbaches bilden.

Karstwasser

Aufgrund des Vorhandenseins großer Gebiete mit hochreinen Karbonatgesteinen des Ifen- und Gottesackergebietes sowie in den Nördlichen Kalkalpen im Rätikon besitzt das Land sehr ergiebige Karstquellen, die beispielsweise im Sainatal z.T. für die Trinkwasserversorgung genutzt werden und hier eine Gesamtschüttung von 330 l/sec aufweisen. Die größten Quellen

dieser Art, die so genannten Weissenbachquellen liegen im Gamperdonatal bei Kühbruck und besitzen eine Schüttung bis zu 1300 l/sec. Die Weissenbachquellen sind bis heute noch nicht genutzt.

Große Wassermengen spenden Karstquellen im Kleinen Walsertal am Fuß des großflächigen Schrattenkalkvorkommens am Hohen Ifen und auf dem Gottesackerplateau.

Für die Weissenbachquellen ist die muldenförmige Anlage des gesamten Rätikonstockes verantwortlich, der vorwiegend aus dem gebirgsbildenden Hauptdolomit aufgebaut und von Wasser stauenden tonigen Gesteinen der Partnachschiefer unterlagert wird. Aufgrund dieser muldenförmigen tektonischen Ausbildung des Rätikons sind auch hier noch, ähnlich wie in den Porengrundwässern der Tallagen, große

Trinkwasserreserven vorhanden. Gegenüber den Porengrundwässern der Tallagen, die meistens eine ausreichend schützende Deckschicht aus Humus und lehmigen wasserstauenden Schichten besitzen, können die Karstgrundwässer diesen Vorteil zur Sicherung der Wassergüte häufig nicht bieten. Schnell eindringendes und durchfließendes Wasser ist gegen Oberflächeneinflüsse nicht geschützt. Insbesondere muss vor touristischer Erschließung und intensiver landwirtschaftlicher Nutzung von Karstgebieten eindrücklichst gewarnt werden.

Abschließend darf angeführt werden, dass bei entsprechendem Grundwasserschutz das Land Vorarlberg aufgrund seines Wasserreichtumes ohne weitere ökologische Folgen in der Lage wäre, Gebiete mit Trinkwassermangel außerhalb Vorarlbergs zu versorgen.

Massenbewegungen und Georisiken

Heiner BERTLE

Alle Gebirge unterliegen dem Abtrag der Reliefunterschiede durch großflächige Sturz-, Gleit-, Kriech- und Fließbewegungen. Ursache des Abtrags und dieser Bewegungen sind die Schwerkraft, die Verwitterung und wechselnde Wasserstände. Die Art, das Ausmaß und die Geschwindigkeit der Bewegungen werden durch den Untergrundaufbau einschließlich der Gefügeorientierung, durch die Höhendifferenz und Steilheit der Geländeoberfläche und die Wassersituation bestimmt. Jede Landschaft verändert sich ständig und unaufhaltbar und nur die raschen Veränderungen werden von uns wahrgenommen.

Situation in Vorarlberg

Vorarlberg weist auf Grund seiner Westexponiertheit besonders hohe jährliche Niederschlagsmengen auf. Der Hauptvorfluter (Ausnahme Lech-Einzugsgebiet) Rhein bewirkt auf eine Horizontaldistanz von 60 km einen Höhenunterschied zwischen den Silvrettagipfeln und der Rheintalebene bzw. dem Bodensee von 2700 m. Dieser Höhenunterschied – das Reliefpotential – war bis zur rezenten Aufschotterung des Rheintales um 600 m höher, da die Felssohle im Rheintal bis über 300 m unter den Meeresspiegel von den eiszeitlichen Gletschern und dem Rhein ausgeschürft wurde.

Als Folge der Übersteilung der Talhänge – und begünstigt durch das damalige Fehlen der schützenden Pflanzendecke – waren unmittelbar nach dem Rückzug der eiszeitlichen Gletscher die Massenbewegungen am großflächigsten und besonders häufig. Sie lieferten das Geschiebe für die ra-

sche Auffüllung der Täler und den Aufbau der Mur- und Schwemmschuttfächer.

Von der Gesamtfläche Vorarlbergs von 2601 km² sind 65 km² bzw. 2,5 % durch großflächigere Massenbewegungen erfasst. Davon sind 24 km² bzw. knapp 1 % in derzeit aktiver und den Lebens- und Wirtschaftsraum bedrohender Bewegung.

Dem geologischen Untergrundaufbau und der regional größten Reliefdifferenz entsprechend konzentrieren sich die Massenbewegungen auf den südlichen Landesteil (Montafon, Klostertal, Südseite des Großen Walsertales; Silvrettakristallin, Kalkalpin, Rhenodanubischer Flysch) und auf den nordöstlichen Landesteil (Vorder Bregenzerwald; Molasse und glaziale Stausedimente).

Die das Relief ausgleichenden Massenbewegungen halten seit der Spät-eiszeit mit abnehmender Intensität an. Sie verlaufen nicht kontinuierlich, son-

dern einerseits in Abhängigkeit von den Niederschlägen und andererseits zyklisch in der Abfolge: Massenbewegung verursacht Freistellung der Ablöseflächen; diese unterliegen der Verwitterung, Verbandsentfestigung und dem Aufbau von Spannungen. Nach dem Überschreiten der Entfestigungsgrenze bzw. dem Überschreiten der Spannungsgrenze folgt eine neuerliche Entlastung durch Massenbewegungen.

Vorarlberg als besonders dicht besiedeltes und bis in die Hochgebirgsregionen erschlossenes und genutztes Bundesland ist durch die Georisiken überdurchschnittlich betroffen. Dies spiegelt sich in den hohen jährlichen Aufwendungen für Schutzbauten wider.

Exemplarisch werden einige Massenbewegungen mit besonders hohem Georisiko und/oder besonders landschaftsprägende Massenbewegungen als Exkursionsziele dargestellt.

Typologie der Massenbewegungen

Massenbewegungen sind einerseits prägendes Landschaftselement und andererseits Gefährdung des Lebens- und Wirtschaftsraumes des Menschen.

Mit der Ausdehnung und Verdichtung der Siedlungsräume in die inneren Alpentäler und auf die höheren Talflanken und mit der zunehmenden Beanspruchung der Naturräume für die Infrastruktur (Bahnlinien, Straßen, Wege, Leitungen usw.) und die Freizeitnutzung durch wachsende Personenzahlen und mit drastisch ansteigenden Investitionen steigt das durch die Massenbewegungen verursachte (Geo-)Risiko als Produkt von Gefahr (Masse, Geschwindigkeit, Sturzhöhe, Aufenthaltsdauer im Gefährdungsbereich) und Wert der gefährdeten Güter.

Nach der Bewegungsart und -geschwindigkeit werden die Massenbewegungen wie folgt unterschieden, wobei Übergänge und Mischformen häufig sind:

Gleitungen

Bewegungen auf definierten, ebenen oder gekrümmten, bereits vorhandenen (Schicht-, Schieferungs-, Kluft-) oder neu gebildeten Flächen mit unterschiedlicher Geschwindigkeit sowohl im Lockergestein als auch im Festgestein mit Massen von wenigen bis vielen Mio. m³.

Sackungen

Bewegungen ohne definierte Gleitfläche, diskret verteilt über den Massen-

querschnitt auf vielen bereits vorhandenen (Schicht-, Schieferungs-, Kluft-) oder neu gebildeten Flächen mit geringer kriechender Geschwindigkeit sowohl im Lockergestein als auch im Festgestein mit Massen von einigen 10er m³ bis vielen Mio. m³.

Auswirkungen bzw. Teilaspekte großer Sackungsmassen, z.B. von Bergflanken, sind im obersten Massenbereich „Bergzerreißen“ (Abb. 95), „Doppelgratbildung“, „Nackentälchen“, im unteren Massenbereich „Talzuschub“.

Steinschlag – Felssturz – Bergsturz

Stürzende, rollende und trocken fließende Bewegung von Kluftkörpern und

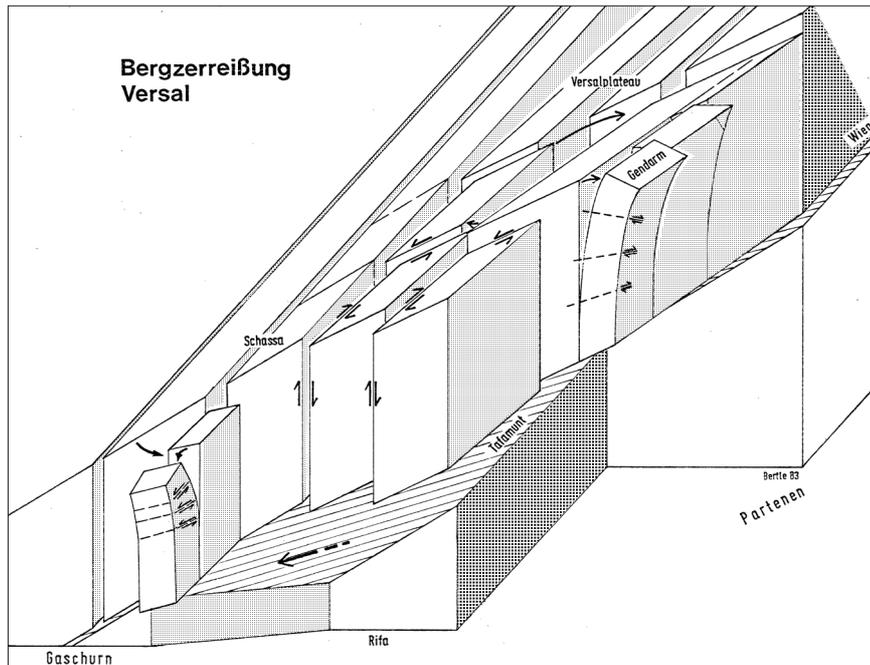


Abb. 95.
Blockbild der Bergzerreißung Tafamunt – Versal (Montafon).
©Heiner BERTLE (1993).

Fels- sowie Lockermassen mit großer Geschwindigkeit unter wesentlicher Beteiligung des freien Falls mit Massen bis 10 m^3 (Steinschlag), bis $10\,000 \text{ m}^3$ (Felssturz) und über $10\,000 \text{ m}^3$ (Bergsturz).

Muren Abschwemmungen

Bewegungen unter wesentlicher Beteiligung von Wasser in einer Suspension (Mure) oder rollend als Geschiebe (Abschwemmung, Geschiebedrift) mit Korngrößen vom Tonkorn bis zu Riesenblöcken mit mehr als 100 m^3 .

Erdfälle Setzungen

Überwiegend vertikale Bewegungen unterschiedlicher Geschwindigkeit in natürliche oder technisch geschaffene Hohlräume oder durch Verdichtung von entwässerten, enteisten oder ausgespülten Poren Hohlräumen.

Geologie informativ

Zahlreiche Naturdenkmale und Geotope bringen dem interessierten Naturliebhaber die Vielfalt der Geologie Vorarlbergs näher. Über die gesetzlichen Grundlagen zum Schutz dieser Erscheinungen informiert J.G. FRIEBE im Kapitel „Geologische Naturdenkmale, Höhlen und Geotope“.

Mehrere Museen laden in Vorarlberg dazu ein, sich mit erdwissenschaftlichen Objekten und Phänomenen auseinander zu setzen; die drei wichtigsten stellt J.G. FRIEBE kurz vor.

Landschaftliche Schönheit und geologischer Reichtum, von den uralten Gesteinen des Silvrettakristallins bis zu den Spuren der letzten Eiszeit, regen zu zahlreichen Exkursionen an, die von H. BERTLE, R.J. BERTLE, L.W.S. DE GRAAFF, J.G. FRIEBE, R. OBERHAUSER, H. ORTNER & H. SEJMONTBERGEN vorgeschlagen und beschrieben werden.

An einer interdisziplinären Schnittstelle zwischen Botanik, Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung beschäftigt sich I. DRAXLER mit den zahlreichen Mooren Vorarlbergs.

Ein geographisches Register soll vor allem den erdwissenschaftlich Interessierten des Landes die Möglichkeit bieten, gezielt Informationen über eine bestimmte Lokalität zu finden, sofern sie in diesem Buch Erwähnung findet.

Ein umfangreiches Verzeichnis von Publikationen und geowissenschaftlichen Karten zu Vorarlberger Themen rundet die Darstellung ab.

Geologische Naturdenkmale Höhlen und Geotope

J. Georg FRIEBE

Naturschutz wird in Österreich von den jeweiligen Bundesländern in Form verschiedener, einander ziemlich ähnlicher Naturschutzgesetze geregelt. Behörde erster Instanz ist die jeweilige Bezirkshauptmannschaft. Für Vorarlberg gilt das „Gesetz über Naturschutz und Landschaftsentwicklung“ [LGBl.Nr. 22/1997]. Mit dem Inkrafttreten dieses Gesetzes trat auch das Naturhöhlengesetz von 1928, soweit es als Landesgesetz gültig war, außer Kraft.

Der gesetzliche Schutz

Für den Schutz erdwissenschaftlicher Besonderheiten kommt in erster Linie die Ausweisung als Naturdenkmal in Frage. Naturdenkmale sind als Einzelschöpfungen der Natur definiert:

§ 28 (1) *Einzelschöpfungen und andere, wenn auch vom Menschen gestaltete, kleinräumige Erscheinungsformen der Natur, die wegen ihrer Eigenart, Schönheit, Seltenheit, wegen ihres besonderen Gepräges, das sie der Landschaft verleihen, oder wegen ihrer besonderen wissenschaftlichen oder kulturellen Bedeutung erhaltungswürdig sind, können durch Verordnung der Bezirkshauptmannschaft zu Naturdenkmalen erklärt werden. Soweit die Umgebung eines Naturdenkmales für dessen Erscheinungsbild oder dessen Erhaltung mitbestimmende Bedeutung hat, kann diese in den Naturdenkmalschutz einbezogen werden.*

§ 28 (2) *Die Veränderung oder Zerstörung von Naturdenkmalen bedarf einer Bewilligung der Bezirkshauptmannschaft. Die Bewilligungspflicht gilt nicht für Maßnahmen, die im Einvernehmen mit dem fachlich in Betracht kommenden Amtssachverständigen zur Abwehr einer drohenden Gefahr für das Naturdenkmal vorgenommen werden.*

Daneben kann aber auch die Gemeindevertretung nach Anhörung der Landesregierung durch Verordnung Schutzbestimmungen für genau abgegrenzte Gebiete erlassen, wenn ein besonderer Schutz der Natur oder einzelner ihrer Teile sowie der Landschaft in diesen Gebieten aufgrund ihrer Bedeutung im öffentlichen Interesse liegt (§ 29). Im Gegensatz zu Naturschutzgebieten kommt diesen Schutzgebieten jedoch nur örtliche Bedeutung zu.

Ein größeres Gebiet kann durch Verordnung der Vorarlberger Landesregierung als Naturschutzgebiet ausgewiesen werden, u.a. auch wenn es

§ 26 (1) d) *seltene oder wissenschaftlich interessante Mineralien oder Fossilien enthält.*

In diesem Fall kann auch das Sammeln von Mineralien und Fossilien reglementiert werden:

§ 26 (3) *In einer Verordnung gemäß Abs. 1 kann insbesondere auch festgelegt werden, dass bestimmte Maßnahmen, die eine Gefährdung der Natur oder der Landschaft des betreffenden Gebietes oder einzelner ihrer Teile darstellen können, einer Bewilligung bedürfen oder können bestimmte Maßnahmen gänzlich untersagt werden.*

Ansonsten ist das Sammeln von Mineralien und Fossilien erlaubt, solange das Arbeitsgerät auf Hammer und Meißel beschränkt bleibt:

§ 15 (3) *Seltene Mineralien und Fossilien dürfen nicht mutwillig zerstört oder be-*

schädigt werden. Das Sammeln von Mineralien und Fossilien unter Verwendung maschineller Einrichtungen, Sprengmittel oder sonstiger chemischer Hilfsmittel ist verboten. Strengere Bestimmungen für Schutzgebiete, Biosphärenparks, Naturdenkmale oder Höhlen gemäß §§ 26 bis 30 bleiben unberührt.

Dabei sind gewisse Meldepflichten zu beachten:

§ 17 (1) *Mineralien- und Fossilienfunde, die aufgrund ihres Ausmaßes, ihrer Seltenheit, ihrer Zusammensetzung oder sonstiger Fundumstände von besonderer wissenschaftlicher Bedeutung sind, sind vom Finder, soweit ihm dies erkennbar war, der Vorarlberger Naturschau unverzüglich anzuzeigen. Dies gilt auch hinsichtlich sonstiger naturkundlich bedeutender Gegenstände.*



Abb. 96. Sintervorhang im Quelltuffhang Lingenau, der durch einen Lehrpfad erschlossen ist. Foto: Peter BANAS.

§ 17 (2) *Vor der Weitergabe von Mineralien- oder Fossilienfunden im Sinne des Abs. 1 oder Teilen davon an Dritte hat der Finder diese der Vorarlberger Naturschau oder der Gemeinde, in der der Gegenstand gefunden wurde, zum allfälligen Erwerb anzubieten. Die Behörde hat die erforderlichen Verfügungen zu treffen, damit diese Gegenstände geborgen werden können. Dabei ist auf die Interessen des Grundeigentümers sowie der Inhaber von Bewilligungen nach diesem Gesetz in angemessener Weise Rücksicht zu nehmen.*

An die Stelle der Vorarlberger Naturschau ist am 20. Juni 2003 die inatura – Erlebnis Naturschau Dornbirn als naturwissenschaftliches Landesmuseum getreten.

Höhlen waren bereits im Naturhöhlengesetz besonders geschützt. Heute regelt das Vorarlberger Naturschutzgesetz das Befahren und Erforschen von Höhlen:

§ 30 (1) *Jede Veränderung an einer Höhle, welche die Eigenart, das besondere Gepräge, die geschichtliche oder die naturwissenschaftliche Bedeutung der Höhle beeinflussen kann, bedarf einer Bewilligung.*

(2) *Das Aufsammeln von Höhleninhalt sowie die Durchführung von Grabungen im Höhleninhalt nach Einschlüssen jeder Art dürfen in Höhlen oder Karsterscheinungen nur mit Bewilligung vorgenommen werden.*

(3) *Werden bisher unbekannte Höhlen oder bisher unbekannte Teile von Höhlen entdeckt oder aufgeschlossen, hat der Entdecker oder der Grundeigentümer, wenn dieser Kenntnis erlangt, unverzüglich unter genauer Angabe des Höhleneingangs Anzeige von der Entdeckung oder dem Aufschluss an die Bezirkshauptmannschaft zu erstatten. Diese hat zur Beurteilung der Bedeutung der Höhle eine geeignete, wissenschaftlich einschlägig ausgewiesene Person zu informieren.*

(4) *Die Bezirkshauptmannschaft hat für Höhlen, deren Erhaltung als Naturdenkmale wegen ihrer Eigenart, ihres besonderen Gepräges oder ihrer wissenschaftlichen Bedeutung im öffentlichen Interesse gelegen ist, durch Verordnung Bestimmungen über Erforschungen und Befahrungen oder den allgemeinen Besuch zu erlassen. Es kann auch festgelegt werden, dass ein Betreten der Höhle nur in Begleitung eines Höhlenführers (Abs. 5) zulässig ist.*

(5) *Erwerbsmäßige Führungen in Höhlen dürfen nur durch einen fachkundigen Höhlenführer erfolgen.*

Die Höhlen und Karstobjekte Vorarlbergs sind im Höhlenkataster erfasst, der vom Karst- und höhlenkundlichen

Ausschuss des Vorarlberger Landesmuseumsvereins 1857 – Freunde der Landeskunde geführt wird. Derzeit verzeichnet der Kataster ca. 600 Objekte (ELSENHORN, 2000; BÜCHEL, 2004).

Die Durchführung von (nicht nur geologischen) Exkursionen ist in Vorarlberg durch das „Gesetz über das Bergführerwesen (Bergführergesetz)“ [LGBl.Nr. 54/2002] geregelt. Demnach dürfen Exkursionen nur von geprüften Wander- bzw. Bergführern geführt werden. Im Gegensatz zum Bergführer darf der Wanderführer bei Bergwanderungen nur auf markierten Wegen führen. Ausnahmen sind in engen Grenzen zulässig – und auch das nur, wenn (für Punkte e bis h) eine Haftpflichtversicherung vorliegt:

§1 (2) *Dieses Gesetz gilt nicht für*

a) *das Führen, Begleiten und Unterrichten, wie es gelegentlich üblicherweise ohne jede Art von Entgelt im Familien- und Freundeskreis erfolgt,*

[...]

c) *das Führen, Begleiten und Unterrichten von Schulen durch fachlich befähigte Lehrkräfte und das Führen, Begleiten und Unterrichten im Rahmen der Fortbildung von Lehrern,*

[...]

e) *das Führen, Begleiten und Unterrichten durch fachlich befähigte Personen im Rahmen gemeinnütziger Jugendorganisationen für ihre Mitglieder bis zum vollendeten 25. Lebensjahr, wenn das Entgelt die Auslagen nicht übersteigt,*

f) *das Führen, Begleiten und Unterrichten von Mitgliedern gemeinnütziger alpiner Vereine durch andere Mitglieder des Vereins, die fachlich befähigt sind, im Rahmen seiner satzungsmäßigen Tätigkeit, wenn das Entgelt die Auslagen nicht übersteigt,*

g) *das Führen, Begleiten und Unterrichten in und auf dem Weg zu Höhlen durch befugte Höhlenführer,*

h) *das Führen, Begleiten und Unterrichten im Rahmen naturkundlicher oder -wissenschaftlicher Einrichtungen, wenn es dem Zweck der Einrichtung entspricht und das Entgelt die Auslagen nicht übersteigt.*

Geotope in Vorarlberg

Aus geologischer Sicht ist der seit einigen Jahren in den Erdwissenschaften fix etablierte Begriff des „Geotops“ klar definiert (LOOK et al., 1996):

„Geotope sind erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde oder des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien sowie einzelne Natur-

schöpfungen und natürliche Landschaftsteile.

Schutzwürdig sind diejenigen Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Für Wissenschaft, Forschung und Lehre sowie für Natur- und Heimatkunde sind sie Dokumente von besonderem Wert. Sie können insbesondere dann, wenn sie gefährdet sind und vergleichbare Geotope nicht zur Verfügung stehen, eines rechtlichen Schutzes bedürfen.“

Geotope sind somit das erdwissenschaftliche Gegenüber der „Biotope“, die POTT (1996) wie folgt definiert:

„Lebensraum einer Lebensgemeinschaft (Biozönose im Sinne einer regelmäßig wiederkehrenden Lebensgemeinschaft) von bestimmter Mindestgröße und einheitlicher, gegen die Umgebung abgrenzbarer Beschaffenheit.“

Diese Definitionen legen nahe, dass sich Biotope und Geotope gegenseitig ausschließen – eine entweder-oder-Situation, die in der Natur jedoch nie gegeben ist. Um die Wechselwirkungen und Vernetzungen zwischen Geo- und Biosphäre in den Vordergrund zu rücken, wurden von HOFMANN (1999) zwei neue Begriffe vorgeschlagen.

Viele Biotope verdanken ihre Entstehung speziellen geologischen oder geomorphologischen Gegebenheiten. Ton als Wasserstauer an der Sohle von Kiesgruben bewirkt, dass ein kleiner Tümpel entsteht, der in rascher Folge von Amphibien und auch von Fischen besiedelt werden kann. Und steile Felswände sind Lebensraum von Uhu und anderen seltenen Vögeln. Derartige Lebensräume werden nun als „Geobiotope“ bezeichnet:

„Geobiotope sind Biotope, die auch die Charakteristika von Geotopen aufweisen. Sie entstehen aus künstlichen oder natürlichen Geotopen, die die Grundlage für die Entstehung von Biotopen bilden. In charakteristischer Weise sind bei Geobiotopen die Charakteristika der belebten und der unbelebten Natur und insbesondere deren Wechselwirkungen vorhanden.“

Umgekehrt wurde in Analogie zum „Geobiotop“ der Begriff „Biogeotop“ eingeführt (HOFMANN, 1999):

„Biogeotope sind Geotope, die ehemals in geologischer Vorzeit Biotope waren. Biogeotope sind also alle organogen entstandenen Sedimentgesteine. Nicht nur die aus den Schalen von Tieren gebildeten Kalke sind hier anzuführen, sondern auch Sand- und Tonsteine, die bedeutende Fossilfunde liefern.“

Natürlich können Biogeotope wiederum Geobiotope beherbergen: Ein fossiles Korallenriff ist mit Recht als Biogeotop zu bezeichnen. Befindet sich in diesem Rifffalk eine Karsthöhle, so ist dies ein klassisches Geotop. Die Höhle kann ihrerseits als Winterquartier für seltene Fledermäuse dienen und wird damit zum Geobiotop. Diese vordergründige „babylonische Sprachverwirrung“ ist nichts anderes als der Ausdruck der engen Wechselwirkungen zwischen belebter und unbelebter Natur. Beide lassen sich nicht trennen und müssen als sensibles, hochkomplexes, ganzheitliches System gesehen werden.

Im allgemeinen Sprachgebrauch der Geologen haben sich jedoch folgende Kriterien für die Definition von Geotopen eingebürgert:

- Alle Naturdenkmale
- Alle Exkursionspunkte, d.h. alle wissenschaftlich bedeutenden Auf-

schlüsse, die es wert zu sein scheinen, einem größeren (Fach)publikum gezeigt zu werden

Dies grenzt die ursprünglich Definition von LOOK et al. (1996) auf jene meist punktförmigen Aufschlüsse ein,

„... die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde oder des Lebens vermitteln.“

Derartige Punkte sind auf alle Fälle schützens- und erhaltenswert, zumal es sich in vielen Fällen um einmalige, unwiederbringliche Aufschlüsse handelt.

Es gibt jedoch eine andere Sichtweise, die meist von Geomorphologen bevorzugt wird. In der Biologie kann unsere gesamte Landschaft als ein Fleckwerk von aneinander grenzenden Biotopen aufgefasst werden. Erst wenn man das Augenmerk auf bestimmte Eigenschaften eingrenzt (z.B. Feuchtbiotope), entsteht der irreführende Eindruck von isolierten Biotopen, die durch

(vermeintliche) „Nicht-Biotope“ voneinander getrennt sind. Analog dazu – und keinesfalls im Widerspruch zur Definition von LOOK et al. (1996) – kann unsere Landschaft als eine Gesamtheit von Geotopen aufgefasst werden, die sich in ihrer geomorphologischen Ausprägung unterscheiden (z.B. Schuttfächer, Rutschhänge etc.).

Aufgabe der Geomorphologen ist es nun, diese morphologischen und genetischen Einheiten gegeneinander abzugrenzen. Im zweiten Schritt werden diejenigen Landschaftsteile, denen eine Schlüsselstellung für die Rekonstruktion und Interpretation der Landformung zukommt, definiert und als schützenswerte Geotope ausgewiesen. Auf Basis dieser Arbeitsweise entsteht derzeit für Vorarlberg ein (geomorphologisches) Geotopinventar, das ebenfalls als Entscheidungsgrundlage in die Raumplanung einfließen soll (Bos et al., 2005).

Geologie museal

J. Georg FRIEBE

Mehrere Museen laden in Vorarlberg dazu ein, sich mit den erdwissenschaftlichen Objekten und Phänomenen zu beschäftigen.

Die inatura – Erlebnis Naturschau Dornbirn ist als naturwissenschaftliches Landesmuseum die zentrale Dokumentationsstelle für die Natur Vorarlbergs. Die erdwissenschaftlichen Sammlungen gehen zurück auf Siegfried FUSSENEGGER, der in den 1920er- und 1930er-Jahren in Zusammenarbeit mit Fachwissenschaftlern wie Arnold HEIM oder Ernst BAUMBERGER in ganz Vorarlberg nach Fossilien suchte. Gleichzeitig mit der Übernahme seiner Sammlungen in den öffentlichen Besitz wurden Ende der 1950er-Jahre die naturwissenschaftlichen Belege des Vorarlberger Landesmuseums nach Dornbirn überstellt. Belegmaterial zu Dissertationen sowie Neuaufsammlungen ergänzen die wissenschaftliche Sammlung. In der Ausstellung gibt die „Fussenegger-Galerie“ einen Überblick über die interessantesten Fossilfunde Vorarlbergs. Im „Lebensraum Gebirge“ werden die schönsten Mineralien des Landes präsentiert.

Das Museum Rhein-Schauen in Lustenau widmet sich einem angewandten Aspekt der Geologie: dem Flussbau und seinen Auswirkungen auf das Rheindelta im Bodensee. Die 100-jährige Geschichte der internationalen Rheinregulierung kann nicht ohne Geo-

logie dargestellt werden – seien es Sedimentationsprozesse im Flussbett und im Delta, sei es der Geschieberückhalt im Hinterland. Fahrten mit der Feldbahn (z.T. Dampfbetrieb) ins Naturschutzgebiet Rheindelta oder nach Koblach in den Steinbruch ergänzen das Angebot.

Dem mittelalterlich-frühneuzeitliche Bergbau im Silbertal, der für einige Jahrhunderte ein bedeutender Wirtschaftszweig des Montafons gewesen ist, ist das Bergbaumuseum im Ge-



Abb. 97.
Diese in der inatura ausgestellte Calcit-Kristall-Gruppe wurde beim Bau des Autobahndurchstichs Uedelberg bei Götzis gefunden.
Foto: J. Georg FRIEBE.

meindeamt Silbertal gewidmet. Es zeigt anhand von Dokumenten, Zeichnungen und Schaustücken die Geschichte des Bergbaus vom Abbau über den Transport bis zur Verhüttung. Erze und Sekundärminerale werden in repräsentativen Proben vorgestellt.

inatura Erlebnis Naturschau Dornbirn

Jahngasse 9
A 6850 Dornbirn
Tel. +43 (0)5572 / 23235
E-mail: inatura@dornbirn.at
Web: <http://inatura.at/>

Museum Rhein-Schauen

Höchsterstraße 4
A 6893 Lustenau
Tel. +43 (0)5577 / 82395-8
E-Mail: verein@rheinschauen.at
Web: <http://www.rheinschauen.at/>

Bergbaumuseum Silbertal

Gemeindeamt
A 6780 Silbertal
Tel: +43 (0)5556 / 74112
E-Mail: museen@montafon.at
Web: <http://www.montafon.at/museen>

Exkursionen

Heiner BERTLE, Rufus J. BERTLE, Leo W.S. DE GRAAFF

J. Georg FRIEBE, Rudolf OBERHAUSER, Hugo ORTNER, Harry SEJMONSBERGEN

Mit seiner vielfältigen Geologie bietet Vorarlberg zahlreiche Exkursionsmöglichkeiten. Nach geographischen Gesichtspunkten geordnet, finden sich zahlreiche Vorschläge für Wanderungen mit erdwissenschaftlichem Hintergrund oder für Besuche von interessanten Aufschlüssen.

Das Rheintal und seine Randbereiche

Fußbach – Hard: Rheinvorstreckung

J. Georg FRIEBE

- Lage**
 Zufahrt von Bregenz in Richtung Schweiz. Unmittelbar westlich der Rheinbrücke nach N abbiegen. Parkmöglichkeit beim FKK-Gelände (ÖK Bl. 82; GK28: -50100/261900). Fußmarsch am Damm ca. 1 h. Bitte die Richtlinien für das Naturschutzgebiet Rheindelta beachten (Informationen zum Schutzgebiet im Rheindeltahaus).
 Alternative: Vom Museum Rheinschauen in Lustenau Fahrt mit der Werkbahn der Internationalen Rheinregulierung. Kontakt: IRR – Werkhof Lustenau, Höchststraße 4, A 6890 Lustenau.
- Kurzcharakteristik**
 Sedimentationssteuerung an Europa's größtem Binnendelta.
- Beschreibung**
 Bis Ende des 19. Jahrhunderts waren Rheinüberschwemmungen und Dammbürche nichts Außergewöhnliches. Daher wurde infolge der immer stärker werdenden Besiedelung ein besserer Hochwasserschutz gefordert. Nach ersten Untersuchungen ab 1792 wurde von österreichischer Seite 1826 ein Entwurf für die Regulierung des Rheinlaufes von der liechtensteinischen Grenze bis zum Bodensee unterbreitet. Dieser Vorschlag wurde nach Schwierigkeiten aus der Schweiz und Wien nicht weiter verfolgt. Weitere Konzepte und Varianten sollten folgen. Nach langen und zähen Verhandlungen führten erst die schweren Überschwemmungen am 11.9.1888 und 30.8.1890 endlich am 30.12.1892 zum Abschluss eines Staatsvertrages zwischen Österreich und der Schweiz betreffend folgende Maßnahmen:
 - Herstellung des Fußbacher und Diepoldsauer Durchstiches. Die damit



Abb. 98.
Entladen eines Kiesschiffes am linken Rheindamm.
Foto: J. Georg FRIEBE.

verbundene Rheinlaufverkürzung von ca. 10 Kilometern sollte weitere Geschiebeablagerungen vermeiden. Der Querschnitt wurde als Doppeltrapezprofil mit einem 110 Meter breiten Mittelgerinne und 75 Meter breiten Vorländern (Gesamtbreite 260 Meter) ausgebildet.

- Normalisierung der übrigen Strecken bis zur Illmündung.
- Ergänzung der Binnengewässerkorrektur auf Kosten der Vertragsstaaten.
- Um die Zufuhr von Geschiebe aus den Einzugsgebieten zu verringern, sollten die Wildbäche und andere Zuflüsse auf Kosten der Vertragsstaaten verbaut werden.

Durch diesen Staatsvertrag wurde die Internationale Rheinregulierung ins Leben gerufen.

Der Rhein fand also im Fußbacher Durchstich einen neuen Weg in den Bodensee. Die Sand- und Schwebstoffablagerungen an der künstlichen Mündung wurden zunächst als marginal angesehen: Dieses Problem sollte sich von selbst lösen. Doch die starke Verlandung der Harder und



Abb. 99.
Strömungsrippel im Überflutungsgebiet des Rheinvorlandes.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Fußacher Bucht erforderte bald Gegenmaßnahmen. 1924 wurde – neben anderen Maßnahmen – die Vorstreckung der Regulierungsbauwerke auf dem Schuttkegel im Bodensee vereinbart.

Heute lagert der Rhein jährlich ca. 2,5 Millionen Kubikmeter Sand und Schluff und ca. 50 000 Kubikmeter Geschiebe im Mündungsbereich ab. Um einer Abschnürung der Bregenzer Bucht vorzubeugen, wird speziell das Feinmaterial durch Dämme weit in den See in tieferes Wasser geleitet, während das Grobkorn durch Baggerungen entnommen wird.

Im Zuge des Baufortschrittes zeigte sich, dass eine weitere Vorstreckung des rechten Hochwasserdammes wegen der zu großen Schütthöhen unwirtschaftlich war. Mit einer Trassenänderung konnte 1979 unter Beibehaltung des Endpunktes der Vorstreckung und dem Einbau zweier Gegenkurven eine befriedigende Lösung gefunden werden. Ein ökologischer Begleitplan sieht die kontrollierte Bildung von Sandinseln an „Soll-überschwemmungsstellen“ vor. Diese Arbeiten dauern bis heute an.

- **Literatur**

BERGMEISTER & OBERHAUSER (1993).

Bregenz: Wanderweg Pfänder – Fluh – Gebhardsberg

J. Georg FRIEBE

- **Lage**

Parkplätze für Autos und Busse gibt es in Bregenz im direkten Umfeld der Talstation der Pfänder-Seilbahn (ÖK Bl. 82; GK28: –43700/263075). Die Seilbahn führt auf den Pfändergipfel (GK28: –41700/263175) mit herrlicher Aussicht über Bodensee und Rheindelta.

Vom Gipfel führt ein markierter Wanderweg nach Bregenz-Fluh. Die Aufschlüsse liegen direkt am Weg. Dauer ca. 2 bis 2,5 Stunden. Exkursionsteilnehmer können vom Autobus in Bregenz-Fluh abgeholt werden oder den Känzeleweg in Richtung Gebhardsberg gehen.

- **Kurzcharakteristik**

Tone und Konglomerate („Nagelfluh“) der Oberen Süßwassermolasse, Konglomerate der Oberen Meeresmolasse. Vom Pfändergipfel schöner Ausblick über Bodensee und Rheindelta.

- **Beschreibung**

Die Hauptmasse des Pfänders und seiner NW-Abhänge besteht aus bis zu 700 m mächtigen Wechselfolgen

von Konglomeraten („Nagelfluh“) der Oberen Süßwassermolasse (OSM; Badenium und Sarmatium). Konglomeratbänke stehen im unmittelbaren Gipfelbereich an. Plastische Tone im Weganschnitt südlich der Pfänderdohle zeigen einen hohen Anteil an quellbaren Tonmineralen (Montmorillonit und Illit-Montmorillonit-Wechselagerungsminerale). In einem Hohlweg am Hennebühel stehen als tiefere Lagen der OSM Sandsteine und Konglomerate an. Es überwiegen Flyschgerölle mit guter Rundung und Sortierung. Die Konglomerate zeigen keine augenfälligen Unterschiede zu denen des Gipfelbereichs bzw. zur unterlagernden Oberen Meeresmolasse (OMM). Kurz danach wird unbemerkt die Grenze zwischen OSM und OMM überschritten. Auf der Fluh wurden bei Bauarbeiten Äquivalente des Kohleflözes vom Wirtatobel angetroffen. Der Weg von der Fluh zum Gebhardsberg führt im Wesentlichen über die hangende Schichtfläche der 40 bis 60m mächtigen Kanzelfels-Nagelfluh.

- **Interpretation**

An der Wende Karpatium/Badenium kommt es zu einer Auffüllung des OMM-Meeres. Die Verbindungen zu den Weltmeeren werden erneut unterbrochen. Gleichzeitig nimmt die Geröllzufuhr aus den Alpen ab. Zunächst dominieren Glimmersande aus dem Osten. Darüber zeichnen sich dann bald wieder Schüttungen aus dem Alpenkörper ab. Die aus der Flyschrandkette kommende so genannte Bodenseeschüttung und auch die Hochgratschüttung werden aktiv. Die mächtigen Konglomeratlagen des Pfänders zeigen eine zunehmende Tendenz der Geröllschüttungen, die die endgültige Verlandung der nördlichen Alpenvortiefe eingeleitet haben.

Montmorillonit ist vielfach ein Produkt von umgewandelten vulkanischen Aschen. Ein gut nachweisbarer Bentonit-Horizont mit mehr als 80 % aus Montmorillonit (Grenzbereich Badenium/Sarmatium) in der Schweiz und im süddeutschen Raum wird dem Hegau-Vulkanismus zugeschrieben. Demgegenüber enthalten die Proben am Pfänder nicht über 30 % Montmorillonit. Vulkanische Glaspartikel konnten nicht nachgewiesen werden. Mit einem (vermuteten) unterbadensischen Alter sind sie älter als die vulkanische Aktivität am Westende des Bodensees. Da ein vulkanischer Einfluss nicht nachgewiesen werden kann, ist eine Entstehung als Verwitterungsprodukte aus den Schichtsilikaten von Kristallingesteinen oder Tonschiefern zu bevorzugen. Die quellfähigen Tonminerale führten

beim Ausbruch des Pfändertunnels zu Sohlhebungen, die einen Nachausbruch notwendig machten.

- **Literatur**

CZURDA (1977, 1993); CZURDA & GINTHER (1983).

Bregenz: Gebhardsberg

J. Georg FRIEBE

- **Lage**

Von Bregenz-Zentrum Richtung Dornbirn – Abzweigung Kennelbach/Langen – Landesbibliothek – Gebhardsberg. Großer Parkplatz beim Restaurant Gebhardsberg (ÖK Bl. 82; GK28: –44050/261450). Die Aufschlüsse befinden sich direkt beim Parkplatz, am Wanderweg Richtung Kanzelfels und am geologischen Lehrpfad.

- **Kurzcharakteristik**

Nagelfluh der Oberen Meeresmolasse, teilweise mit Austern; Foresets eines Gilbert-Deltas.

- **Beschreibung**

Hangend der Kanzelfels-Nagelfluh folgt über einer geringmächtigen Sandstein- und Mergel-Serie die morphologisch tiefer liegende, bis zu 30 m mächtige Gebhardsberg-Nagelfluh. Sie besteht vorwiegend aus Flyschgeröllen und zeigt eine ausgeprägte, großdimensionale Schrägschichtung, die besonders gut vom Talgrund bei Wolfurt sichtbar ist. Typisch und seit langem bekannt sind Anreicherungen von *Crassostrea gry-*



Abb. 100.

Austernaufwuchs an der Schichtoberfläche der Kanzelfels-Nagelfluh.

Foto: J. Georg FRIEBE.

phoides (= *Ostrea giengensis* bzw. *O. crassissima*). Austernlagen fallen westlich neben der Parkplatz-Einfahrt auf, aber auch am Weg hinauf zur Kapelle und vor allem am Top der Kanzelfels-Nagelfluh bei der Bachquerung am Weg Richtung Fluh. Der massive Mittelsandstein in der Felswand unter der Kapelle enthält Spurenfossilien (*Thalassinoides* sp.).

Am Südennde des Parkplatzes führt ein geologischer Lehrpfad hinunter zur Langener Straße. Er durchschnei-



Abb. 101.
Das Baumaterial für die Burg Bregenz wurde in unmittelbarer Umgebung am Gebhardsberg gebrochen. Eine Sandsteinwand zeigt noch Bearbeitungsspuren.
Foto: J. Georg FRIEBE.

det die tieferen Anteile der Luzern-Formation mit schräggeschichteten (trogförmige Kreuzschichtung, überprägt von Strömungsrippeln) und massigen, leicht glaukonitischen Sanden („Zone der Glaukonitsandsteine“).

• **Interpretation**

Am Gebhardsberg sind die höheren Anteile der Luzern-Formation aufgeschlossen. Sie geben einen Einblick in die Sedimentationsdynamik des Pfänder-Schuttdeltas des Eggenburgium. SCHAAD et al. (1992) unterscheiden drei Hauptfaziesbereiche: eine wellendominierte Zone, eine gezeitendominierte Zone und die Deltaschüttung. Die Kanzelfels-Nagelfluh dokumentiert die erste grobklastische Schüttung des Pfänder-Fächers. Die massigen, selten trogförmig kreuzgeschichteten Konglomerate im oberen Abschnitt der Nagelfluh sind Ablagerungen eines verwilderten Flusses unter Gezeiteinfluss (Brackwasser). Am Top konnten sich in einer Absenkungsphase bei geringer Schüttung Austern etablieren. Die überlagernden Sand- und Siltsteine sind dem wellen- und gezeitendominierten Bereich zuzuordnen. Die Mittelsandsteine im Liegenden der Gebhardsberg-Nagelfluh stammen aus dem wellendominierten Bereich. Sie repräsentieren am unteren Vorstrand abgelagerte Sturmsedimente, die nicht durch feinkörnige Zwischenlagen getrennt sind. Die Gebhardsberg-Nagelfluh mit ihren steil einfallenden, planaren Vorschüttschichten ist ein typisches Sediment des Deltahangs mit murartigem Schutt-Transport. Lateral besteht ein Übergang in gezeitendominierte Faziesbereiche.

• **Literatur**

CZURDA (1993); FRIEBE (2001); OBERHAUSER (1993); SCHAAD et al. (1992).

**Bregenz – Langen:
Wirtatobel
Ehemaliger Kohlebergbau**

J. Georg FRIEBE

• **Lage**

Markanter Einschnitt an der Bundesstraße Bregenz – Langen 3 km östlich von Bregenz, Abzweigung nach Bregenz-Fluh. Das ehemalige Mundloch befand sich unmittelbar unterhalb der Brücke über das Wirtatobel und ist heute von Hangschutt überdeckt. Die Gesteine der Luzern-Formation stehen östlich des Tobels in einem Trockental an (ÖK Bl. 82; GK28: -40550/262700). Bachaufwärts finden sich (mit wechselnden Aufschlussverhältnissen) Reste des Kohleflözes, darüber wieder marine Ablagerungen der St.-Gallen-Formation.

• **Kurzcharakteristik**

Reste des Kohlebergbaus im Wirtatobel; marine küstennahe, fluviatil dominierte Ablagerungen der Luzern-Formation; Kohleflöz; marine Ablagerungen der St.-Gallen-Formation.



Abb. 102.
Konglomerate schneiden sich rinnenartig in ältere Sandbänke ein.
Foto: J. Georg FRIEBE.

**Lauterach:
Sandplatte**

J. Georg FRIEBE

• **Lage**

Molasse-Aufbruch in der Bregenzerach zwischen Bregenz und Lauterach östlich der Eisenbahnbrücke (ÖK Bl. 111; GK28: -45900/261050).

• **Kurzcharakteristik**

Kreuzgeschichtete Sandsteine der Luzern-Formation – Erosionsphänomene im Flussbett.

• **Beschreibung**

Der Aufschluss ist Teil eines Grundgebirgsspornes, der vom Gebhards-



Abb. 103.
Erosionsformen im Molasseaufbruch Sandplatte in der Bregenzerach.
Foto: Leo BEREUTER.

berg (Landesbibliothek) bis westlich Riedenburg – Rieden in die Rheintalebene hineinreicht. Im Gebiet von Bregenz-Weidach ist dieser Sporn von spätglazialen Eisrandsedimenten der Würm-Eiszeit sowie von jungen Alluvionen der Bregenzerach überdeckt, tritt aber westlich davon beim Kloster Riedenburg wieder zutage und wird weiter im Westen von der Eisenbahnlinie durchschnitten. Der Aufschluss bildet den südwestlichen obertägigen Ausläufer dieses Grundgebirgsspornes. Er ist gegen Süden von einer Störung begrenzt.

In der Bregenzerach stehen gut sortierte Sandsteine der Luzern-Formation (Obere Meeresmolasse; Eggenburgium) an. Die Schichten sind tektonisch verkippt und fallen flach gegen NNW ein. Sie zeigen großdimensionale, ± planare, leicht konkave bis sigmoidale, sich gegenseitig (teilweise erosiv) überlagernde Schrägschichtungskörper.

Wenige große Gerölle (outsized clasts) befinden sich ausschließlich an markanten, erosiven Grenzen zwischen Schrägschichtungs-Cosets. Sie werden als Rückstandssedimente (lag-deposits) nach Sturmereignissen gedeutet. Die Schrägschichtungskörper sind durch Partien mit horizontaler Schichtung voneinander getrennt. Freiliegende Schichtflächen zeigen Rippelmarken (meist Kombinationen von Wellenrippeln und Strömungsrippeln [combined flow ripples], selten reine Wellenrippel). Bisweilen finden sich Spurenfossilien vom Typus *Ophiomorpha* sp.

• **Interpretation**

Die Ablagerungen sind Bildungen des gezeitendominierten Strandes. Reine Wellenrippel wurden durch abfließendes Wasser überarbeitet. Die Verlagerung von tieferen, gezeitenbeeinflussten Rinnen sowie von Sandwellen resultierte in der Bildung von Schrägschichtungskörpern. Bedingt durch die räumliche Nähe zu den großen Deltakomplexen von Kanzelfelsen und Gebhardsberg war der Sedimenteintrag hoch, was eine Erhaltung dieser primären Strukturen begünstigte.

• **Rezente Erosion**

Aufgrund seiner Lage im Flussbett der Bregenzerach und der damit verbundenen flächigen Tiefenerosion zeigt der Aufschluss charakteristische Erosionsformen. Die Schichtflächen sind teilweise freigelegt, sodass die Rippelmarken sichtbar sind. Entlang von kleinen Verwerfern hat sich der Fluss mehrere Dezimeter tief eingeschnitten, sodass hier die Schrägschichtungsstrukturen sichtbar werden. Lokal finden sich entlang dieser Rinnen kolkartige Strukturen und so-

gar Strudeltöpfe (mit „Eiern“). Im Gegensatz zu Flussstrecken in Schluchten fehlen Kolke im Uferbereich. Der Grundgebirgsaufbruch ist an einer Stelle durch eine tiefe Erosionsrinne durchbrochen. Sie dient als Hauptgerinne der Bregenzerach und bildet eine kleine Stromschnelle. Eine sehr flache Rinne fließt südlich an dem hier störungsbegrenzten Aufschluss vorbei. Sie ist mit alluvialen Geröllen gepflastert. Der Molassefelsen selbst wird nur bei Hochwasser überflossen. Die höchsten Stellen des Aufschlusses werden kaum vom Fluss berührt und zeigen kantige terrestrische Erosionsformen.

• **Literatur**

CZURDA (1993); SCHAAD et al. (1992).

Dornbirn: Straßenanriss Bödele

J. Georg FRIEBE

• **Lage**

Fahrt von Dornbirn Richtung Schwarzenberg über das Bödele. Die Straßenanrisse kurz vor dem Bödele sind nicht zu übersehen (ÖK Bl. 111; GK28: -39525 / 254300). Parkplätze (und Einkehrmöglichkeiten) sind am Bödele in ausreichender Zahl vorhanden (von dort zu Fuß 5 Min. entlang der stark frequentierten Straße).

• **Kurzcharakteristik**

Saigere Weißbachschichten der Unteren Süßwassermolasse, queren rechtwinklig die hier N-S-verlaufende



Abb. 104. Gequetschtes und inkohltes Holz in den Sandsteinen der Weißbach-Formation. Bödele. Foto: J. Georg FRIEBE.

Straße: graue und bunte Tonmergel, Sandsteine sowie Einschaltungen von Nagelfluh.

• **Literatur**

OBERHAUSER (1993).

Dornbirn: Straßenanriss Kreuzen

J. Georg FRIEBE

• **Lage**

Fahrt von Dornbirn auf der L200 in Richtung Alberschwende, in der Parzelle Kreuzen beim Tanzlokal parken. Der Straßenanriss befindet sich ca. 150 Meter Richtung Alberschwende westlich des Rothenbachs (ÖK Bl. 111; GK28: -41000/255475). Vor-sicht – die Straße ist stark befahren!

• **Kurzcharakteristik**

Distale Fazies der Weißbachschichten (Unteren Süßwassermolasse): Graue und bunte Tonmergel mit Paläoböden.

• **Beschreibung**

Im Gegensatz zum Bödele herrschen hier feinkörnige Ablagerungen vor. In der Wechselfolge von bunten, gefleckten Tonmergeln und Kalkmergeln fehlen konglomeratische Partien völlig.

Lediglich eine einzelne, ca. 2,5 m breite Linse von massigem Mittelsand ist in eine der Kalkmergelbänke eingeschaltet. Sie zeigt eine leicht erosive Basis und keilt lateral unvermittelt aus. In den schwach zementierten Tonmergeln ist lokal eine primäre Parallelamination erhalten.



Abb. 105. Paläoböden im Straßenanriss Kreuzen. Foto: J. Georg FRIEBE.

Die Hauptmasse der Gesteine wird durch ihre knollige Struktur als Paläoböden ausgewiesen. Inkohlte Pflanzenreste – wie sie am Bödele gelegentlich beobachtet werden – fehlen. Eine leichte Schieferung sowie (schichtparallele) Calcit-Harnische sind Zeugen der tektonischen Beanspruchung.

Wolfurt: Bildsteiner Straße

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
In Wolfurt Richtung Bildstein abzweigen, bei Fa. Doppelmayr (Zoo) parken, von dort kurzer Anstieg auf der Straße Richtung Bildstein (ÖK Bl. 111; GK28: -43175/257735). Weitere, meist stark verwitterte Kleinaufschlüsse finden sich immer wieder längs der von Kalvarienberg-Bildstöcken gesäumten Straße.
- **Kurzcharakteristik**
Sandsteinreiche Granitische Molasse des aufgerichteten Südrandes der Vorlandmolasse.
- **Beschreibung**
Die mit Hangbrücken ansteigende Straße gewährt einen guten Einblick in die grauen Sandsteine der Granitischen Molasse. Dagegen sind die wechsellagernden, gelblich-bräunlichen oder grauen Mergel nur wenig aufgeschlossen. Charakteristikum der Sandsteine ist ihr Reichtum an tw. rötlich gefärbten Feldspatkörnern.
- **Kulturgeschichtliches**
Die Kirche wurde aufgrund von Berichten über Marien-Erscheinungen 1629 im Jahre 1663 erbaut und wird seither von Wallfahrern aus dem Vorarlberger Unterland viel besucht.
- **Literatur**
OBERHAUSER (1993).

Schwarzach: Alter Steinbruch Schwarzachtobel

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Aufgelassener Steinbruch oberhalb der Straße Schwarzach – Alberschwende im Schwarzachtobel; Parkgelegenheit bei markanter Felsrippe mit Wasserfall (ÖK Bl. 111; GK28: -41175/256150), Zugang entweder gegenüber der Felsrippe auf der Schichtfläche (mit Wellenrippeln) oder über einen Stichweg zum Steinbruch von der Straße aus, ca. 100 m oberhalb des Parkplatzes. Vorsicht beim Überqueren der stark befahrenen, unübersichtlichen Straße!
- **Kurzcharakteristik**
Sandstein der Baustein-Schichten mit Wellenrippeln.
- **Beschreibung**
Gegen Westen zerfällt die Steinebergmulde in zwei Teilmulden, die Zone von Alberschwende im Norden sowie die



Abb. 106.
Blätter der Fächerpalme *Sabal major* (UNGER) HEER gehören zu den spektakulärsten Funden, die zu Betriebszeiten in den Steinbrüchen im Schwarzachtobel gemacht wurden.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Gaiskopfmulde im Süden. Der ehemalige Steinbruch Schwarzachtobel liegt im Nordschenkel der Zone von Alberschwende. Innerhalb dieser ist die Schichtfolge nochmals tektonisch verdoppelt. Vom Parkplatz ist das ganze Profil der oligozänen Unteren Meeresmolasse mit Tonmergelschichten und Bausteinschichten bis in die tieferen Weißbachschichten (Untere Süßwassermolasse) besonders im Bachbett gut zu überblicken. Felsrippe und Wasserfall werden von den Bausteinschichten gebildet.

Die hier ca. 25 m mächtigen Bausteinschichten waren auch Ziel des Steinbruchs. Die Sandsteine wurden vor allem zur Gewinnung von Steinplatten und zur Erzeugung von Pflastersteinen und Wetzsteinen abgebaut. Sie führen hier in ihren nördlichsten Faziesbereichen nur noch sehr wenig Feinkies, der meist in Form von dünnen Geröllhorizonten vorliegt. Fossilien (z.B. *Cardium* sp.) sind selten, lediglich Abdrücke von Pflanzenresten sind häufiger anzutreffen. Auffallend sind Rippelmarken, deren Orientierung über viele Kilometer gleich bleibt (WNW-ESE bis NNW-SSE nach Zurückklappen in die Horizontale). Daneben kommen Schrägschichtungskörper vor. Gelegentlich finden sich Lebensspuren. Deutliche Priele fehlen. Dies alles spricht für eine Bildung auf einem weiten, seichten Sandschelf ohne deutlicheren Gezeiteneinfluss mit vorwiegend küstenparallelem Materialtransport (Sandbarren). Eine Deutung mancher etwas dünn gebankter Sandsteinkomplexe als Sturmflut-Sedimente passt in dieses paläogeographische Bild.

An der Straße sind talwärts die Tonmergelschichten gut aufgeschlossen. Bergwärts Richtung Alberschwende enthalten die basalen Weißbachschichten kurz nach der Straßenbiegung bereits Landschnecken. Ihre charakteristische Buntfärbung tritt hier im Norden allerdings erst einige Zehnermeter über der Obergrenze der Bausteinschichten auf.

- **Literatur**
OBERHAUSER et al. (1979); OBERHAUSER (1986); SCHWERD (1978).

Dornbirn: Talstation Karrenseilbahn

R. OBERHAUSER & J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Unmittelbar neben der Talstation der Karrenseilbahn befindet sich ein Steg über die Dornbirner Ache. Der Aufschluss im Flussbett ist oberhalb des Steges bei Niederwasser gut zugänglich (ÖK Bl. 111; GK28: -43770/251445).
- **Thema**
Nördliche Flyschzone bei Dornbirn.
- **Beschreibung**
Im Bachbett wurde durch die Erosion der Dornbirner Ache die stratigraphisch der Piesenkopf-Formation entsprechende „Zementmergel-Serie“ der Nördlichen Flyschzone freigelegt. Die massigen Bänke fallen steil nach Südosten ein. Etwas oberhalb und längs des Südufers weiter flussaufwärts wechseln Feinbrekzien, Sandsteine, Kalke und Mergel. Sie



Abb. 107.
Im Bachbett der Dornbirner Ache sind die Piesenkopfschichten der Nördlichen Flyschzone freigelegt.
Foto: Udo LÄNGLE.

weisen turbiditische Sedimentlieferung nach. Von der Reiselsberg-Formation bergwärts unterlagert, kommt die „Zementmergel-Serie“ auch innerorts in Dornbirn-Oberdorf an den Talrand.

- **Literatur**
OBERHAUSER (1986, 2005).

Dornbirn: Rappenloch und Alploch

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Vom Ortszentrum Dornbirn der Beschilderung folgend ins Gütle (ÖK Bl. 111; GK28: -42050/250400), Parkplätze gebührenpflichtig – Alternative: Stadtbuss). Von dort ausgeschilderter Wanderweg durch die Rappenloch-Schlucht zum Kraftwerk Ebensand (GK28: -42010/248965) und weiter durch die Alploch-Schlucht.
- **Thema**
Naturdenkmal – Schluchtenbildung in Schrattekalk-/Drusberg-Formation – historische Fossilfundstelle – Industriegeschichte.
- **Beschreibung**
Das Naturdenkmal Rappenloch durchquert das Staufenspitz-Gewölbe als nördlichste vollständig erhaltene Antiklinale des Helvetikums. Das erste Wegstück führt durch (kaum aufgeschlossene) Mergel der Amden-Formation, bis an der Mündung der Kobelach eine Schrattekalk-Rippe den ersten Wasserfall bildet. Danach folgen nochmals Mergel der Amden-Formation.

Die eigentliche Schluchtstrecke wird von Schrattekalk- und Drusberg-Formation gebildet. Die Faltenachse des Staufenspitz-Gewölbes taucht hier zur Schlucht hin steil ab. Die Achsendepression wird durch den Staufenalp-Bruch akzentuiert: Während im Kern der Antiklinale am Staufens auf 1465 m die Örla-Formation ansteht, konnte ca. 2 km ostnordöstlich die Erosion der Dornbirner Ach dieselbe Formation 900 m tiefer in der Schlucht nicht mehr freilegen! Gegen Osten steigt die Faltenachse wieder rasch an. Der Faltenkern ist auf der gegenüberliegenden Talseite vor der Tunnelstrecke gut aufgeschlossen. Am Südende der Schluchtstrecke ist die Garschella-Formation unter Moos verborgen. Im Kalk der Seewen-Formation (schon oberhalb des Staufensees) zeugen rostige Vertiefungen von herausgewitterten Pyritknollen.

Der Talkessel des Staufensees liegt in einer Synklinale mit leicht verwitternden Mergeln der Amden-Formation. Die sehr eintönige Abfolge von grauem Schiefermergel mit stengelig-tafeligem Bruch wird hier bis über 200 m mächtig. Das Gestein enthält bergfrisch etwa 40 % fein verteilten Kalk. Es ist daher ziegeleifähig und wurde auch weiter im Osten an der Kobelach abgebaut.

Nach dem Kraftwerk Ebensand folgt als zweite Schluchtstrecke das Alploch, wiederum im Schrattekalk.

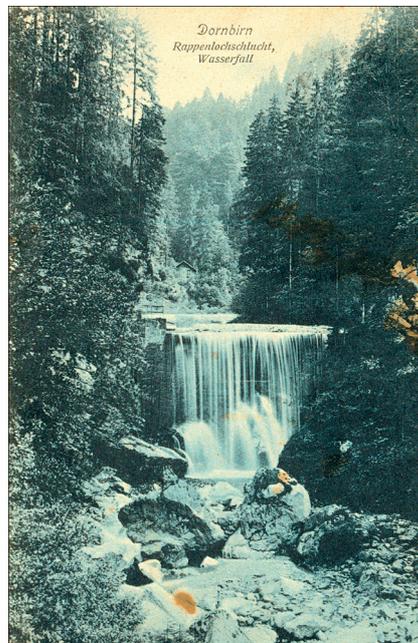


Abb. 108.
Das Rappenloch war schon zu Beginn der 20. Jahrhunderts ein beliebtes Ausflugsziel. Die Ansichtskarte zeigt den (künstlichen) Wasserfall bei der nördlichsten Schrattekalk-Rippe am Eingang zur Schlucht. Ohne Angaben zum Herausgeber; Karte Nr. 77348; gestempelt 26.VI. oder VII. 1908. Archiv J. Georg FRIEBE.

Beim Bau der Druckrohrleitung wurde die Plattenwald-Fossilschicht der Garschella-Formation freigelegt. Sie lieferte in den 1920er-Jahren eine reiche Ammonitenfauna des Albium (*tardefurcata*- bis *inflatum*-Zone). Heute ist die Fundstelle wieder überdeckt und nicht mehr zugänglich. In den vom Wasser polierten Schrattekalk-Wänden sind lokal Rudisten zu entdecken.

- **Industriegeschichte**
Die Rappenlochschlucht wurde 1896 vom Textilbetrieb F.M. Hämmerle durch Verlängerung des Wasserwärterwegs erschlossen. F.M. Hämmerle sorgte bis 1933 auch für die Erhaltung, bis die Stadt Dornbirn die Anlage übernahm. Ein langes Stück wird der Weg durch das Rappenloch von einer genieteten Rohrleitung begleitet. Sie sorgte einst für die notwendige Energie der Textilbetriebe im Gütle. Der etwas ausgeweitete Kessel in den Mergeln der Amden-Formation mit anschließender Schluchtstrecke bot sich als Standort für ein Rückhaltebecken zum Ausgleich geringer Schüttungen der Dornbirner Ache an. Nachdem eine Geschiebesperre 1891 durch ein Hochwasser zerstört worden war, wurde der Neubau so dimensioniert, dass in den Jahren 1897 bis 1899 eine Erhöhung möglich wurde. 1900 ging die Anlage in Betrieb. Sie diente zunächst dem rein mechanischen Antrieb im Textilwerk – und der Speisung eines 40 m hohen Springbrunnens. Erst später wurde sie zur Stromerzeugung genutzt. Das 1899 in Betrieb genommene Kraftwerk Ebensand wurde im Auftrag der Gemeindeverwaltung zeitgleich mit dem Staufensee von Siemens & Halske errichtet. Rohrleitungen und Turbinen stammten aus den Dornbirner Rüscherwerken (heute Standort der inatura). Von der Bachfassung oberhalb der Schaufelschlucht führt ein 2 km langer Freispiegelstollen mit 13 Stollenfenstern zur Druckrohrleitung. Die Fallhöhe beträgt 173 m. Zur Kontrolle wurde in den Felswänden über der Alplochschlucht ein (heute nur noch in Resten vorhandener) Steig angelegt. Der Staufenseewärter wohnte unentgeltlich im Krafthaus. Er musste im Brandfalle die Schleusen für die Löschwasserversorgung von Dornbirn öffnen.

- **Verlandung des Staufensees**
Das vom Hochwasser angelieferte Geschiebe wurde ursprünglich durch die Tunnelschleuse (Grundablass) ausgeschwemmt. Als eine Rutschung den Grundablass verlegte, war eine Absenkung unter die Mittelschleuse in 9 Meter Mauerhöhe nicht mehr möglich. 1956 war die Verlan-

dung so weit fortgeschritten, dass das KW Ebensand bei einem Unwetter überflutet wurde. Die erste Sanierung erfolgte mittels Kiesbaggerungen. Durch Schleusenöffnung konnte zunächst Feinmaterial ausgeschwemmt werden. Der Grundablass im Tunnel wurde zwischen April 1978 und August 1979 in 73 Sprengungen mit insgesamt 95 kg Sprengstoff freigelegt. Danach wurde das gesamte Geschiebe, Feinmaterial und Holz aus dem See geschwemmt (allein aus dem Vordersee >25 000 m³ Geschiebe plus 15 Raummeter Holz). Durch eine Adaptierung des Grundablasses sind heute (vorbeugende) Speicherspülungen jederzeit möglich.

- **Literatur**
HEIM et al. (1934); HUBER (1983); OBERHAUSER (2005); SEITZ (1930, 1931).

Dornbirn: Ebniter Straße und Schaufelschlucht

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
An der Straße Dornbirn – Gütle – Ebnit nach den Tunneln der Schaufelschlucht, vor der Knopflawinengalerie; die Straße verläuft in diesem Bereich auf der orographisch linken Bachseite (ÖK Bl. 111; GK28: -42350/247500). Die Straße nach Ebnit wird von Postbussen befahren. Für größere Busse sind die enge Straße und speziell die Tunnel nicht geeignet.
- **Thema**
Naturdenkmal – Schluchtbildung im Schrattenkalk – verfaltete Drusberg-Formation.
- **Beschreibung**
Die Kalk-Mergel-Wechselagerung der Drusberg-Formation ist in der Schaufelschlucht kleinräumig stark verfalltet. Die Falten sind teilweise



Abb. 109.
Verfaltete Drusbergschichten im Bachbett der Dornbirner Ache oberhalb der Schaufelschlucht.
Foto: J. Georg FRIEBE.

durch Störungen versetzt, sodass sich im Bachanschnitt das Bild einer Doppelfalte zeigt. Daneben kommen Abscherungen im Faltenkern vor. Harnischflächen innerhalb der Kalkbänke können zu offenen Klüften erweitert sein, die mit Calcit ausgekleidet sind. Eine ausgebeutete Calcit-Kluft im Schrattenkalk befindet sich zwischen zweitem und drittem Tunnel im Fels über der Straße.

- **Literatur**
KRIEG & ALGE (1991); KRIEG & VERHOFSTAD (1989).

Dornbirn: Haslach

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Zufahrt von der L190 Dornbirn – Hohenems zum Restaurant Haslach (Hinweistafel bei auffallend blau-gelbem Haus). Parkmöglichkeit beim Restaurant (ÖK Bl. 111; GK28: -44775/250250).
Nummulitenkalk: Sturzblöcke von (teilweise vererztem) Nummulitenkalk liegen im Wald unmittelbar hinter dem Restaurant Haslach. Gute Fundmöglichkeiten für Belegmaterial, gelegentlich auch mit Austernschalen oder anderen Bivalven.
Bergbau: Nordöstlich des Restaurants über den Bach. Unmittelbar nach der Brücke führt ein Weg der Wildbachverbauung in der Falllinie hangaufwärts. Bei der Bachquerung auf der rechten Seite bleiben. Ein schmaler Pfad führt hinauf zum offenen Stollen des Claudius-Reviers. Der Stollen ist ca. 10 m begehbar – Taschenlampen nicht vergessen!
- **Thema**
Eisenbergbau und hämatitisch vererzter Nummulitenkalk.
- **Beschreibung**
Die vererzten Nummulitenkalke treten in unmittelbarer Nachbarschaft zur Emsrütli-Haslach-Störung auf, welche die Gesteine der Hohenems-Decke von jenen der Vorarlberger Säntis-Decke trennt. An ihr wurden Kalke und untergeordnet Sandsteine der Felswände von Klien (Hohenems-Decke) relativ zum Breitenberg (Säntis-Decke) angehoben. Die Emsrütli-Haslach-Störung ist eine breite Zone, in der die jüngsten Gesteine des Helvetikums eingeklemmt wurden. Diese sind stark zerbrochen und verschuppt.
Bedingt durch die tektonische Stellung des Nummulitenkalkes und die schlechten Aufschlussverhältnisse ist die genaue Schichtfolge nicht be-

kannt. An anderen Orten wird der Kalk im Hangenden von Globigerinenmergel begleitet. Bei Haslach ist der vererzte Kalk in den etwa 20 Millionen Jahre älteren Mergel der Amden-Formation „eingepackt“, d.h. mit diesem tektonisch verschuppt. Über die Entstehung der Vererzung ist wenig bekannt. Haupt-Erzmineral ist Hämatit. Die Erzführung ist ausschließlich auf die Nummulitenkalke beschränkt. Sie greift keinesfalls auf die benachbarten Kalke von Hohenems-Decke und Vorarlberger Säntis-Decke über. Eine Entstehung allein durch hydrothermale Lösungen während der alpidischen Gebirgsbildung ist aufgrund dieses sehr isolierten Vorkommens auszuschließen. Die Vererzung ist wolkig über den Kalk verteilt. Anreicherungen von Hämatit finden sich auf Harnischflächen. Dies legt nahe, dass die Lagerstätte in ihrer heutigen Form zeitgleich zur Aktivität der Emsrütli-Haslach-Störung während der ausgehenden alpidischen Gebirgsbildung angelegt wurde. Dabei wurde bereits vorhandenes Eisen mobilisiert. Am wahrscheinlichsten ist eine primär sedimentäre, limonitische Vererzung des Nummulitenkalks. Der Limonit bildete entweder Krusten um Organismenschalen oder war diffus im Sediment verteilt. Das Eisen wurde im Zuge der ausgehenden alpidischen Gebirgsbildung mobilisiert, der Limonit wurde zu Hämatit umgewandelt.

- **Die Heilquelle**
Das Heilwasser des ehemaligen Bades Haslach entstammt einer kalten, gering mineralisierten (akratrischen) Eisenquelle. Diese entspringt dem Hangschutt. Sie hat aber sicher Kontakt zum Nummulitenkalk, der für den Eisengehalt im Quellwasser verantwortlich zeichnet.
Andere Metalle sind nicht zu erwarten. Schwefel wäre (analog zu Hohenems) theoretisch denkbar.
- **Literatur**
FRIEBE (1995); BÖHM (1936); KUNTSCHER (1986); LANZL (1966).

Dornbirn: Breitenberg – Gelbe Wand Felssturz und Grundbruch

Heiner BERTLE

- **Lage**
ÖK 1: 25 000, 111 Dornbirn, GK28: -45240/249310. In Dornbirn Wallenmahd von der L190 Vorarlberger Straße zur Brehmenmahdsiedlung in die Straße „In Steinen“ zum Hang hin abbiegen. Beim Sportplatz parken (P) und zu Fuß durch das Sportplatzge-

lände und die Waldinsel gegen W sowie den Fahrweg entlang zum Hangfuß (Abb. 110).

• **Beschreibung**

In der Rheintalebene vom Hangfuß bis zur L 190 sind Bodenwellen und Streublöcke weitgehend eingeebnet, wenige Reste findet man noch in der Waldinsel südlich des Sportplatzes (B) sowie Geländewellen (W) zwischen der Westspitze der Waldinsel und den Gebäuden der Brehmenmahdsiedlung. Am Hangfuß wurde 2001–2004 ein Felssturzschutzdamm mit Auffangbecken (A) für Einzelsturzmassen bis 150 000 m³, errichtet, in der hangseitigen Beckenböschung sieht man Riesenfelssturzböcke.

Vom Parkplatz aus bietet sich ein Überblick über die Nordwestwand des Breitenberges (1105m ü.A.; Schnitt, Abb. 111). 100–150 m von der Wandoberkante reicht eine hohe, großteils weit überhängende Felswand aus Schratzenkalk bis zu einer teils waldbestockten Verflachung („Satz“) in der Drusberg-Formation. Diese Verflachung wird gegen West durch eine weit ins Tal vorspringende gelbe Felswand im Schratzenkalk begrenzt. Der Felspfeiler der Gelben Wand und die „Satz“-Verflachung brechen in einer 230 m hohen Wand (Kieselkalk-Formation, Palfris-Formation und Örla-Formation mit Antikli-

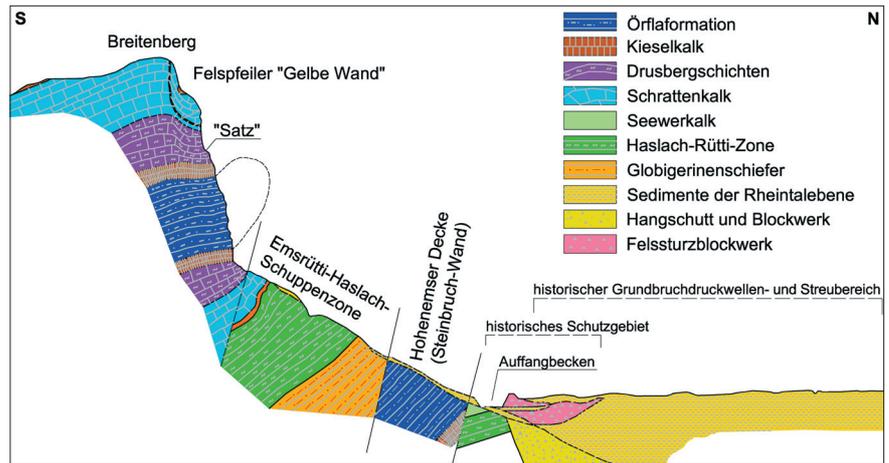


Abb. 111. Geologischer Profilschnitt durch den Felssturz Breitenberg. ©Heiner BERTLE.

nalstirn und Resten des Liegend-schenkels am Hangfuß) zu den bewaldeten Hangschutthalde ab, die 240 m tief bis zur Talebene leiten. Gegen West taucht am Hangfuß aus dem Hangschutt die landschaftsprägende Felswand der Rheintal-Steinbrüche auf, die von einer umgekehrten Schichtfolge von Amden-Formation unten bis Örla-Formation oben aufgebaut wird. Diese liegende Schichtfolge wird von der aufrechten Folge des Breitenberges durch Bruchstufen (Ems-Rütti-Störungen) und die Haslach-Rütti-Jungzone getrennt.

1654 und 1760 ist die Felsscheibe nordöstlich anschließend an die Gelbe Wand auf der heutigen „Satz“-Verflachung im Gefolge von Starkniederschlägen mit einer Masse von ca. 500 000 m³ abgeglitten und zum Hangfuß abgestürzt. Dort wurde in der torfig-schluffig-tonigen Talfüllung durch den Sturzimpuls und die Auflast ein progressiver Grundbruch ausgelöst. Dessen bis 7 m hohe Bodenwellen mit aufreitenden Felsblöcken drangen bis 600 m vor den Hangfuß vor. Die gesamte Sturzmasse ist in den Untergrund eingesunken.

Der durch die Gelbe Wand und offen klaffende Ablösespalten aus dem Verband gelöste Felspfeiler mit einer Masse von 140 000 m³ steht auf einer 30°–50° talwärts fallenden mergeligen Schichtfläche. Ein Absturz bis zur 500 m tiefer liegenden, zwischenzeitlich dicht verbauten Talebene hätte katastrophale Folgen. Die Detailuntersuchung ergab, dass die mergelige Basisfläche, bedingt durch eine Einmündung von Garschella- und Seewerkalk-Formation, gegen die talseitige Felswand und gegen Westen rasch auf söhliges und gegenläufig in die Wand gerichtete Schichtfallen umbiegt. Die stabilisierende Schichtlagerung der Basismergelfuge verhindert auf einen Bemessungs-

zeitraum von mindestens 150–200 Jahren mit größter Wahrscheinlichkeit einen Absturz und mit Sicherheit auf mehrere 100 Jahre einen spontanen unangekündigten Absturz des Felspfeilers.

Der Auffangraum am Hangfuß wird mit hoher Wahrscheinlichkeit ausreichen, die Gesamtsturzmasse vor dem Erreichen der empfindlichen Talfüllung aufzufangen. Die 1999 in den Ablösekluft und im Pfeilerfuß sowie im Pfeilerkopf eingebaute Überwachungseinrichtung aus mehreren unabhängig registrierenden, in der Auswertung verschränkten Einzelelementen registriert im 5-Minuten-Abstand Spannungs- und Wegänderungen und überträgt die Daten zur Speicherung und Auswertung zur Stadt Dornbirn und zum beauftragten Geologen. Sie löst beim Überschreiten von verschränkten Datengrenzwerten gestufte Alarmierungen aus. Seit 1999 sind ausschließlich anlagenabhängige (Fehl-)Alarmer ausgelöst worden, aber keine Anzeichen einer zunehmenden Absturzbereitschaft des Felspfeilers erkennbar.

• **Hinweise**

Der Felspfeiler des Gelben Felsens und die historische Absturzbahn sind eindrucksvoll auch von oben zu besichtigen. Dazu Fahrt in den Ortskern von Hohenems und über Reute nach Schuttannen. Parken am Alpzaun von Schuttannen. Fußweg über den Forstweg nach Norden zum Breitenberg an den Oberrand der Absturzwand.

Besichtigung des Felssturzes Oberklien vom 5. 7. 1971 mit 250 000 m³ als Folge der Vorfußentlastung durch Schüttmaterialentnahmen für den Autobahnbau zwischen Hohenems und Götzis, abzweigend von der L 190 nach Oberklien.

• **Literatur**

H. BERTLE (1993; 2002); BERKELAAR (1994).

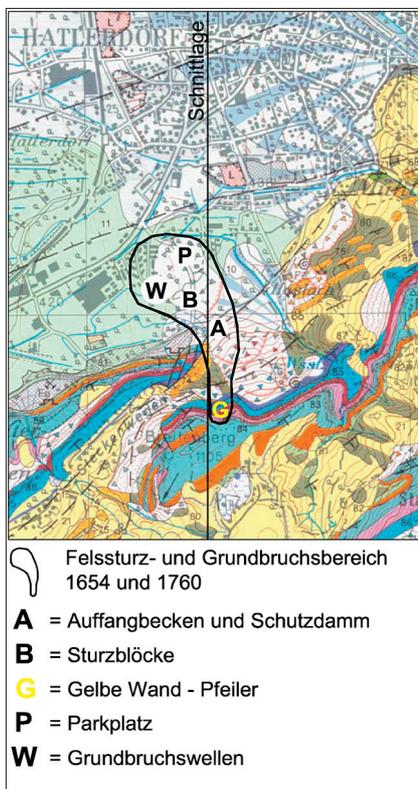


Abb. 110. Geologischer Lageplan des Felssturzes Breitenberg. Nach OBERHAUSER (1994), Bl. 110/111.

Götzis: Örfla-Schlucht

J. Georg FRIEBE

- Lage**
 Von Götzis-Zentrum in Richtung Götznerberg – Meschach. Beim Schwimmbad parken (was allerdings zur Badesaison fast unmöglich ist; ÖK Bl. 111; GK28: -51425/243975). Von dort am markierten Weg in die Schlucht.
- Thema**
 Typuslokalität der Örfla-Formation; Profil durch den Hangendschenkel des Götzner Gewölbes mit Formationen der unteren Kreide.
- Beschreibung**
 Das Typusprofil der Örfla-Formation liegt am Wanderweg, der vom Schwimmbad Götzis dem Emmebach folgend durch die Örfla-Schlucht führt. Der Weg quert zunächst mindestens 15 Meter graubraune Mergelschiefer der Palfris-Formation in Wechsellagerung mit leicht sandigen Mergelkalken. Mergellagen dominieren. Eine 2 m mächtige, regelmäßige Wechsellagerung von sandigen, schiefrigen, bioklastischen Mergeln mit 10–20 cm starken, bräunlichen, mikritischen Kalklagen mit pyritisierten Ooiden und Fossilrümern bildet den hangenden Abschluss dieser Einheit. Auf der Höhe des Wasserfalls, am Fuß der Treppe, setzt die Örfla-Formation mit bioklastischen Kalken und Oolithen ein und lässt sich längs der Treppe verfolgen. Die Mächtigkeit beträgt 28 m. Ober- und Untergrenze sind gut aufgeschlossen und zugänglich. Die Oolithe sind meist gut sortiert (Grainstone) und lokal gradiert. Einige Bänke sind reich an Biogenschutt (Echinodermen, Bivalven), andere zeigen eine ausgeprägte Kompaktion (Styloolithbildungen) sowie pyritisierte Ooide und selten kleine Pyritkonkretionen. Die Obergrenze der hangendsten Oolithbank ist angelöst, uneben und von Lithophagen und Anneliden angebohrt. Die Bohrlöcher sind mit dolomitischem Kalk gefüllt. Die Spitzern-Schichten der Betlis-Formation sind durch insgesamt 2 m feinspätigen Sandkalk vertreten. Die hangende Bank zeigt im oberen Teil Wühlgänge, die mit Glaukonit durchsetzt sind. Dieser stammt aus der basalen Lage der Gemsmättli-Schicht, die mit 0,02 m dunkelgrünem, rostig anwitterndem, müßigem und sandigem Glaukonitit einsetzt. Die Hauptmasse des bis 0,6 m mächtigen Kondensationshorizontes (Valanginium bis Hauterivium) be-

steht aus hellgrauem, feinspätigem bis dichtem, glaukonitischem Kalk vermischt mit orange-grüngrauem, grob-spätigem Sandkalk mit phosphorisierten, schwarzen Fossilsteinernen (Ammoniten, Brachiopoden, Gastropoden, Echiniden) und Lithoklasten (sandige Echinodermen-Biomikrite).

Feinspätiger Sandkalk der Helvetischen Kieselkalk-Formation schließt das Profil ab. Ihre jüngsten Anteile und die überlagernde, fossilführende Altmannbank des unteren Barremium liegen unter Hangschutt verborgen. Vor und nach der Brücke finden sich dann gute Aufschlüsse von Mergeln der Drusberg-Formation (Barremium) und nachfolgend hellem, nach oben massiv werdendem Schratzenkalk.

- Literatur**
 MEESMANN (1925); OBERHAUSER (1979); WYSSLING (1986); ZACHER (1973).

Kummenberg: Steinbruch Kadel

J. Georg FRIEBE

- Lage**
 Unübersehbar an der Straße zwischen Koblach und Mäder (ÖK Bl. 111; GK28: -55100/244900).
- Thema**
 Kieselkalk und Örfla-Formation.
- Beschreibung**
 Der Kummenberg bildet eine flache Falte, die sich mit gegen Nordost ansteigender Achse aus der Rheintalebene erhebt. Gegen Westen sind dem Inselberg die beiden Vorberge Boxberg und Kadel vorgelagert. Ihre Nähe zum Rhein machten sie vor 100 Jahren zum idealen Standort für die Materialgewinnung zur Rheinkorrektur. Durch eine SW-NE-verlaufende Verwerfung wurden sie relativ zum Kummen gehoben. Dadurch kamen die Örfla-Formation und der Kieselkalk der Faltenstirn in Abbauposition. Der Kieselkalk als das wertvollste Steinbruchgestein ist in ebenflächigen Platten gewinnbar und zeigt große Beständigkeit gegenüber der Witterung. Er wurde daher vor allem zu Wurf-, Pflaster- und Mauersteinen, aber auch zu Splitt verschiedener Körnungen verarbeitet. Der dunkel verwitternde Kieselkalk ist auch im frischen Bruch dunkler grau als andere Kalktypen des Helvetikums. Sein Kieselsäuregehalt geht teils auf eingestreute Quarzkörner zurück, teils ist die Kieselsäure amorph und diffus verteilt. Der Kohlenstoffgehalt liegt meist unter 50%. Verwitterung über längere Zeiträume



Abb. 112. Die beladenen Feldbahnwagen der Internationalen Rheinregulierung stehen zur Abfahrt Richtung Rheindelta bereit. Foto: J. Georg FRIEBE.

führt zur zusätzlichen Entkalkung und damit zur Bildung von dm-dicken, im Inneren oft rostbraunen, dunkel gefärbten Krusten.

Im Steinbruch der Rheinbauleitung ist der Kieselkalk beinahe vollständig abgebaut. Derzeit werden oolithische Kalke der Örfla-Formation gewonnen. Die nördlichen Bereiche werden bereits renaturiert. Wurfsteine von Kieselkalk können auch in den Rheindämmen studiert werden. So können „mitten im Bodensee“ Fossilien der Gemsmättli-Schicht gefunden werden!

- Literatur**
 OBERHAUSER (1986).

Koblach: Straßenhäuser

J. Georg FRIEBE

- Lage**
 Straßenanriss direkt an der L190 bei der Brücke über die Autobahn zwischen Götzis und Koblach-Straßenhäuser (ÖK Bl. 111; GK28: -53600/242800). Parkmöglichkeit für größere Busse ca. 200 m südlich (Gasthaus), für Kleinbusse und PKW direkt beim Aufschluss (Abzweigung Hauszufahrt/Wirtschaftsweg).
- Kurzcharakteristik**
 Schratzenkalk-Profil mit Rudisten-(schill-)kalken und einzelnen Bänken in Riffschutt-Fazies mit Korallen-Fragmenten (teilweise nur schwer erkennbar): Riffoid Strukturen im Schratzenkalk sind für diesen Landesteil untypisch (Hauptverbreitungsgebiet: Gottesacker, Hoher Ifen, Allgäu).
- Kulturgeschichtliches**
 Das Baumaterial der nahen Neuburg stammt aus der unmittelbaren Umgebung. Der älteste Teil besteht zu einem großen Teil aus Findlingen aus der Ablationsmoräne des Rhein-/Illgletschers, die im Zuge der Planierung des Bauplatzes freigelegt wurden bzw. im Umfeld der Burg freige-

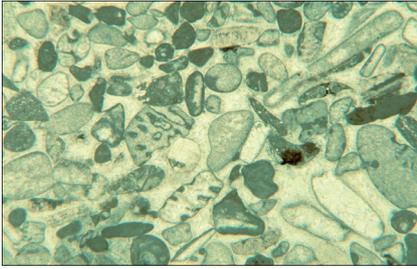


Abb. 113. Dünnschliffbild aus dem Schratenkalk. Die Biogene sind stark rekristallisiert und von einer Mikritrinde überzogen.
Foto: J. Georg FRIEBE.

wittert waren. Später wurde Schratenkalk eingesetzt, der in einem Steinbruch im Bereich des Burgeinganges gebrochen wurde. Fensterlaibungen bestehen aus Quellsinter. Ein mögliches Herkunftsgebiet wäre der Kalkofenbach bei Götzis. Das reiche Vorkommen am Tugstein bei Hohenems scheidet aus politischen Gründen aus. Kalk wurde auf der Burg gebrannt. Die dabei erzielten Temperaturen reichten aus, um Gneisfindlinge aus dem Kalkofen teilweise zum Schmelzen zu bringen (Aufschmelzen von Feldspat und Glimmer).

Rankweil: Gewerbepark

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Straßenanriss zwischen Parkplatz, Gewerbepark und Frutzbrücke (ÖK Bl. 111; GK28: -51000/237625). Der Exkursionspunkt ist nur für Kleingruppen geeignet. Die Straße ist in diesem Bereich eher schmal und hat keinen Gehweg. Am Südennde des Aufschlusses bei der Abzweigung des linksufrigen Fußsteiges entlang der Frutz weicht der Fels etwas zurück (Steinentnahme?). Dort kann sich zwar eine (Klein-)Gruppe aufhalten, hat aber nur (eingeschränkter) Zugang zu den liegenden Gamser Schichten.
- **Thema**
Typuslokalität für die Rankweiler Schichten innerhalb der Garschella-Formation; Kondensierte Abfolge aus dem Grenzbereich Aptium/Albium; Rinnen- und Schuttfächersystem am Übergang zum externen Schelf.
- **Beschreibung**
Die Rankweiler Schichten überlagern die Glaukonitsandsteine der Gamser Schichten, die im südlichen Aufschlussbereich anstehen. Ihre Basis ist eine geringmächtige Phosphorit-schicht mit Phosphoritknollen, bis faustgroßen phosphatisierten Geröllen sowie Extra- und Bioklasten aus

Brisi-Kalk. Die Untergrenze ist erosiv und zeigt Fließmarken. Es folgt ein grobkörniger (0,25–0,3 mm), äußerst glaukonitarmer, recht kompakter Sandstein mit Lithoklasten (Gesteinsbruchstücken) aus anderen Schichtenheiten, Phosphoritpartikeln, mm-großen Quarzkörnern und Belemniten. Im oberen Abschnitt steigen sowohl Korngröße (um 0,3mm bis 1 mm) als auch Glaukonitgehalt etwas an. Das Gestein führt dort zahlreiche Phosphoritpartikel, Echinodermen, Muschelschalen und Belemniten. Die hangendsten Anteile zeigen eine dem Seewer-Kalk ähnliche Kalkmatrix. Die Rankweiler Schichten werden von Seewerkalk von einer dünnen Bank Götzis-Schichten knapp über der Basis überlagert.

- **Interpretation**
Die Rankweiler Schichten sind im unteren Teil als Äquivalent der Klausser Schichten, im oberen Teil als Äquivalent der Plattenwaldschicht anzusehen. Eine umfassende Transgressionsphase verknüpft mit tektonischen Bewegungen an der Aptium/Albium-Grenze führt im Vorarlberger Anteil des helvetischen Schelfs zu einer tiefgreifenden Erosionsphase und ausgedehnten Umlagerungen. Dabei wurde die Grenze zwischen internem und externem Schelf (entspricht dem Südrand der unterliegenden Karbonatplattform) reaktiviert und in einen Abhang (Rankweiler Abhang) umgestaltet. In ihm entstanden breite und tiefe Erosionsrinnen, die am Hangfuß in teilweise überlappende Schuttfächer mündeten. In den Erosionsrinnen der Rankweiler Schichten wurde ausgewaschenes Feinsediment aus dem Bildungs-bereich der Plattenwaldschicht weiter in südliche Richtung verfrachtet. Die basale Phosphoritschicht lieferte Ammoniten des Aptium (*jacobi*-Zone). Im Hauptanteil der Rankweiler Schichten (= „Knollenschichten“ sensu SCHAAD, 1925) finden sich *Inoceramus concentricus* PARKINSON und *Belemnites minimus* LIST. *Rotalipora appenica* (RENZ) ist typisch für die seewerkalk-ähnlichen Hangendanteile.
- **Literatur**
FÖLLMI (1986, 1989a, 1989b); FÖLLMI & OUWEHAND (1987); HEIM et al. (1934); SCHAAD (1925).

Rankweil: Wallfahrtskirche

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Im Zentrum von Rankweil. Ein Großparkplatz steht beim Sportplatz Gastra (Wegweiser) zur Verfügung.

Von dort 7 Minuten zu Fuß auf den Liebfrauenberg (ÖK Bl. 111; GK28: -52100/237025).

- **Thema**
Wang-Formation, regionaler Überblick.
- **Beschreibung**
Die Basilika minor von Rankweil steht auf einem aus dem Alluvialschutt ca. 40 m hoch aufragenden Inselberg, gebildet aus einem tektonisch isolierten Härtling der Wang-Formation. Aufschlüsse finden sich u.a. im Wehrgang der Kirche. Der Wehrgang gewährt einen guten Überblick zur regionalen Geologie. Im Osten und Süden zeigen sich die auf NNW–SSE schwenkenden Falten des südlichen Helvetikums, die sich im Hintergrund jenseits des Rheintales in der Alviergruppe fortsetzen. Der zwischen Helvetikum und Kalkalpen liegende Rhodanubische Flysch baut vor allem den waldigen Steilhang des Vorderälpeles oberhalb Feldkirch auf. Ihm liegen als westlichstes Eck der Kalkalpen die Drei Schwestern tektonisch auf. Im Nordwesten fällt in den Schweizer Bergen die axial absinkende Hochkasten-Falte auf, die von der südlichsten Säntis-Kette herüberzieht und sich über die Rheintal-Inselberge des Kummern in das Götzner Gewölbe fortsetzt. Deutlich niedriger schließt nach Norden das Bergland der Subalpinen Molasse an die Hochkastengruppe an.
- **Literatur**
OBERHAUSER (1986).

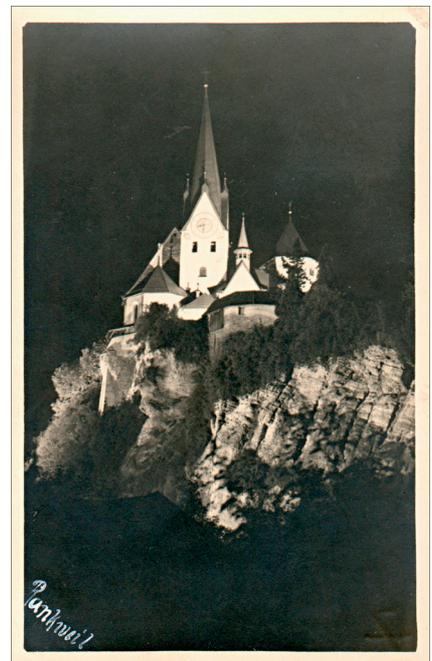


Abb. 114. Die Wallfahrtskirche zu Rankweil steht auf einem Inselberg aus Gesteinen der Wang-Formation. Historische Ansichtskarte (Fotografie) 1930, ohne Angaben zum Herausgeber (coll. J. Georg FRIEBE).

Übersaxen: Straßenanriss

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Vom Ortszentrum von Übersaxen weiter in Richtung Dünserberg. Der Aufschluss befindet sich direkt an der Straße am Ende eines etwas steileren Anstiegs (ÖK Bl. 111; GK28: -49750/234875). Gute Parkmöglichkeit rechts (= südlich) der Straße (Wanderparkplatz, Fitness-Parcours).
- **Thema**
Südlicher Faziesbereich des Schratenkalks.
- **Beschreibung**
In Übersaxen sind die südlichsten Ausläufer der Schratenkalk-Formation in der Vorarlberger Säntis-Decke aufgeschlossen. Die Grenze zur unterlagernden Drusberg-Formation ist scharf: Über dunkel grauschwarzem, tonigem Kalkmergel folgt ein gut geschichteter, bioklastischer Kalk (biopelagischer Grainstone bis intra-biosparitischer Rudstone). Die Bioklasten erreichen Korngrößen von wenigen Millimetern und sind teilweise verkieselt. Etwa 8m über der Basis wird der Kalk toniger, was bewirkt, dass die hangenden 50m des Profils nur mangelhaft aufgeschlossen sind. Neben seltenen Austern und Belemniten sind Orbitolinen die einzigen mit freiem Auge erkennbaren Fossilien. Im Dünnschliff können zusätzlich agglutinierende Foraminiferen, Miliolidae, Echinodermen- und Schwamm-Detritus, Bryozoen und Mollusken-Schill sowie selten Algen (z.B. *Ethelia alba* und *Salpingoporella* sp.) beobachtet werden. Der Kalk führt authigenen Quarz und Plagioklas.
- **Literatur**
CSÁSZÁR et al. (1994).

Batschuns: Alte Laternserstraße

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
An der Straße Zwischenwasser – Laterns (ÖK Bl. 111; GK28: -49850/237075). Durch den Bau mehrerer Tunnel steht die alte Straße Fußgängern zur Verfügung. Sie wird nicht mehr gepflegt, Steinschlag ist nicht auszuschließen. Die Leitplanken bzw. Geländer sind schadhaft! Hervorragender Blick in die Fruttschlucht (nur für Schwindelfreie!). Begrenzte Parkmöglichkeiten für PKW vor dem Portal des ersten Tunnels. Busse warten



Abb. 115.
Rhythmische Kalk-Mergel-Wechsellagerungen an der Alten Laternserstraße.
Foto: J. Georg FRIEBE.

in Batschuns beim Gasthaus Waldrast, von dort 5 Minuten zu Fuß (Vorsicht – die Straße ist stark befahren).

- **Thema**
Schrattenkalk und Drusberg-Formation in distaler Fazies.
- **Beschreibung**
Bergseitig ist im Voreinschnitt des Tunnels der gering mächtige Schratenkalk aufgeschlossen. An der alten Laternserstraße kann ein gutes Profil durch die Drusberg-Formation mit allodapischen, von der nördlich anschließenden Schratenkalkplattform eingeschütteten Kalkbänken durchwandert werden.

Feldkirch: Obere Illschlucht (Felsenau)

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
ÖK Bl. 141 (GK28: -55350/232800). Zugang einerseits von Feldkirch – Ganahlareal oder von Göfis – Stein (Forstweg nördlich der Straße nach Göfis, bei den ersten Häusern).
- **Kurzcharakteristik**
Südschenkel jenes Gewölbes mit Drusbergschichten und Schratenkalk, auf dessen steilem Nordschenkel die Schattenburg steht.
- **Beschreibung**
Das Profil entlang der ehemaligen Bundesstraße zeigt die Ausbildung von Schratenkalk- und Drusberg-Formation in einem südlichen, landfernen Ablagerungsraum. Es unterscheidet sich signifikant von seinem nördlichen Äquivalent. Das auch makroskopisch erkennbare Haupt-

kennzeichnen dieser Schichtfolge ist, dass der Übergang von der Drusberg-Formation zum Schratenkalk kontinuierlich erfolgt. In den Schratenkalk eingeschaltet sind dunkle, drusbergartige Mergel, deren Kalkgehalt jeweils gegen das Top hin zunimmt. Ihre Häufigkeit nimmt gegen Hangend ab. Die Mikrofauna besteht hauptsächlich aus Foraminiferen, wobei Sandschaler dominieren. In einigen Lagen jedoch werden die Kalkschaler häufiger und erreichen annähernd gleiche Prozentwerte.

Im Schratenkalk selbst fehlen Makrofossilien fast völlig, und die häufigen Orbitolinen sind stark zugerundet. Daher wird angenommen, dass es sich hierbei um aufgearbeitete und re-sedimentierte Ablagerungen handelt. Das obere Drittel des Schratenkalks ist stark rekristallisiert. In den unteren zwei Dritteln finden sich einige Lagen mit Schrägschichtungskörpern, eine verkieselte Lage und ein Horizont mit Kieselknollen. Die Makrofossilführung beschränkt sich auf wenige, schlecht erhaltene Brachiopoden sowie geringe Mengen von Muschelschill. Der Durchwühlungsgrad ist generell hoch. Unter den spärlichen Mikrofossilien dominiert *Orbitolina*, daneben treten Kalkschaler wie Miliolidae und *Lenticulina* spp. auf. Der Anteil an Echinodermenschutt übertrifft fast immer den Muschelschill. Recht häufig finden sich Bryozoenreste, sehr selten Dasycladaceae, Rhodophyta und andere Algen. Ooide sind in geringer Zahl vorhanden. Terrigene Komponenten sind selten und erreichen nur in Ausnahmefällen einen Anteil von 5%. Ihre maximale Korngröße liegt bei 0,1–0,2 mm.

Die Grenze zwischen dem Schratenkalk und der Garschella-Formation („Gamser Schichten“) ist etwas weiter südöstlich im Eisenbahnschnitt unter der die Ill überspannenden Brücke aufgeschlossen. Auf der erodierten Oberfläche des Schratenkalks folgt die Luitere-Schicht, ein 40 cm mächtiger, fossilienreicher (Ammoniten, Belemniten, Inoceramen und



Abb. 116.
Geschieferte Mergel und boudinierte Kalkbänke der Drusberg-Formation in der Felsenau-Schlucht.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Brachiopoden) mäßig glaukonitischer, feinkörniger Sandstein mit schwarzen Phosphoritknollen. Aus diesem Kondensationshorizont entwickelt sich mit schnellem, aber stufenweisem Übergang der feingeschichtete Mergel der Gamser Schicht.

- **Literatur**
CSÁSZÁR et al. (1994); OBERHAUSER (1986).

Feldkirch: Margarethenkapf

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Im Stadtgebiet von Feldkirch (ÖK Bl. 141; GK28: -56140/233450). Bei der Heiligkreuzkapelle und am Weg zum Margarethenkapf in der unteren Illschlucht (Kapf Schlucht), linkes Ufer, sowie Straßenanriss am rechten Ufer. Autobusausstiegsstelle an der Bundesstraße Richtung Liechtenstein im Bereich Landesgericht, von dort kurzer Fußweg (5 Minuten). Die Luitere-Schicht ist sehr gut unter der S-Ecke der Kapelle aufgeschlossen. Bitte hier keine Proben nehmen!
- **Thema**
Kondensation im Aptium: Die Luitere-Schicht.
- **Beschreibung**
In der unteren Illschlucht schaltet sich die Mittagspitz- zwischen Schratenkalk- und Garschella-Formation. Der Schratenkalk zeigt sich als Echinodermenkalk mit Ooiden in lagenweise wechselnder Korngröße. In der Mittagspitz-Formation wird der Echinodermenkalk mergeliger und führt – neben Belemniten und *Orbitolina lenticularis* – kleine Phosphoritknollen. Die Luitere-



Abb. 117.
Gamser Schichten mit verwitterten Pyritknollen im Straßenanriss am rechten Illufer.
Foto: J. Georg FRIEBE.

tere-Schicht ist ein feinkörniger, schwarzgrauer Kalk mit Pyrit und wenig Glaukonit. An der Basis finden sich grünsandige Fläsern. Charakteristisch sind die zahlreichen Phosphoritknollen und Fossilsteinkerne mit Ammoniten des Aptium wie *Colombiceras tobleri* (JACOB & TOBLER), *Chelonicerias subnodosocostatum* (SINZOW) und *Puzosia (Melchiorites) melchioris* (TIETZE). Irreguläre Seeigel (*Discooides* sp.) und Terebratuliden sind häufig. Die überlagernden Gamser Schichten beginnen mit einer massigen, kalkigen Grünsandbank. Mit scharfer Grenze folgen typische Gamser Schichten in schieferig-flaseriger Fazies ohne Einlagerung massiger Glaukonit-Sandsteinbänke.

- **Literatur**
FÖLLMI (1986, 1989a, 1989b); FÖLLMI & OUWEHAND (1987); HEIM et al. (1934).

Felsgleitung Spiegelstein – Schwarzer See

Heiner BERTLE

- **Lage**
ÖK 1 : 25 000, 141 Feldkirch, GK28: -50925/233850.

Nördlich von Satteins am Hang über der Walgau-Straße L 50 bzw. dem Schwarzen See; Parken im Bereich der Straßenkuppe mit Forstweggabelung am Südende des Schwarzen Sees. Wanderung über den ostseitigen Forstweg nach Vatlära – Spiegelstein – Übersaxen; ca. 30 Minuten.

- **Beschreibung**
Die Talfurche Schwarzer See – Pfitz – Valduna ist Teil des eiszeitlichen Trockentalsystems im rechten Gehänge des Walgaus und des südlichen Rheintales. Durch diese Talfurche führte die römische Provinzialstraße, die bei einer Seereinigung am Seegrund aufgeschlossen wurde. Diese Straße wurde durch einen Felssturz aus dem östlichen Taleinhang unterbrochen und der Schwarze See aufgestaut. Die Ausläufer der spätrömischen und mittelalterlichen Felsstürze lagern im Wald zwischen Pfitz und dem Schwarzen See (Bereich östlich der Straßenkehren), oberhalb des Waldhanges helle Kalkwand des Spiegelsteins (Abb. 118). Beim Aufstieg über den Forstweg von der L 50 gegen N bis in die Talmulde wird der Westabfall der Vatlära gequert, auf der die Reste einer spät-

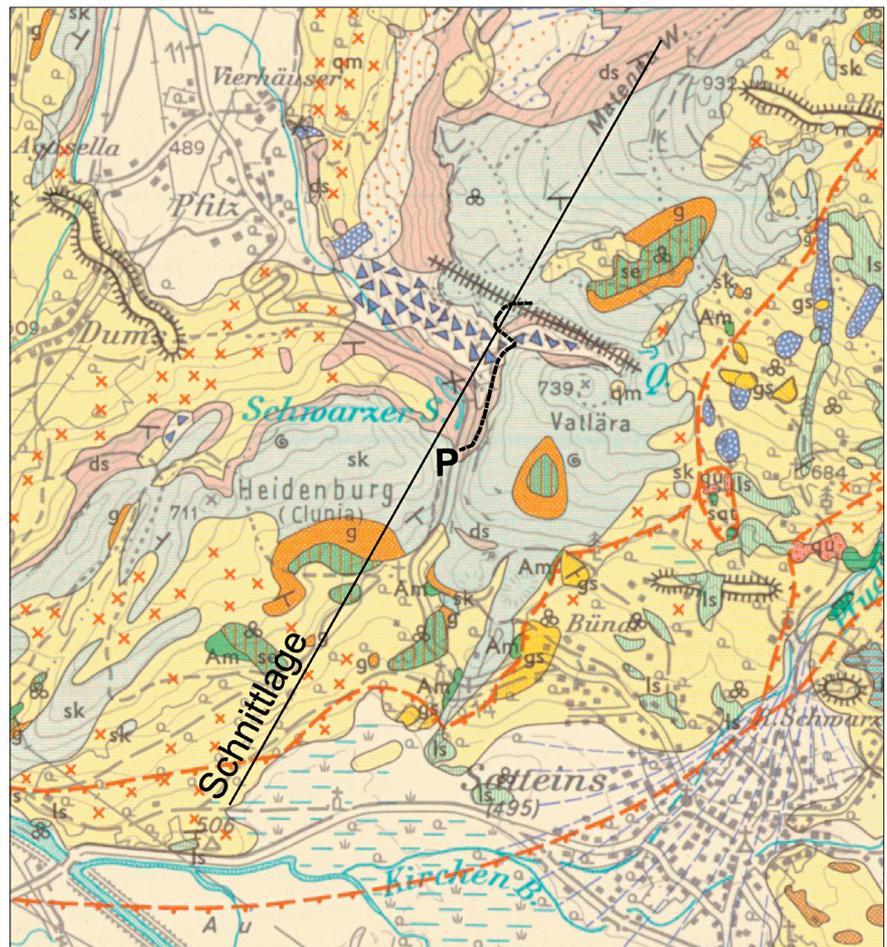


Abb. 118.
Geologischer Lageplan der Felsgleitung Spiegelstein.
Aus der Geologischen Karte des Walgaus.

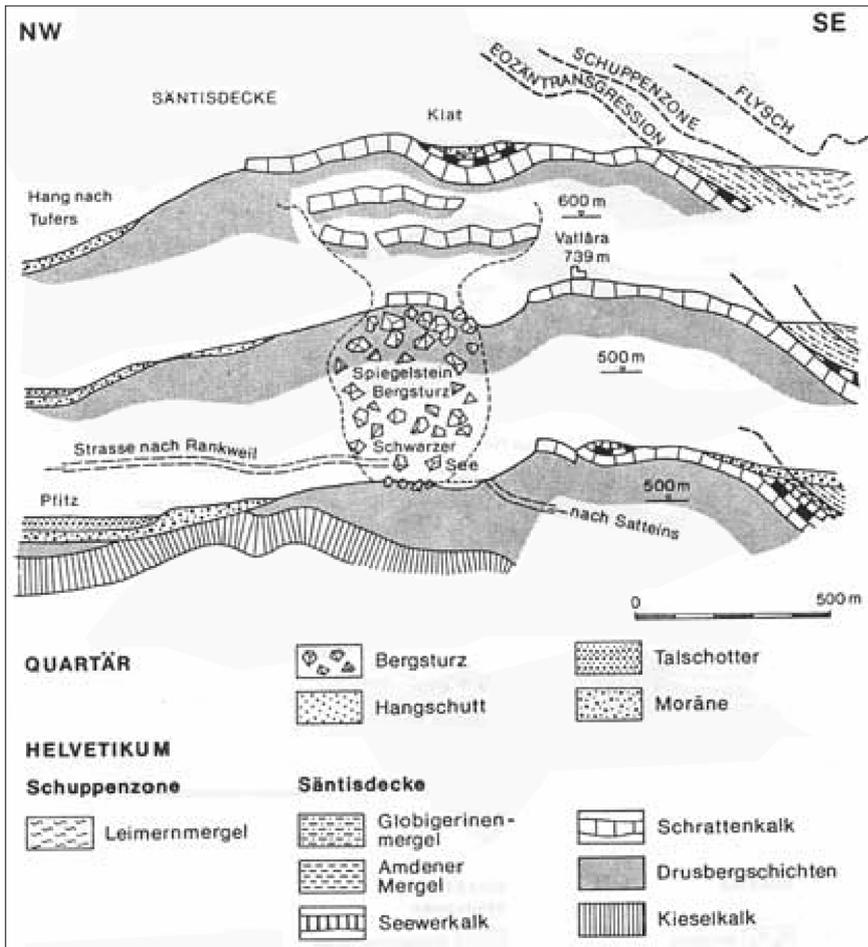


Abb. 119. Schnitte im Gebiet des Schwarzen Sees durch die Felsgleitung Spiegelstein. Aus OBERHAUSER (1986).

antiken Fluchtburg ausgegraben wurden. Von der Talmulde leitet ein markierter Fußsteig durch den nordseitigen Waldhang und zwischen Rie-

senfelsblöcken durch bis zur Felswandstufe von Klat. Diese Stufe zeigt dünnbankige Kalkmergel und Mergel der Drusberg-Formation im Wandfuß

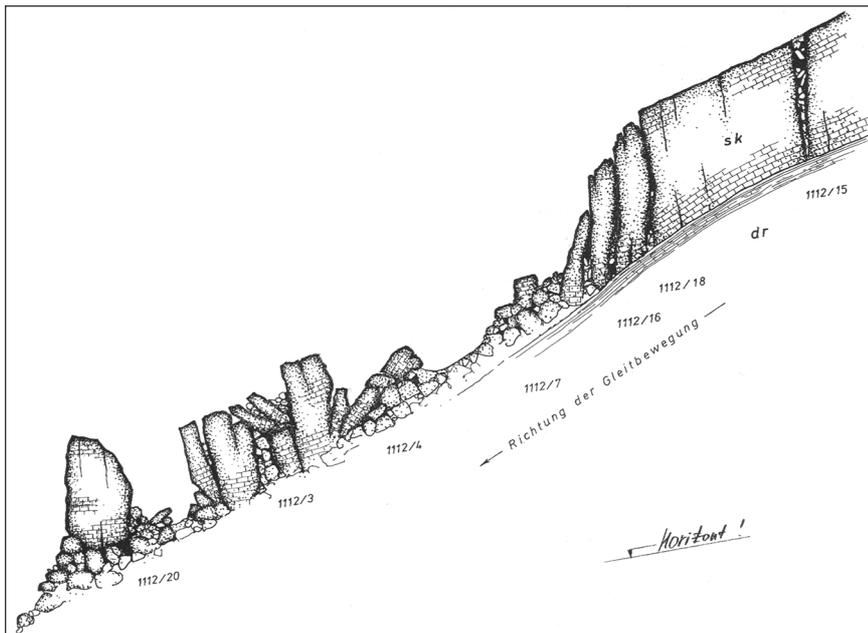


Abb. 120. Schnitt durch den Felssturz Spiegelstein. Aus ELSENSOHN (1999).

mit schichtgebundener Sickerwasserführung und in den Taleinschnitt geneigten Schichtflächen. Die Wand selbst wird bis zur Wandoberkante von grob gebanktem bis massigem Schrättenkalk aufgebaut. Die Wandflächen werden von Klufflächen mit Harnischstriemung gebildet. Talseits der Wandstufe liegen wirr hausgroße Felsblöcke im Wald, die auf den talwärts fallenden Schichtfugen aus dem Gebirgsverband vorgeglitten und lokal verürzt sind (Profilschnitte, Abb. 119 und 120).

Der Steig führt über die Wandstufe auf das überliegende Plateau. Hier zeichnen offene Spalten und Einmuldungen im Waldboden die von der freien Wandfläche anhaltend bergwärts zurückgreifende Gebirgsverandauflösung nach.

Nach den mittelalterlichen Großabgleitungen sind 1876 ca. 400 000 m³ Felswandmasse abgeglitten, 1981 und 1987 kleinere Wandteile. Die Schichtflächengleitungen in der Felswand und die Kriech- und Versturz- bewegungen des Blockwerkes im Hang unter der Wand sind nach wie vor kriechend aktiv.

• **Literatur**

OBERHAUSER (1986); DONIÉ (1990); ELSENSOHN (1999).

Moorgebiet Gasserplatz

Leo W.S. DE GRAAFF

• **Lage**

An der Straße von Feldkirch (Schattenburg) nach Göfis (ÖK Bl. 141; GK28; -54400/233650). Parkmöglichkeit südlich der Straße nach der Steigung durch einen alten Taleinschnitt, von dort kurzer Fußweg.



Abb. 121. Kernbohrung im Moorgebiet Gasserplatz. Foto: J. Georg FRIEBE.

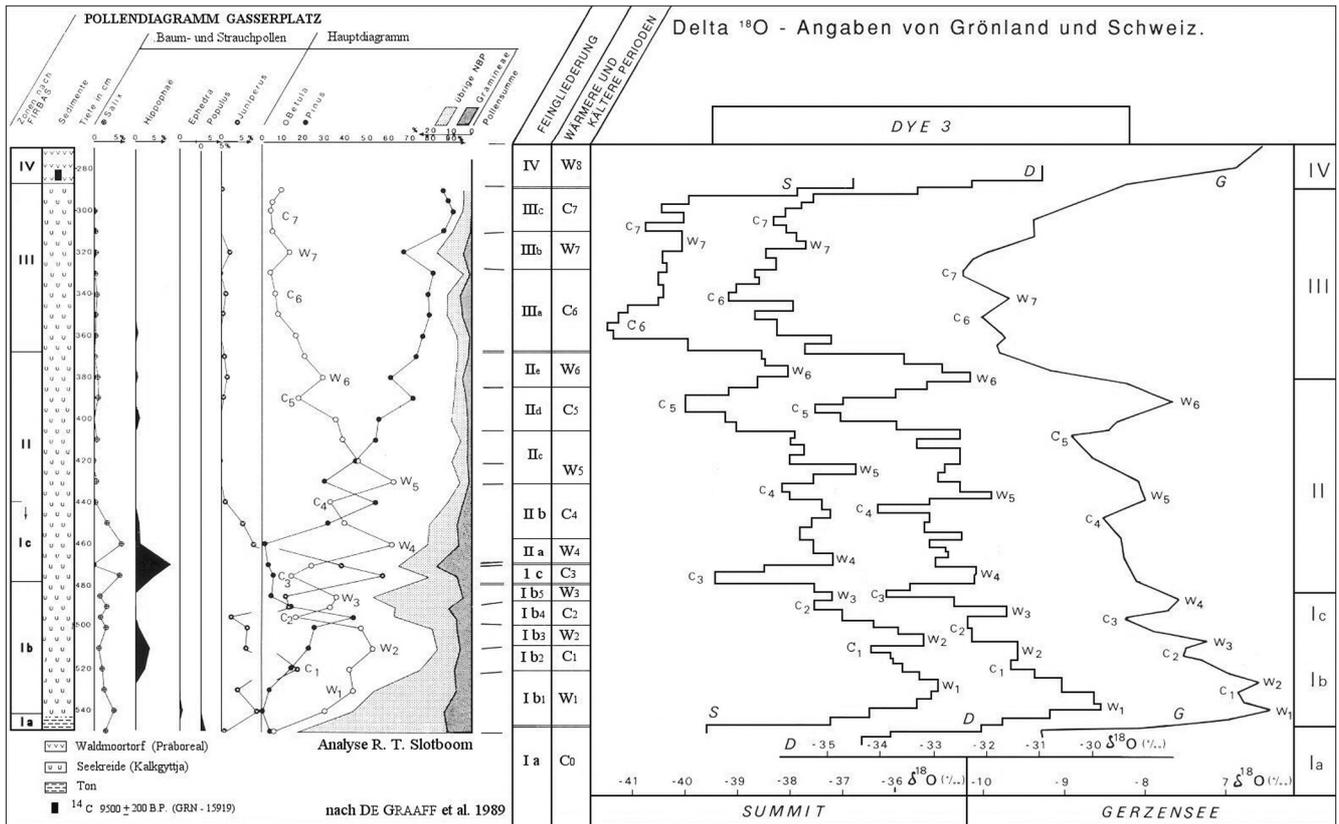


Abb. 122. Das Hauptpollendiagramm vom Gasserplatz wurde mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven vom Gerzensee (Schweiz; SIEGENTHALER et al. [1984]) und mit den Summit und Dye 3 Eiskernen (Grönland; JOHNSENET et al. [1992]) korreliert.

• **Beschreibung**

Das Moorgebiet Gasserplatz befindet sich nahe am Konfluenzbereich des eiszeitlichen Rhein- und Illgletschers und wurde am Ende der Vergletscherung, noch in der Ältesten Dryas, als kleines Wasserbecken freigelegt. Der Illgletscher stabilisierte sich gerade noch kurzfristig am Rande dieser Stelle. Der bis 12 m tiefe Gasserplatz-See existierte bis zu Beginn des Holozäns und füllte sich vorerst mit einer ungestörten, bis 2,50 m mächtigen Abfolge von Seekreide (Kalkgyttja). Erst ab Beginn des Holozäns

bildete sich ein Moor. Die Seekreideablagerungen decken gerade die letzten 3000 Jahre des Oberen Pleistozäns ab. Die biostratigraphische Zonierung der Seekreide anhand von Pollen und Makroresten zeigt die Vegetationsgeschichte der direkten Umgebung und die Entwicklung des spätglazialen Gasserplatz-Sees. Geoelektrische Profilaufnahmen und zwei ^{14}C -Altersbestimmungen ergänzen das Bild. Das Hauptpollendiagramm vom Gasserplatz wurde in DE GRAAFF, KUIJPER

& SLOTBOOM (1994) mit den publizierten $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven des Grönlandeises und mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von Gerzensee (Schweiz) verglichen. Die am Gasserplatz abgeleitete Vegetationsentwicklung zeigt eine interessante Übereinstimmung mit der spätpleistozänen Klimageschichte im nordatlantischen Bereich.

• **Literatur**

DE GRAAFF, KUIJPER & SLOTBOOM (1989, 1994).

Der Bregenzerwald

Riefensberg: Hanggleitung und Grundbruch

Heiner BERTLE

• **Lage**

ÖK 1 : 25 000, 83 Sulzberg, GK28: -27650/264240. Nördlich von Riefensberg an der L205, Hittisauer Straße, unmittelbar vor der Deutschen Grenze hangseitig abzweigend. Parken zwischen der

Abzweigung und der Kehre der früheren L22 (Lageplan Abb. 123).

• **Beschreibung**

Die Wiesenflächen beidseits der L205 bis zur Weißbach hinab werden von Tonen, Schluffen und Feinsanden unterlagert, die frühwürmzeitlich in einen Eisrandsee des III-Rheingletschers abgesetzt wurden. Die unruhige Geländeform weist auf die Instabilität dieser Feinsedimente hin. Im Waldrandbereich hangseitig der Straße werden die Seetone von Murschutt, Gleitmassen, Hangschutt und

Blockwerk überlagert, die aus der bewaldeten Steilstufe stammen. Die Steilstufe wird von einer anstehenden mittelsteil in den Hang einfallend geschichteten Abfolge von grauen Sandsteinen, bunten Mergeln und Kalkmergeln der Weißbachschichten (Untere Süßwassermolasse) aufgebaut. Oberhalb der Steilstufe bilden Terrassenschotter und Moräne den Untergrund der Wiesenverebnung von Riefensberg (Schnitt Abb. 124). Am Untergrund der mächtigen geklüfteten Sandsteinbänke zu den stauenden Mergeln



Abb. 123. Lageplan der Hangbewegung Riefensberg. ©Vorarlberger Landesregierung – VOGIS.

treten Quellen und Sickerwässer aus, die aus den Terrassenschottern von Riefensberg dotiert werden. Diese Wässer weichen die Mergel auf und verursachen Abgleitungen der Verwitterungsschwarte und Nachsetzungen und Blockauflösungen der überlagernden Sandsteinbänke.

Am Himmelfahrtstag 1868 sind großflächig aus der bewaldeten Steilstufe die Verwitterungsschwarte ein-

schließlich des Waldes und aufgelockerte Felsteile in den Unterhang abgeglitten und haben in den Wiesen Überlastungsbrüche ausgelöst. Im Gefolge starker Regen in eine geschlossene Schneedecke ist zwischen dem 22. 3. 1998 und dem 27. 3. 1998 die Fahrbahn der L22, Riefensberger Straße, abgerissen und unterbrochen worden. Die Abgleitung hat den Wiesenobertrand erreicht und dort einen progressiven Grundbruch in den Feinsedimenten ausgelöst. (Abb. 125). Durch diesen Grundbruch wurde die unterliegende L205 aufgewölbt und unterbrochen und die Evakuierung eines Gebäudes erforderlich. Durch die Abgleitung wurden ca. 70 000 m³ Verwitterungsschutt und Felsschollen auf einer Waldfläche von 1,5 ha in Bewegung gesetzt und auf ca. 2 ha Wiesenfläche Grundbruchbewegungen ausgelöst. In den Folgejahren haben sich die Bewegungen verlangsamt, sind aber bis heute nicht völlig abgeklungen. Sie haben sich besonders gegen NE auf ca. 3,5 ha (250 000 m³) Gleitmasse ausgeweitet.

- **Hinweis**
Exkursion nach Sibratsgfall (Großgleitung Rindberg, Seetongleitungen beidseits der Subersach) und Balderschwang (Felsstürze auf Seeton).
- **Literatur**
H. BERTLE (1993).

Kraftwerk Langenegg: Ehemaliger Steinbruch

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
In Alberschwende zweigt von der L200 ca. 1400 m NE des Ortszentrums die Straße zum Kraftwerk Langenegg ab (ÖK Bl. 112; GK28: -35350/259140). Für den unteren Wegabschnitt ist eine Fahrgenehmigung der Güterweggenossenschaft notwendig. Alternativ ist der Anschluss auf der Trasse der ehemaligen Wälderbahn zu Fuß oder per Fahrrad erreichbar.
- **Kurzcharakteristik**
Historischer Fossilfundpunkt in den Bausteinschichten.
- **Beschreibung**
Das Baumaterial der Bregenzerwälderbahn wurde in Steinbrüchen unmittelbar an der Bahntrasse gewonnen. Einer davon lag bei km16,1 – dort, wo heute das Kraftwerk Langenegg der VKW steht. Abbauziel waren die Sandsteine der Bausteinschichten, die hier in einer massiven, ca. 40 m mächtigen, steil stehenden Felsrippe hinter dem Krafthaus anstehen.
Aus den Sandsteinbänken stammen zahlreiche Blattabdrücke (*Acer*, *Alnus*, *Cinnamomum*, *Diospyros*, *Quercus*, *Rhamnus*, *Salix* u.a.). Die feinkörnigeren Sedimente im Übergangsbereich Tonmergel-/Bausteinschichten liefern eine gering diverse Molluskenfauna mit *Cardium studer* und *Polymesoda (Pseudocyrena) convexa convexa*. Süßwassermollusken (*Congeria basteroti*, *Melanopsis acuminata*) wurden in den Weißbachschichten gefunden.
LOACKER (1977: A 100) gibt folgende Schichtfolge: Den nördlichsten Profilabschnitt bilden die Weißbachschichten der Hornschuppe in Form von stark zerrütteten, rötlichen Mergeln. Eine schlecht aufgeschlossene Störungszone trennt die Hornschuppe von der südlich anschließenden Steinbergmulde. Deren Schichtfolge beginnt mit den 35 m mächtigen Tonmergelschichten: plattige, graue Mergel mit eingelagerten Bänken von hartem Kalksandstein. Es folgen 40 m grobbankige Sandsteine der Bausteinschichten mit dünnen Mergelzwischenlagen. Die überlagernden massigen, dunkelgrauen Mergel (22 m) sind aufgrund ihrer Molluskenfauna wohl bereits den Weißbachschichten zuzuordnen. Eine 2 m mächtige Störungszone mit tektonisierten Mergeln führt zur Schichtverdoppelung: Wiederum stehen Mergel der Tonmergelschichten mit zwischengeschalteten Sandsteinbänken

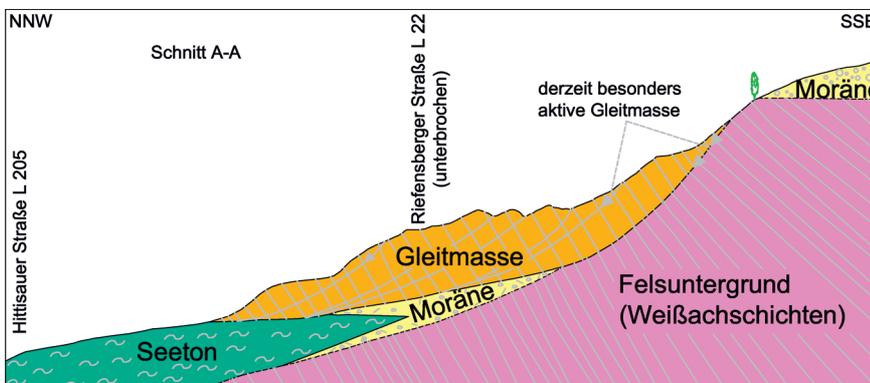


Abb. 124. Geologischer Schnitt Hanggleitung Riefensberg. ©Heiner BERTLE.

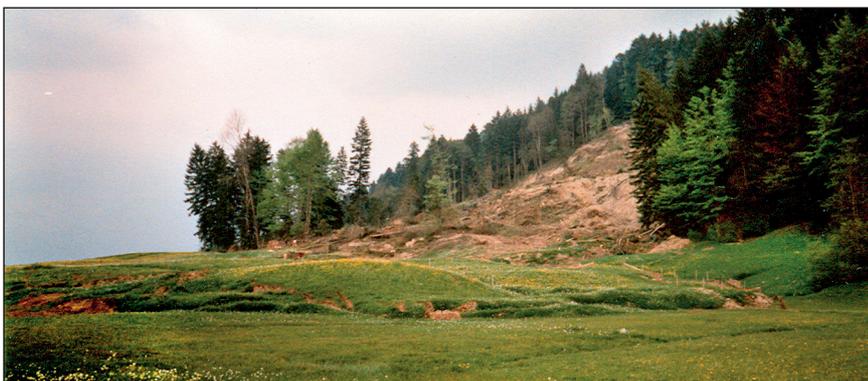


Abb. 125. Hanggleitung und Grundbruchswellen Riefensberg 1998. Foto: Heiner BERTLE.

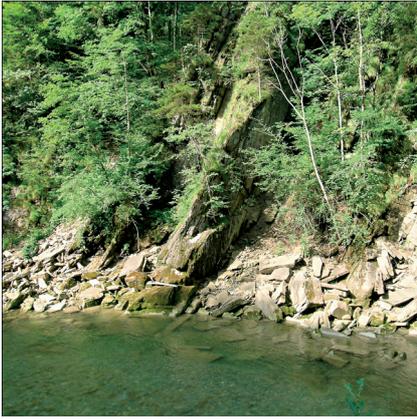


Abb. 126.
Bausteinschichten an der Bregenzerach gegenüber dem Kraftwerk Langenegg.
Foto: J. Georg FRIEBE.

an (31 m). Die Bausteinschichten erreichen hier eine Mächtigkeit von 105 m. Sie werden gegen Süden von dunkelgrauen Mergeln der Weißbachschichten überlagert, die gegen das Hangende bräunlich und rötlich gefleckt werden.

Heute ist am gegenüberliegenden linken Ufer der Bregenzerach eine Wechsellagerung von Sandsteinen und Siltsteinen/Mergeln aus den obersten Tonmergelschichten im Liegenden des Steinbruchs zugänglich. Die Sandsteinbänke zeigen meist Rippelschichtung sowie gelegentlich Sohlmarken und/oder Spurenfossilien. Pflanzenhäcksel und Pyrit sind häufig.

Die Sandsteine der Bausteinschichten sind nur schwimmend erreichbar. Etwas flussaufwärts sind in einer mächtigeren Bank der Bausteinschichten (südliche Teilschuppe) schöne Schrägschichtungskörper ausgebildet (Rinnenschichtung).

- **Das Kraftwerk Langenegg**

Das 1979 eröffnete Kraftwerk Langenegg der Vorarlberger Kraftwerke AG nützt das Wasser der Bolgenach und der Subersach. Letzteres wird durch einen 3,8 km langen Freispiegelstollen beigeleitet. Das Einzugsgebiet von 187 km² teilt sich etwa gleichmäßig auf die beiden Flüsse auf.

Durch den Speicher Bolgenach steht ein Tages- und Wochenspeicher von 6,5 Mill. m³ zur Verfügung. Von dort führt ein 5,9 km langer Stollen zum Kavernenkrafthaus, wo das Wasser durch zwei Maschinensätze mit einer Leistung von insgesamt 74 000 kW abgearbeitet wird. Mit einer Rohfallhöhe von 280 m ist das Kraftwerk Langenegg das größte Kraftwerk der VKW.

- **Literatur**

LOACKER (1977, 1992, 1993); RESCH (1977).

Hittisau: Speicher Bolgenach

J. Georg FRIEBE

- **Lage**

Der Speicher Bolgenach ist von der Straße Hittisau – Krumbach leicht erreichbar (Beschilderung, Parkplatz; ÖK Bl. 112; GK28: –29850/259700). Ein Zugang von der östlichen Talseite ist ebenfalls möglich.

- **Kurzcharakteristik**

Grenzbereich zwischen Hornschuppe und Steinebergmulde, Staudamm in einer nacheiszeitlichen Schluchtstrecke.

- **Beschreibung**

Der Speicher Bolgenach (Kraftwerk Langenegg der VKW) liegt in der spätglazial vertieften Schluchtstrecke der Bolgenach. Die Talverengung im Bereich einer Härtlingsrippe von Bausteinschichten bot sich als Sperrenstandort an. Der Staudamm besteht aus einer Kiesschüttung mit Moränenkern mit wasserseitiger Blockabdeckung. Das Baumaterial wurde in der unmittelbaren Umgebung gewonnen. Der Moränenkern schließt an eine Mergelzone an, die als natürlicher Dichtungsschirm fungiert. Dadurch konnten die Kontaktinjektionen auf die oberflächlich aufgelockerten Bereiche beschränkt werden. Tiefeninjektionen waren nicht erforderlich. Sandsteine und Nagelfluh dienen als Widerlager.

Im Zuge der Bauarbeiten war die Grenzzone zwischen Hornschuppe und Steinebergmulde gut aufgeschlossen. Im Gegensatz zu den Aufschlüssen an der Bregenzerach im Bereich des Kraftwerks Langenegg

ist die Schichtfolge der Bausteinschichten hier nicht verdoppelt. In den auffallend mächtigen Tonmergelschichten wäre eine Schichtverdoppelung hingegen durchaus möglich.

Die Abfolge beginnt im Norden mit einer Wechsellagerung von grauen Mergeln, Konglomeraten und Sandsteinen der Steigbachschichten. Die mit 30° nach Süden einfallenden Gesteine gehören zum Nordschenkel der Hornmulde, deren stark gestörter Muldenkern auf 10 m nur schlecht aufgeschlossen war. Der Südschenkel wird wiederum von Steigbachschichten gebildet (105 m), die nun invers gelagert mit 70–80° nach Süden einfallen. Es folgt Weißbach-Formation mit 70 m stark gestörten, weinroten Mergeln, in die Sandsteine und Konglomerate eingeschaltet sind. Gegen Süden nimmt der Zerschierungsgrad bis zur Bildung von Kakirit zu.

Eine glatt durchziehende, steil nach Süden einfallende Harnischfläche trennt die Hornschuppe von der Steinebergmulde. Plattige Mergel mit eingelagerten Kalksandsteinen der Tonmergelschichten sind das nördlichste Element der Steinebergmulde. Ihr Tektonisierungsgrad nimmt generell gegen Süden hin ab, aber auch innerhalb dieser Formation können stärker gestörte Bereiche vorkommen.

Die Bausteinschichten sind mit einer 35 m mächtigen Abfolge von Sandstein mit dünnen Mergelzwischenlagen vertreten. Die darauf folgenden 7 m Mergel wurden ursprünglich noch zu den Bausteinschichten gezählt, führen aber bereits Süßwasserschnecken. Damit wäre auch die überlagernde, 12 m mächtige Zone von Sandsteinen mit Mergelzwischenlagen und einer Konglomeratlinse be-

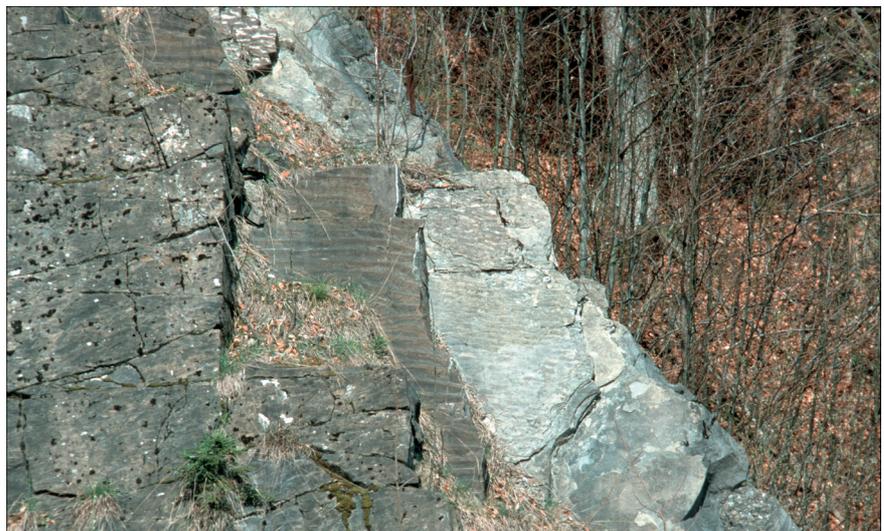


Abb. 127.
Rippelschichtung in den Sandsteinen der Bausteinschichten im linken Widerlager des Staudamms Bolgenach.
Foto: J. Georg FRIEBE.

reits der Weißbach-Formation zuzuordnen. Eindeutige Weißbach-Formation beinhaltet graue Mergel mit Süßwasserschnecken und inkohlierten Baumstämmen bzw. Wurzelstöcken sowie pyritisierten Grabgängen (18 m), Konglomerat mit Sandsteinzwischenlagen (40 m), Mergel mit dünner Sandsteinzwischenlage (20 m) sowie Konglomerat und Sandstein (16 m). Die hangend abschließenden Mergel führen neben Süßwasserschnecken auch Säugetierreste. Die geologische Situation und darin eingebettet die Lage der Sperre sind am Abgang vom westlichen Parkplatz zum Damm vereinfacht auf Schautafeln dargestellt.

Literatur

HÜNERMANN & SULSER (1981); LOACKER (1977); RESCH (1977); RESCH et al. (1979).

Lingenau Quelltuffhang

J. Georg FRIEBE

Lage

Am westlichen Ortseingang von Lingenau beginnt südlich der St.-Anna-Kapelle der beschilderte Lehrpfad (Parkmöglichkeiten nördlich beim Bad) (ÖK Bl. 112; GK28: -32050/256150).

Beschreibung

Bei Lingenau hat sich die Subersach tief in die Konglomerate und Mergel der Weißbach-Formation eingeschnitten. Über diesen liegt eine ausgedehnte quartäre Schotterterrasse. Das Grundwasser im Schotterkörper wird an der Grenze zum Molasse-Untergrund gestaut und tritt am Steilhang zur Subersach in zahlreichen Quellen aus. Die Steilheit des Geländes begünstigt die Sinterbildung. Der heute aktive Tuffhang wird aus einer einzigen Quelle genährt. Sie zeigt im Jahresverlauf weder in ihrer Schüttung noch in ihren chemisch-physikalischen Parametern nennenswerte Schwankungen. Die Quelle fließt ruhig aus und geht nach ca. 3 m in einen Wasserfall über. Hier bilden sich Tuff-Vorhänge und darunter kleine Kalksinterterrassen. Weiter unten treten phytoklastische Tuffe hinzu. Untergeordnet kommen auch Moostuffe vor. Das heutige Naturdenkmal ist der Rest einer durchgehenden Quellsinter-Galerie, die zeitweise auch zu Bauzwecken gewonnen wurde. Die St.-Anna-Kapelle wurde aus diesem Material erbaut (nicht nachprüfbar, da verputzt). Unkontrollierte Materialentnahme Mitte des 20. Jahrhun-

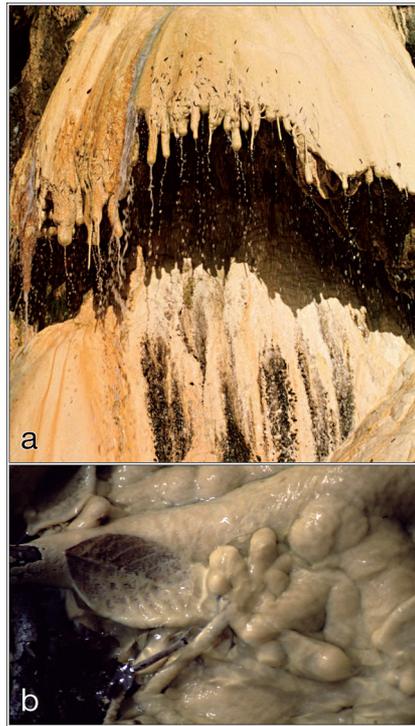


Abb. 128. Naturdenkmal „Quelltuff Lingenau“. a) Sintervorhang. b) Blätter und kleine Ästchen werden in aktiven Bereichen des Quelltuffhangs binnen acht Monaten von einer bis zu 10 mm dicken Kalkkruste überzogen. Foto: Leo BEREUTER.

derts führte zu Rutschungen und damit zur Zerstörung großer Teile dieses Naturphänomens. Die Schotterterrasse ist gegen die Subersach hin von mehreren (Trocken-)Tälern durchschnitten. Der Zugang zum Quellsinter verläuft in einem noch aktiven (wenngleich verrohrten) Einschnitt, der Rückweg in einem Trockental.

Literatur

RÜF (2006); SANDERS, UNTERWURZACHER, & RÜF (2006).

Egg: Bregenzerach – Kirchfelsen

J. Georg FRIEBE

Lage

Im Ortszentrum von Egg (ÖK Bl. 112; GK28: -33100/254800). Der Fußweg hinunter zur Bregenzerache zweigt direkt bei der großen, zentralen Kreuzung ab. Das Einlaufbauwerk des Kraftwerks Egg (GK28: -33550/254550) erreicht man entweder entlang des Flusses nach Süden oder über die Fahrstraße Richtung Gymnasium – Schießstand.

Beschreibung

An der Bregenzerache und dem markanten Felsen mit der Kirche von Egg

ist ein Profil von der Unteren Meeresmolasse bis in die älteren Anteile der Unteren Süßwassermolasse abgeschlossen.

Als älteste Ablagerung findet sich ca. 400 m südlich (= flussaufwärts) des Kirchfelsens bei der Wasserfassung für das Kraftwerk die Deutenhausen-Formation. Die mergeligen Sandsteine mit Pflanzenresten ähneln den Tonmergelschichten. Sohlmarken und fallweise Gradierung geben dem Gestein eines flyschoides Aussehen. Die Nannoflora belegt Mittleres Oligozän. Im Wald über den Mergelaufschlüssen sind in die Sandsteine der Deutenhausen-Formation auch noch schlecht klassierte Konglomeratlagen bis -bänke (mit Komponenten u.a. aus dem Oberostalpinen Mesozoikum und Paleogen) eingeschaltet. Im Bindemittel finden sich aufgearbeitete Discocyclinen. Die Konglomerate zeigen klare Merkmale fluviatiler Sedimentation. Hinweise auf eine Aussüßung in mittleren bis höheren Abschnitten der Deutenhausen-Formation konnten auch im ca. 2 km weiter östlich gelegenen Rainertobel (Schmiedebach) beobachtet werden.

Am erosionsbenagten Steilufer sind etwas nördlich die Tonmergelschichten steilstehend aufgeschlossen. Sie zeigen in typischer Ausbildung eine enge Wechsellagerung von Sandstein und Tonmergel mit Rippelmarken, Rutschfalten und Lebensspuren. Mittels Ostracoden wurden sie ins Rupelium eingestuft.

Die Bausteinschichten sind hier im Süden mergeliger ausgebildet als in den nördlichen Faziesbereichen. HEIM et al. (1928) führten für diese küstennähere Sonderentwicklung den Namen „Eggschichten“ ein. Sie sind am rechten Achufer unter der Kirche gut aufgeschlossen. Stellenweise (besonders in einer Bank nahe der Basis) führen sie reichlich Steinkerne und seltener auch Schalen von *Poly-mesoda convexa* (BRONGNIART). Auch in der hangendsten, gut 5 m mächtigen Sandsteinfoolge der Bausteinschichten belegt diese Muschel noch brackische Bedingungen. Die überlagernden bunten Mergel führen bereits Characeen-Oogonien, Land- und Süßwasserschnecken und sind damit den Weißbachschichten der Unteren Süßwassermolasse zuzuordnen. Die Nagelfluhbänke des Kirchfelsens dokumentieren eine proximale Fazies der Weißbachschichten. Die Grenze Rupelium/Chattium dürfte noch innerhalb der Bausteinschichten liegen.

Literatur

BAUMBERGER (1934, 1937); BÜRGISSER et al. (1981); CZURDA et al. (1979); HEIM et al. (1928); OBERHAUSER (1986); PLÖCHINGER et al. (1958).

Schwarzenberg: Achbrücke bis Steinrieslerbach

J. Georg FRIEBE

- **Lage**

Ehemaliger Steinbruch (heute Klettergarten; ÖK Bl. 112; GK28: -36400/251425) und Straßenanriss an der ehemaligen Straße Bezau – Schwarzenberg bei der Achbrücke. Autobusse warten in Bersbuch an der Bregenzerwaldbundesstraße L200 Andelsbuch – Bezau südlich der Abzweigung nach Schwarzenberg, von dort kurzer Fußweg (5 Minuten). Mit PKW und Kleinbussen ist die Zufahrt bis zum Aufschluss am linken Achufer möglich.

- **Thema**

Schrattenkalk mit aufgearbeiteter Oberfläche – extreme Kondensation im Albium – Götzis-Subformation und Amden-Formation – Sedimenttransport im Bachbett.

- **Beschreibung**

Im ehemaligen Steinbruch wurde teils gut geschichteter, teils (speziell in den hangenden Partien) massiger, z.T. oolithischer Schrattenkalk abgebaut. Die spärlichen Makrofossilien umfassen Austernschill und – ca. 10–20 cm unter dem Top – auch *Toucasia carinata* MATHERON.

Die Hangendgrenze des Kalks ist ein ausgeprägter Hartgrund. Bis 30 cm tiefe Spalten sind mit phosphoritumkrusteten, aufgearbeiteten Kalkgerölen und zahlreichen Phosphoritknol-



Abb. 129.
Ausgekolterter Schrattenkalk unter der alten Bregenzerachbrücke bei Schwarzenberg.
Foto: J. Georg FRIEBE.

len in glaukonitischer Matrix gefüllt. Die Kalkoberfläche ist mit Phosphorit überkrustet und lokal von Muscheln angebohrt. Der Schrattenkalk wird von einer bis 20 cm mächtigen Phosphoritlage überlagert. *Leymeriella pseudoregularis* SEITZ belegt die *tardefurcata*-Zone. Es folgt ein 3–4 cm dicker Stromatolith-Horizont, der jedoch nur stellenweise zu beobachten ist. Die 10–30 cm mächtige, fossilreiche Plattenwald-Schicht umfasst die jüngeren Anteile des Albium. *Hysterocheras orbigny* SPATH belegt die höhere *cristatum*-Zone, *H. varicosum* (SOWERBY) und *Mortoniceras (Pervinquieria) inflatum* (SOWERBY) dokumentieren die *inflatum*-Zone, *Bergericeras gresslyi* (PICTET & CAMPICHE) und *Ostlingoceras puzosianum* (D'ORBIGNY) gehören bereits der *dispar*-Zone an. Die steil zur Straße einfallende Plattenwald-Schicht wurde in den 1920er-Jahren bei Bauarbeiten unterschritten. Aus dem abgerutschten Material konnte eine reiche Ammoniten-Fauna geborgen werden. Über der Fossilschicht liegen ca. 6 m massiger, grünsandiger Kalk der Aubrig-Schichten. Der primäre Karbonatgehalt dieses Schichtglieds wurde diagenetisch durch Drucklösung stark reduziert. Die stellenweise eingelagerten Kalkknollen dokumentieren das ursprüngliche Sediment. FÖLLMI (1986) stellt die gesamten Aubrig-Schichten noch ins Albium, während GEBHARD (1985) ein Cenomanium-Alter nicht ausschließt. Eine Schichtlücke, die das Cenomanium umfasst, trennt die Garschella-Formation von der Götzis-Subformation des Coniacium. Diese Gesteine sind im Straßenprofil nicht aufgeschlos-

sen, lassen sich aber etwas oberhalb der Straße südlich des Steinrieslerbachs am Fußweg zum Klausberg studieren. Seewerkalk s.str. fehlt. Im Steinrieslerbach stehen die glimmerhaltigen Mergel der Amden-Formation an. Ihre Basis wurde mittels Mikrofossilien ins Obere Santonium datiert. Beachtenswert sind auch die großen Gesteinsblöcke, die im Bachbett auf der Felsunterlage liegen und von dem vermeintlichen Rinnsal bei jedem größeren Unwetter weitertransportiert werden (daher auch der Name des Baches!).

- **Literatur**

FÖLLMI (1986, 1989a, 1989b); FÖLLMI & OUWEHAND (1987); GEBHARD (1985); HEIM et al. (1934).

Mellau: Ehemaliger Steinbruch

J. Georg FRIEBE

- **Lage**

Im Südwesten des Ortes am linken Ufer des Mellenbachs (ÖK Bl. 112; GK28: -34900 / 245400). Zufahrt bis Schwimmbad und von dort zu Fuß oder südlich des Mellenbachs (für größere Busse infolge eines vorstehenden Hausdachs nicht zu empfehlen).

- **Thema**

Ehemaliger Steinbruch im Kieselkalk – Sturzblöcke von Altmann- und Drusbergsschichten

- **Beschreibung**

Die harten Gesteine des helvetischen Kieselkalks bilden im Mellental oft



Abb. 130.
Kieselkalk und nachrutschende Drusberg-Formation im ehemaligen Steinbruch Mellau.
Foto: J. Georg FRIEBE.

über 100 m hohe, hellbläulich bis gelblich und bräunlich verwitternde Felswände, welche zwischen der Drusberg-Formation und den Mergeln der Palfris-Formation aus dem welligen Gelände hervortreten. Der gut gebankte, kieselreiche, oft spätige, graue Kalk ist im ganzen Gebiet gleichförmig ausgebildet und zeigt nur sehr geringe Variationen in der Korngröße. Nicht selten kommen Glaukonit führende, sandige Bänke vor, gelegentlich bis 3cm dicke, knollen-, linsen- und lagerförmige Hornsteinausscheidungen, die nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden sind.

Im Steinbruch am Talausgang des Mellentals steht der Kieselkalk als Synklinalschluss einer liegenden Falte saiger. Dadurch wird seine ebenflächige Schichtung und senkrecht dazu stehende Klüftung besonders auffällig. Er wurde zu Mauersteinen, Pflastersteinen und hochwertigen Splitten verarbeitet. Der Kieselkalk ist im östlichen Teil des Steinbruchs aufgeschlossen. Im Westteil ist er dem Abbau zum Opfer gefallen. Dadurch wurde dort auch das Widerlager für die tektonisch aufgelockerte Drusberg-Formation entfernt. Nachfolgende Rutschungen führten schließlich zur Stilllegung des Steinbruchs. Zum Zeitpunkt der Drucklegung waren zahlreiche Blöcke aus Kieselkalk, Altmann- und Drusberg-Schichten zugänglich. Durch Sicherungs- und Renaturierungsmaßnahmen wird das Aussehen des Steinbruchs jedoch rasch verändert.

- **Literatur**
OBERHAUSER (1986); SAX (1925).

Au – Schrecken

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Am Ostausgang der Steinschlag- und Lawinengalerie (ÖK Bl. 112; GK28: -26535/242765) bzw. nördlich der Volks- und Hauptschule in Au-Schrecken.
- **Thema**
Klassischer Ammonitenfundpunkt im Quintnerkalk.
- **Beschreibung**
Die oberen Anteile der Quinten-Formation sind hier zunächst massig bis grobbankig, oft hellgrau und blassbraun gefleckt. Eine etwa 1cm mächtige, rosa-gelbbläulich gefärbte Lage bildet die Grenze zu 3,5 m grau und blassrosa fleckigem Kalk mit unebener Oberfläche. Etwa 15 m

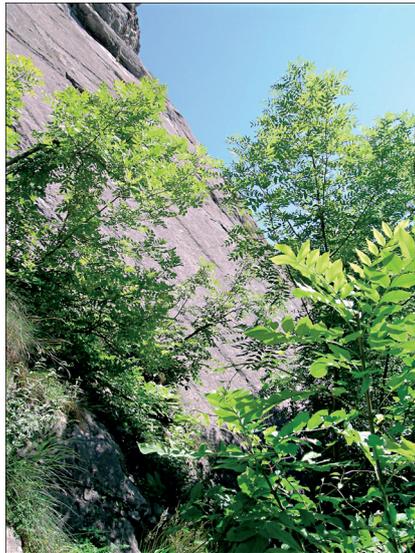


Abb. 131.
Schon recht verwachsen ist der Zugang zum ehemaligen Fossilfundpunkt am Top der Quinten-Formation bei Au.
Foto: J. Georg FRIEBE.

gewöhnlicher grauer bankiger Quintnerkalk bilden den hangenden Abschluss dieses Schichtglieds. An der Grenze zu den überlagernden Zementsteinschichten befindet sich eine etwa 1 m mächtige Ammonitenbank, deren klassische Faunen schon von K.A. v. ZITTEL (1868) bearbeitet wurden und die von HEIM (1933: 162) als Kondensationshorizont interpretiert wurde. Vereinzelt finden sich auch noch Ammoniten in den überlagernden Zementsteinschichten.

Die hangende Schichtfläche der Fossilbank bildet die Felswand unmittelbar am Ausgang der Lawinengalerie. Infolge von Seitenverschiebungen in Zusammenhang mit der Ostergunten-Störungszone wird sie nördlich der Schule noch zweimal wiederholt. Die knollig wellige Bank ist (bzw. war) von meist schlecht erhaltenen, oft rot bis orange gefärbten Ammonitensteinkernen erfüllt. Die Fundstelle wurde in den 1920er-Jahren von Siegfried FUSSENEGGER ausgebeutet. Die Ammoniten wurden von Ernst BAUMBERGER und Adolphe JEANNET bearbeitet und sind in HEIM et al. aufgelistet (1933). Das Material ist heute an der inatura in Dornbirn verwahrt. Neufunde sind unwahrscheinlich. Weiter im Westen an der Kanisfluh bestätigen Ammoniten-Funde die Einstufung in den Bereich oberstes Ober-Tithonium bis unterstes Unter-Berriasium.

Im Jahr 1889 wurden im Bereich dieses Aufschlusses im Hangschutt Reste eines Mammuts gefunden. Der Rechenschaftsbericht des Landesmuseums vermerkt dazu: „Zwei fossile Zahnfragmente des Mammuths

(*Elephas primigenius*) gefunden in Au, Bregenzerwald, geschenkt von Herrn k.k. Bezirksarzt Dr. [Jodok] BAER [Bregenz].“ Knapp 100 Jahre später kamen 1987 bei Bauarbeiten an der Lawinengalerie nach Aussagen der Bauarbeiter reichlich Knochen zum Vorschein, die jedoch mit dem Ausbruch in die Bregenzerach gekippt wurden. Eine Nachsuche blieb erfolglos. Lediglich ein Backenzahn konnte von einem Privatsammler geborgen werden.

- **Literatur**
FELBER & WYSSLING (1979); HEIM et al. (1933); KRIEG (1989); OBERHAUSER (1986); ZITTEL (1868).

Schoppernau: Armeseelenkapelle

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Südlich von Schoppernau wird eine Schlinge der Bregenzerache durch einen Tunnel abgeschnitten. Parkmöglichkeit unmittelbar nach der Brücke am Südportal. Aufschlüsse entlang der ehemaligen Straße an der Bregenzerach (ÖK Bl. 112; GK28: -22300/240475).
- **Thema**
Hangende Anteile der Piesenkopfformation im Grenzbereich zur Hällritzer-Formation (= Planknerbrückenserie), Massenbewegung (schichtparalleles Abgleiten)
- **Beschreibung**
Entlang der alten Straße stehen meist dünnplattige Mergelkalkbänke (mit

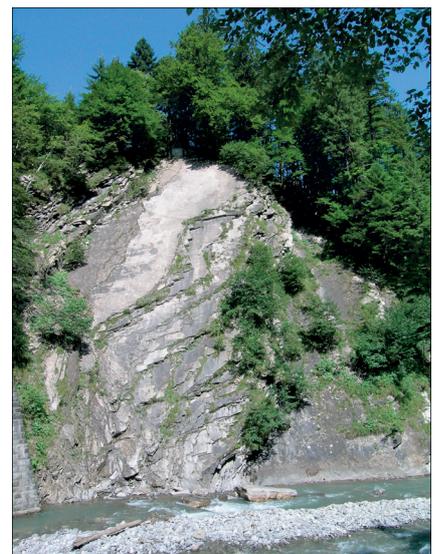


Abb. 132.
Unter der Armeseelenkapelle gleiten Gesteinspakete der Piesenkopfformation auf den zwischengelagerten tonmergeligeren Lagen schichtparallel ab.
Foto: J. Georg FRIEBE.

rissigen Schichtflächen) und tonmergeligere Lagen mit Wühl- und Weidespuren (Fukoiden und Helminthoiden) der Piesenkopf-Formation (bzw. nach KALLIES [1961]: Untere Planknerbrücke-Serie) an. Dehnungsklüfte innerhalb mächtigerer Bänke lieferten kleine Quarz-Kristalle. Südlich des Tunnels erfolgt der Übergang in die Hällritzer-Formation (Aufschlüsse an der stark befahrenen Straße). Die Piesenkopf-Formation fällt hier mit ca. 30°–50° gegen Süden ein. Der Hang unter der Armeseelenkapelle ist in dieselbe Richtung geneigt und leicht unterschritten. Die Gesteine sind zwar als Ganzes gesehen relativ hart, aber dünn gebankt und stark geklüftet. Dadurch gleiten immer wieder Gesteinspakete auf den zwischengelagerten tonmergeligeren Lagen schichtparallel ab. Frisch abgerutschte Blöcke in der Bregenzerach weisen auf eine permanente Aktivität hin. In den 1980er-Jahren musste deshalb die Armeseelenkapelle um fünf Meter versetzt werden, um ein Abstürzen des Gebäudes zu verhindern.

- **Literatur**

CZURDA et al. (1979); KALLIES (1961); RUFF, KASSEBEER & CZURDA (2002).

Straße Au – Damüls

J. Georg FRIEBE

- **Lage**

An der Straße von Au nach Damüls (ÖK Bl. 112; GK28: –29750/240350).

- **Thema**

Grenze Helvetikum/Wildflysch/Flysch.

- **Beschreibung**

Die Schichtfolge beginnt im Sacktoebel mit ca. 30 m flaserigen, schwarzgrünen Glaukonitsandkalken. Zum Tobel hin werden sie schiefrig und es folgt eine 25 m mächtige Zone von sandigen, feinglimmerigen, tintenschwarzblauen Schiefermergeln der Freschen-Schichten. Teilweise deutliche Bankungstendenzen finden sich vor allem in den mittleren Partien. FÖLLMI (1986) interpretiert diese Freschen-Schichten als Äquivalente der Hochkugel-Schichten.

Darüber folgen ca. 10 m dunkle, dichte Fleckenkalk des Seewerkalks. Sie gehen in fleckige grauschwäzliche Mergel der Amden-Formation über, die an der Basis Linsen aus Seewerkalk führen. Die Verbauung und anschließende quartäre Ablagerungen unterbrechen das Profil. Die Fortsetzung findet sich im Tobel und an der Straße auch nach der Kurve mit Amdener-/Leimern-



Abb. 133.

Völlig tektonisierter „Wildflysch“ grenzt an die Basisserie des Vorarlberger Flysches (Ofterschwang-Formation).

Foto: J. Georg FRIEBE.

mergeln. Diese fallen steil nach Süden und sind tektonisch stark geflasert und zerdrückt.

Nach bescheidenen Ausbissen von Leimernmergeln bei der Hangbrücke finden sich ab dem Eck zum Mitteltoebelbach gute Aufschlüsse in Leimernmergeln, in denen mit der Lupe mit nur wenig Mühe doppelkielige Globotruncanen erkennbar sind. Diese stehen an der alten Straßentrasse zum Bach an. Jenseits der alten Brücke finden sich auf der Grabensüdseite zunächst noch weiter knittergefaltete Leimernmergel.

Darüber folgen nun allmählich weniger gestörte, mehr ebenflächige Ablagerungen der Oberkreide, die den Wang-Schichten ähneln: Globotruncanen und Nannobefunde belegen weiterhin Campanium bis Maastrichtium.

Nach dem Ansatz der neuen Brücke nimmt die Tektonisierung zu. Über einer tektonischen Grenze folgen stark zerrüttete, schwarze bis graue Schiefer mit Kristallingeröllen und grünlichen „ölig“ glänzenden „Ölquarzit“-Linsen: das Matrixgestein der Feuerstätter Decke, so genannter Wildflysch.

Danach folgt aufgeschoben, jedoch intern nur wenig tektonisiert, die Basisserie des Vorarlberger Flysches (Ofterschwang-Formation) in einer ausgeprägt tonmergeligen Ausbildung mit vielen Fukoiden. In den selteneren klastischen Anteilen zeigt sich eine deutliche Gradierung, wobei in der entsprechenden Korngröße Globotruncanen des Cenomanium bis Turonium nachgewiesen werden konnten.

- **Literatur**

FÖLLMI (1986); OBERHAUSER (1986); RICHTER (1978).

Damüls: Laubenbachtobel

J. Georg FRIEBE

- **Lage**

Bei der Autobushaltestelle Argenwald unterhalb der Straßenbrücke (oberhalb von ihr das erste Haus der Streusiedlung Damüls) (ÖK Bl. 112; GK28: –30650/239275).

- **Thema**

Reiselsberg-Formation des Vorarlberger Flysches.

- **Beschreibung**

Im Laubenbach steht die Reiselsberg-Formation in ca. 40 m Mächtigkeit an. Bis 3,5 m mächtige, hellglimmerreiche Sandsteinbänke wechseln mit dunkeln, sandigmergeligen und auch tonmergeligen Zwischenlagen. Schleifspuren an den Bankunterseiten weisen auf trogparallelen Materialtransport (vermutlich aus dem Osten) hin. Der Zugang zum Großaufschluss über die alte Straße ist infolge bacherosionsbedingter Abrutschungen zu einer bescheidenen Trittspur reduziert. Aufschlüsse von Sandsteinbänken finden sich aber auch am Hang neben der Postautohaltestelle.

Damüls: Talstation Uga-Sessellift

J. Georg FRIEBE

- **Literatur**

OBERHAUSER (1986).

- **Lage**

Den Krumbach aufwärts von der Zufahrtsbrücke zum Faschinatunnel und von der Brücke nach Kirchdorf Damüls (ÖK Bl. 112; GK28: –33700/238700).

- **Kurzcharakteristik**

Piesenkopf-Formation und Reiselsberg-Formation des Vorarlberger Flysches.

- **Beschreibung**

Zwischen den verschiedenen Brückenbauten und bachaufwärts von ihnen befinden sich gute Aufschlüsse in der höheren Reiselsberg-Formation. Bachabwärts kann der Übergangsbereich zur Piesenkopf-Formation studiert werden.

Der im Bachbett beim großen Parkplatz der Talstation anstehende, massige Sandstein der oberen Reiselsberg-Formation ist stark glimmerig und z.T. feinbrekziös. Bachabwärts ist dieses Schichtglied bis zur Straßenbrücke nach Damüls-Kirchdorf vorbei an der Ruine der alten

Sägemühle zu finden. Weiter bach-abwärts finden sich zunehmend Einschaltungen von Piesenkopfschichten (zunächst 5–10 m mächtig), die rasch dominieren. Weiterhin schalten sich noch wiederholt 1–3 m mächtige Glimmersandsteine ein. Sie sind teilweise als Rinnenfüllungen zu erkennen. Durch Bacherosion bedingt sind Sohlmarken nur schlecht zu sehen. Abwärts von der nachfolgenden Brücke eines alten Fahrweges findet man nur noch die Piesenkopf-Formation.

- **Literatur**
OBERHAUSER (1986).

Furkajoch

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Passübergang zwischen Laterns und Damüls. An der höchsten Stelle der Straße befindet sich ein kleiner Parkplatz mit Jausenstation (ÖK Bl. 111/112; GK28: –37850/236550).
- **Thema**
Hangende Anteile der Reiselsberg-Formation im Übergangsbereich zur Piesenkopf-Formation.
- **Beschreibung**
Egal von welcher Seite man sich dem Furkajoch nähert, die Straße führt stets durch die Reiselsberg-Formation. Im Westen, auf der Laternser Seite, fallen die zahlreichen Sandstein-Blöcke in den Almwiesen auf. Aufschlüsse sind kaum vorhanden. Im Osten, von Damüls kommend, stehen in einer Rechtskurve massige Sandsteine an. Sie zeigen nur sehr undeutliche Sedimentstrukturen. Sel-



Abb. 134.
Das Pfirndhorn südwestlich des Furkajochs wird von Kalkturbiditen der Piesenkopf-Formation aufgebaut.
Foto: J. Georg FRIEBE.

ten sind leicht feinkonglomeratische Bänke eingeschaltet. Auf der Passhöhe grenzt die Reiselsberg-Formation mit einem Übergangsbereich an die überlagernde Piesenkopf-Formation. Der Aufschluss auf der nördlichen Straßenseite kann noch der Reiselsberg-Formation zugeordnet werden. Hier ist die Sandsedimentation bereits durch die wiederholte Einschüttung von Kalkturbiditen unterbrochen. Einzelne, etwa 15 cm dicke Bänke zeigen auf ihren angewitterten Schichtköpfen deutliche Turbiditsequenzen. Die Bank beginnt mit einer geringmächtigen, leicht sandigen Rippelschichtung, die rasch von „convolute bedding“ überlagert wird. Beide Bereiche scheinen auf den ersten Blick zusammengehörig-homogen und zeichnen

sich durch ihre etwas dunklere Verwitterungsfarbe aus. Der obere Bankbereich ist heller gefärbt und zeigt eine undeutliche Parallellamination. Die bis zu 20 cm mächtigen letzten Sandbänke in diesem Aufschlussbereich zeigen Sohlmarken (Transportmarken und Wühlspuren). Die Abfolge ist stark verfalltet. Auf der südlichen Straßenseite hinter der Jausenstation fehlen die Sandsteinbänke weitgehend und die Abfolge besteht in erster Linie aus Kalkturbiditen. Wühlspuren (Chondriten = Fukoiden) sind häufig. Weiter gegen Süden nimmt die Bankmächtigkeit rasch ab. Am Wanderweg oberhalb des Parkplatzes sind die Schichten bereits stärker verwittert und zerlegt. Der Hang beiderseits des Weges ist von feinem Schutt überdeckt.

Walgau

Göfis-Stein: Gletschertopf

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Von Feldkirch durch die Obere Illschlucht in Richtung Frastanz – unmittelbar am Ostende der Schluchtstrecke die L190 Richtung Göfis/Fellengatter verlassen, dann links Richtung Göfis. Der Gletschertopf befindet sich über dem Portal des Ambergtunnels (A14). Naturdenkmal – bitte keine Probennahme! (ÖK Bl. 141; GK28: –54390/232905).
- **Beschreibung**
Im Jahre 1980 wurde beim Bau des Voreinschnittes des Ambergtunnels

ein gut erhaltener Gletschertopf freigelegt, der durch die Sprengarbeiten seitlich geöffnet wurde. Dies aber ermöglichte, dass der Topf besser zugänglich und einsehbar wurde. Zwischen der Felsenau und Göfis war der würmzeitliche Illgletscher gezwungen, aus dem tief ausgeschürften Walgau aufzusteigen. Vom Rheintalgletscher wurde er an dessen rechten Rand abgedrängt und eingeengt. Dadurch entstanden tiefgründige, ortsfeste Spalten. Durch sie stürzte das sommerliche Schmelzwasser hinab und erodierte den felsigen Untergrund. Auch Gletscherbäche, die unter dem Gletschereis flossen, können bei der Bildung des Gletschertopfs mitgewirkt haben. Die vom Gletscher transportierten Gesteinsblöcke wurden im

Kolk vom Sturzbach in Bewegung versetzt und in kreisenden Strudeln zu „Gletschereiern“ zugerundet. Feineres Material wirkte als Schleifmittel und glättete die Wände. Der Gletschertopf besteht aus vier übereinanderliegenden Kolken, die sich – entgegen der Fließrichtung des Gletschers – in südöstlicher Richtung eingetieft haben. Jeder nächsttiefer ist größer als der unmittelbar darüber liegende. Der unterste bildet eine (aufgebrochene) Kammer von 5 m Durchmesser und 5 m Höhe. Insgesamt ist der Gletschertopf über 10 Höhenmeter erhalten. Im Gletschertopf sind sowohl der Schrattenkalk als auch die überlagernden Grünsandsteine der Gamser Schichten aufgeschlossen. Die obersten zwanzig Meter des Schrattenkalks



Abb. 135.

Der Gletschertopf kurz nach seiner Freilegung. Die Luitere-Schicht im Hangenden des Schrattenkalks ist an ihrer rostbraunen Verwitterung leicht zu erkennen.

Foto: Walter KRIEG.

bestehen aus feinkörnigem und mittelkörnigem, nur einige Molluskenschnitte (hauptsächlich Rudisten) enthaltendem Kalkstein. Echinodermaten-Bruchstücke und größtenteils agglutinierte Benthos-Foraminiferen sind die dominierenden Bioklasten. Die Oberfläche des Schrattenkalks erscheint erosiv unregelmäßig buckelig-wellig. Es folgt die Luitere-Schicht (10–35 cm) in Form von unregelmäßigen Linsen. Sie führt Phosphoritknollen, Terebrateln und Belemniten sowie Reste von Ammoniten und Bivalven. Häufig sind Pyritknollen, deren Verwitterung eine auffallende limonitische Verfärbung verursacht. Im Dünnschliff zeigt sich die Luitere-Schicht als leicht terrigener, klastischer, biomikritischer und pelletitischer Kalkstein von biomikrospätigem Gefüge sowie als von dispersem Kiesel durchgetränkter Kalkmergel. Die überlagernden Gamser Schichten werden oben massiger (ähnlich



Abb. 136.

Verfaltete Sandsteine der Reiselberg-Formation im Bachbett der Samina.

Foto: J. Georg FRIEBE.

dem Brisisandstein) und die Schieferung lässt nach. Durch eine Verwerfung ist die Grenze Schrattenkalk/Garschella-Formation im Portalbereich gegenüber dem Gletschertopf abgesehenkt.

- **Literatur**

OBERHAUSER (1986); KRIEG (1982); KRIEG & ALGE (1991).

Frastanz: Untere Saminaschlucht (Kraftwerk)

J. Georg FRIEBE

- **Lage**

Vom Ortszentrum von Frastanz (am besten zu Fuß) der Beschilderung zum „Werk 1“ der E-Werke Frastanz folgen. Die Werksstraße ist abgesperrt (ÖK Bl. 141; GK28: –53400/230950).

- **Thema**

Verfalteter Sandstein der Reiselberg-Formation, Quelltuff.

- **Beschreibung**

Durch die Werkszufahrt zum Kraftwerk Frastanz ist die untere Saminaschlucht gut zugänglich. Die Aufschlüsse beginnen kurz oberhalb des Werkhofes. Dort stehen im Bach verfaltete, massige, Hellglimmer führende, mit Mergeln wechselnde Sandsteinbänke an. Kurz darauf findet man den Reiselberger Sandstein auch im Straßenanriss. Hier sind die Schichten stellenweise von Quellsinter überzogen. Am Platz vor dem Krafthaus sind steilachsig verfaltete, den Piesenkopfschichten ähnliche Kalke mit Mergellagen eingeschaltet. Gegenüber im Bachbett befindet sich auf Höhe des Krafthauses ein größeres Kalktuff-Vorkommen.

- **Literatur**

OBERHAUSER (1986).

Gamperdonatal: Aussichtspunkt Buder-Höhe

Leo W.S. DE GRAAFF, Harry SEJMONSBERGEN

- **Lage**

Aussichtspunkt im Gamperdonatal zirka 2 km taleinwärts von Stellfeder (ÖK Bl. 141; GK28: –48730/225040).

- **Thema**

Vom Aussichtspunkt sieht man zwei verschiedene frühglaziale Talfüllungen im Bereich der Gampbachtalmündung sowie den Eckskopf, wo eine Bergerzerrißung stattfindet.

- **Beschreibung**

Taleinwärts der Buder-Höhe sind an der Ostseite des Mengbachs die

senkrechten Wände im dickbankigen und flach liegenden „älteren Konglomerat“ zu sehen. Die Basis befindet sich hier nur 20 m über dem Bachbett. An der Westseite stehen die „jüngeren Konglomerate“ an, bestehend aus aufeinander folgenden Deltaschüttungen. Nach oben im Profil sind zwischen 900 und 1000 m zwei Ablagerungsrichtungen zu beobachten. Die nördliche Schüttung stammt vom Mengbach, die östliche Richtung entspricht einer Deltaschüttung aus dem Gampbachtal. Beide Deltaschüttungen sind miteinander verzahnt.

Der Mengbach hat sich am Kontakt zwischen beiden Konglomeratmassen wieder eingeschnitten. Das jüngere Konglomerat reicht tiefer und ist noch nicht durchschnitten. Der Gampbach ist kaum erosionsfähig: Er mündet mit einem Wasserfall, ein neuer Einschnitt fehlt. Dieser Bach führt sehr wenig Sediment, weil viel Material durch rasche Verfestigung im Mittel- und Oberlauf zurückgehalten wird. Die Zufuhr von sulfathaltigem Wasser (Gips und Anhydrit der Raibl-Formation) in den Gampbach führt auch heute zu einer starken Karbonatübersättigung und deshalb zur Zementierung von Lockermaterial. Die Talfüllungsgeschichte des Gamperdonatals ist in Kurzfassung – und von der Buder-Höhe aus gesehen – so zu schildern: Der Mengbach baute während einer früheren Vorstoßphase des Illgletschers (Riß-Eiszeit) seine Talsohle bis auf jene Höhe auf, in der sich die normale Talvergletscherung vollzogen hatte. Als am Ende dieser Vergletscherungsphase die subglazial konservierten Schotterablagerungen wieder freigelegt wurden, waren sie bereits verfestigt, so dass sich im nächstfolgenden Interglazial oder Interstadial lokal senkrechte Wände im Konglomerat entwickelten. Der Mengbach hatte nun nicht nur das „ältere Konglomerat“ durchschnitten, sondern sich anscheinend noch mindestens 30–40 m in das unterlagernde Mesozoikum eingeschnitten. Diese damalige Tiefe hat der Mengbach oberhalb der Buder-Höhe auch heute noch nicht wieder erreicht (!), auch ein Argument dafür, das „ältere Konglomerat“ in die Riß-Eiszeit einzuordnen. Wir vermuten jedoch, dass die Tallinie („Thalweg“) vor der Riß-Eiszeit weiter westlich lag und das Tal dort noch tiefer war.

Dann folgte die letzte Talfüllung (Würm-Eiszeit). Die jüngeren Konglomerate sind Teil eines Komplexes von Vorstoßsedimenten, die bis über 1000 m Höhe das Eindringen des Illgletschers, die Entstehung von Stauseen und die Verfüllung des Tales mit faziell unterschiedlichen Sedimenten belegen. Massige Anhäufungen von

Illmoränen befinden sich am Osthang des Gamperdonats. Die Illmoränen reichen am Talaustritt (Nenzingerbergweg) bis auf 1350 m und im Garfetschatobel (zirka 5 km talwärts) bis auf 1150 m Höhe. Im Gambachtal sind Illmoränen bis auf 1500 m gefunden worden. Ähnliche Beobachtungen gelten für das Galinatal (SEJMOMBERGEN, 1992). Es lässt sich daraus schließen, dass Rhein- und Illgletscher sich bis auf diese Seehöhen aufbauen konnten, noch bevor die Schneegrenzsenkungen im Walgau 800–900 m betrug (Bezugsniveau 1850) oder größer waren, so dass sich die Lokalglazier entwickelten. Die letzte Aufbauphase der Talfüllungen lief vielleicht zwischen 27 000 und 23 000 BP (¹⁴C-Zeit) ab. Ein geschlossenes Eisstromnetz bestand im Walgau nur während des Hochglazials (22 000–18 000 BP). Der Zerfall der Gletscher im Walgau vollzog sich vermutlich schon um bzw. seit dem Ende des Vorlandstadiums RC II (Recessional Complex II, DE JONG, 1983). RC II ist etwa identisch mit „Stein am Rhein“ (siehe z.B. KELLER & KRAYSS [1988, 2005] und wird von DE JONG (1983), DE JONG, DE GRAAFF & RUPKE (1995) und von DE GRAAFF & DE JONG (1995) vorläufig auf 16 000–15 000 BP ¹⁴C datiert.

- **Literatur**
SEJMOMBERGEN, 1992; DE GRAAFF & SEJMOMBERGEN, 1993.

Bürs: Bürser Konglomerat

Leo W.S. DE GRAAFF, Harry SEJMOMBERGEN

- **Lage**
Konglomeratmasse am Ausgang des Brandnertales. Westlich des Ortszentrums von Bürs (ÖK Bl. 141; GK28: -40360/223570) führt ein Wanderweg durch die Bürser Schlucht (geologischer Lehrpfad).
- **Thema**
Zementierter, rißzeitlicher Schuttfächer.
- **Beschreibung**
Beiderseits des Talaustritts des Brandnertals bei Bürs befindet sich eine mächtige, schwemmfächerartige Anhäufung von stark verfestigtem, dickbankigem Schotter, das Bürser Konglomerat (AMPFERER, 1908, 1936; WEHRLI, 1928; HEISSEL, 1961; JORDI, 1977 cum lit.). Das Bürser Konglomerat ist vom Alvierbach schluchtartig durchschnitten und zeigt dort vorherrschend senkrecht angebrochene Wände. Obwohl die Konglomeratbänke relativ flach liegen, sind talaustritts gerichtete Transportrichtungen festzustellen.

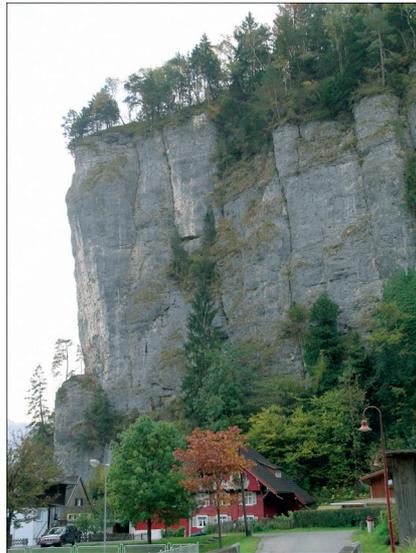


Abb. 137.
Das Bürser Konglomerat am Ausgang der Bürser Schlucht. Auf der gegenüberliegenden Talseite stehen Kalke des „Alpinen Muschelkalks“ (Virgloria- und Reifling-Formation) an.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Die Ablagerungen stammen von einer früheren Entwässerung des Brandnertals und das Bürser Konglomerat ist als hoch gelegener, zementierter Schwemmfächer des Alvierbachs zu interpretieren (BERTLE, FURRER & LOACKER, 1979; SIMONS 1985).
Genese und Alter des Bürser Konglomerats waren lange problematisch, auch nachdem AMPFERER (1908) die stark verdichtete, unterliegende Grundmoräne mit gekritztem Geschiebe und Blöcken entdeckte, die er als Riß gedeutet hat. Sie enthält vorherrschend kalkalpine, aber auch viele kristalline Komponenten und stammt also vom Illgletscher. Am Kontakt steht nur frisches Material an. Über dem Bürser Konglomerat liegen Illmoränen des Oberen Würm als Hangmoränen.

PENCK (in PENCK & BRÜCKNER, 1909) vermutete eine interglaziale oder interstadiale Genese. HEISSEL (1961) betrachtete alle zementierten Talfüllungen im südlichen Walgau, wie auch der Höttinger Brekzie in Tirol, als Reste einer alten, in den westlichen Ostalpen weit verbreiteten Tal-schüttung. Daher wurde das Alter der Höttinger Brekzie (Mindel-Riß-Interglazial) auf der „Geologischen Karte des Walgaus“ (HEISSEL, OBERHAUSER & SCHMIDDEGG, 1967) für das Bürser Konglomerat und die Konglomerate im Gamperdonatal übernommen. JORDI (1977) distanzierte sich von einer interstadialen oder interglazialen Genese, aber nicht von der Annahme eines uniformen Alters dieser Sedimente.

Die Korrelation des Bürser Konglomerats mit der Höttinger Brekzie ist

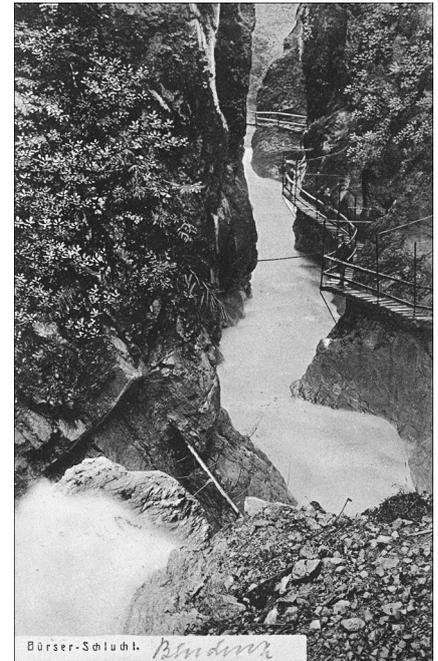


Abb. 138.
Die Bürser Schlucht ist durch einen geologischen Lehrpfad erschlossen.
Historische Ansichtskarte von A.K. GNÄDINGER, Bludenz, um 1905 (coll. J.G. FRIEBE).

aus mehreren Gründen abzulehnen. Die alpinen Brekzien- und Konglomeratkörper haben durchwegs ihre eigene Lokalgeschichte und es bestehen große fazielle Unterschiede: Fossile Schwemmfächer (Bürser Konglomerat), komplexe Hangbrekzien/Talfüllungen in U-förmigen Tälern (Höttinger Brekzie) oder konglomerierte Talfüllungen in V-förmigen Talstrecken (Konglomerate im Gamperdonatal) sind morphologisch, sedimentologisch, stratigraphisch und chronologisch nicht vergleichbar! Auch wenn das Alter der Höttinger Brekzie richtig sein sollte, sollte diese nicht als Typlokalität zur Erklärung anderer Ablagerungen verwendet werden.

Das Bürser Konglomerat ist älter als Oberes Würm, stammt aber jedenfalls aus dem Oberen Pleistozän. Die Basis befindet sich am Talaustritt unter dem heutigen Flussbett des Alvierbachs. Damit ist das Bürser Konglomerat am Ende irgendeiner Talvergletscherung einzuordnen und mit einem lokalen Wiedervorstoß des Illgletschers zu verbinden. Unmittelbar nach einer Talvergletscherung liegt die Erosionsbasis in den glazial ausgeschliffenen Haupttälern am tiefsten. Erst später füllen sich die Haupttäler allmählich mit fluvialen und lakustrischen Sedimenten, bis sich eine Talebene mit normalem Längsgradient entwickelt hat.

Im Vergleich mit den holozänen Schwemmfächern im Illtal baute sich das Bürser Konglomerat gleich nach einer lokalen Abschmelzphase des

Illgletschers sehr hoch (ca. 200 m) über die heutige Talebene auf. Deshalb nehmen wir die ständige Anwesenheit und ein erneutes Vorstoßen des Illgletschers an. Verbunden mit dem Wiederauftauen der Entwässerung aus dem Brandnertal fand also eine langsame und gleichmäßige Erhöhung der Erosionsbasis und gleichzeitig eine Anhäufung von Schwemmfächersedimenten am Eisrand statt. Bis heute sind keine direkten Eiskontakterscheinungen oder eine deutliche Entwicklung von Vorgusschichten eines Deltas im Bürser Konglomerat gefunden worden. Die frontalen Partien sind leider verschwunden, weil sie letztendlich stark vom Illgletscher erodiert wurden. Die erste Zementierung dieser Ablagerungen muss schon vor dem endgültigen Verschwinden des Illgletschers erfolgt sein. Andernfalls wären die Ablagerungen viel stärker erodiert und es hätte sich keine tief eingeschnittene Schlucht mit parallel verlaufenden senkrechten Wänden entwickelt.

Das Alter des Bürser Konglomerats entspricht wohl dem Ende des Riß-glazials, wie bereits von AMPFERER (1908) und DE GRAAFF (1992a) vermutet wurde. Eine ²³⁰Th/²³⁴U-Datierung ergab 128±10 kaBP (OSTERMANN, SANDERS & KRAMERS, 2006). Die gleichzeitige Datierung des Älteren Konglomerats in Gamperdona ergab 129±6 kaBP; dieses Datum könnte aber zu jung sein, weil diese Talfüllung eher im Früh-Riß und nicht am Ende der Riß-Eiszeit entstanden ist.

Literatur

AMPFERER (1908); DE GRAAFF & SEJMONSBERGEN (1993).

**Schesatobel:
Murbruch, Gleitung**

Heiner BERTLE

Lage

ÖK 1 : 25 000, 141 Feldkirch, GK28: -42675/222550. Bürserberg SW Bludenz; von der L82 (Brandner Straße) beim Gemeindeamt – Feuerwehrhaus Bürserberg rechts abzweigen, Tschenglastraße bis zur Brennerbrücke; Parkmöglichkeit und Übersicht über Bruchkessel, rechtsufrig 1/4 h zum rechtsufrigen Aufschluss Eisrandsedimentation, über markierten Wanderweg Brenner – St. Martin – Burtschaalpe – Illwald – Brennerbrücke, Rundweg 2 h (Abb. 139).

Beschreibung

Seit 1796 wurde durch Wildbacherosion und Gleitungen ein 60 ha großer

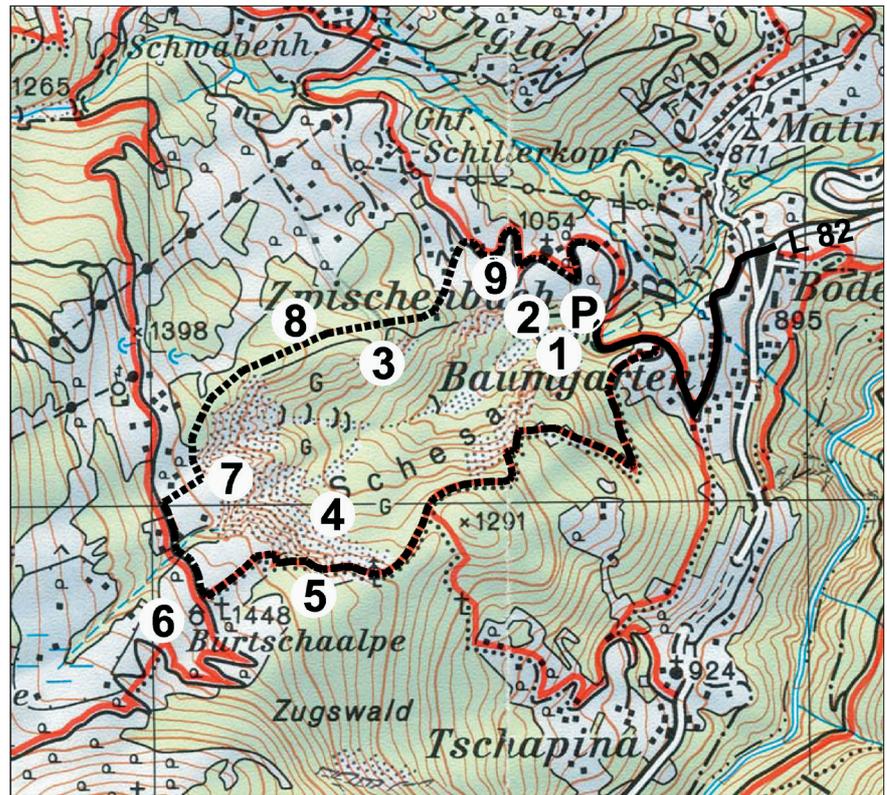


Abb. 139. Exkursionsvorschlag Schesatobel. P = Parkmöglichkeit Brennerbrücke; 1,2 = Glazialsedimentationsstrukturen; 3 = Illkopfvorstoßmoräne; 4 = St.-Martins-Gleitung; 5 = Arosazone; 6 = Frühe Wümrückzugsmoräne; 7 = Einblick in Erosionskante; 8 = Gerinne-Umleitkanal; 9 = Rückzugsterrasse und Zwischenbachwälle. ©Vorarlberger Landesregierung – VOGIS.

Bruchkessel in den glazialen und randglazialen Lockermassen bis in den Felsuntergrund ausgeräumt, 7 Mio. m³ Lockermaterial durch den Schesatobeinschnitt in die Talebene in Großmurstößen abgedriftet und in der Talebene ein weitflächiger Mur- und Schwemmschutfächer aufgeschüttet. Dieser Schutfächer hat um 1800 großflächige Kulturflächen und Einzelgehöfte überschüttet, die zum Teil 1994 beim Kiesabbau wieder freigelegt wurden.

Die Ausräumung des Bruchkessels, die Rückverlegung der Abbruchwände in die überliegenden Alpwiesen und die Vermurungsgefährdung in Bürserberg und Bürs konnten durch intensive Verbauungsmaßnahmen mit einem Aufwand von ca. 10 Mio. Euro seit 1889 verlangsamt, aber nicht beseitigt werden.

Die Geländehohlform des Schesabruches wurde bisher mindestens dreimal, und zwar ca. 39 500/35 200 Jahre v.H., ca. 21 100 Jahre v.H. und 1796 bis heute durch Murerosion mindestens bis zum heutigen Zustand ausgeräumt und jeweils wieder aufgefüllt. Die Ursache für die Ausräumungen liegt im jeweiligen Einbrechen des Gipskarstes – vergleichbar dem Ziehen des Verschlusses einer gefüllten Badewanne – , der

den Fuß der Hohlform quert und zur Alvier entwässert.

Die Füllung der Hohlform erfolgte jeweils sowohl beim Aufbau der eiszeitlichen Gletscher als auch insbesondere beim gestuften Gletscherückzug im Zusammenwirken von Randmoräne des Illgletschers und Schüttungen der Schmelzwässer aus den linksseitigen Einhängen des Brandnertals, des spätglazialen Mühlebaches, des spätglazialen Schesa sowie der Randabflüsse des Alviergletschers (Abb. 140). Der überwiegende Teil der Lockermassen der Bruchkesselwand wurde vom Mühlebach das Illtal aufwärts als Mur- und Schwemmschutfächer gegen den Illgletscher bzw. dessen Moräne geschüttet (in der Bruchkesselwand gut erkennbare, von Nordnordwest gegen Südost gerichtete Schichtung) (Abb. 141). Der oberste Teil der Bruchwände und der Untergrund der Alpwiesen der Burtschaalpe sind besonders feinkörnig mit eingelagerten Riesenblöcken, die bei einem letzten Wiedervorstoß des Illgletschers in einen Eisrandsee abgesetzt wurden. Am Fuß der Steilwände in den Schluchten des Schesahauptbaches und des Hölltobels sind konglomerierte Eisrandschotter verzahnt mit Moräne sowie durch Holzreste und

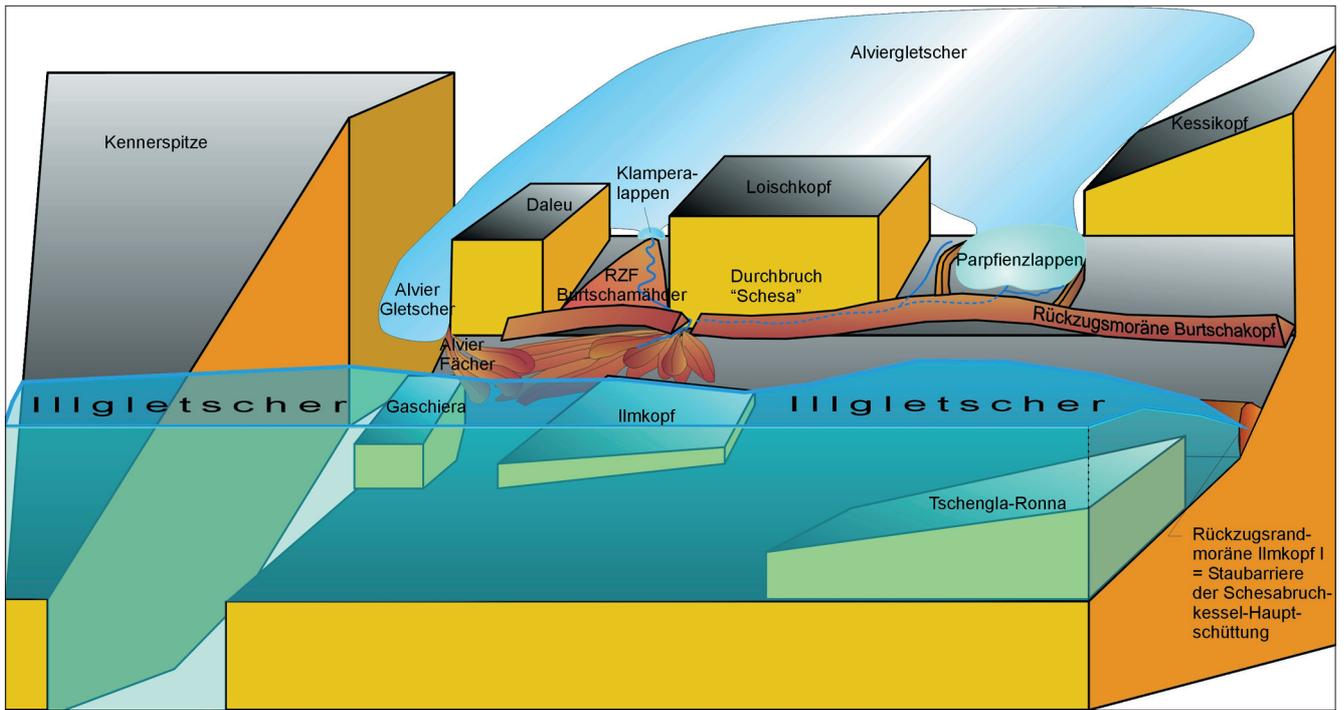


Abb. 140. Modell der Schesa-Bruchkesselfüllung beim spätglazialen Eisrückzug. ©Heiner BERTLE (1999).

Mammutzähne datierte Erosionsreste früherer Verfüllungen erhalten. In den beiden Tobeflanken überlagern Rückzugsstände des Illglet-

schers den Felsuntergrund, Vorstoßmoräne und ältere Füllungen und lassen sich als Randmoränen und Eisrandterrassen beidseits in Richtung

Tschengla und in Richtung Gaschierawald verfolgen. Vom Niveau der Brennerbrücke abwärts bis zur Talebene sind die spätglazialen Rück-

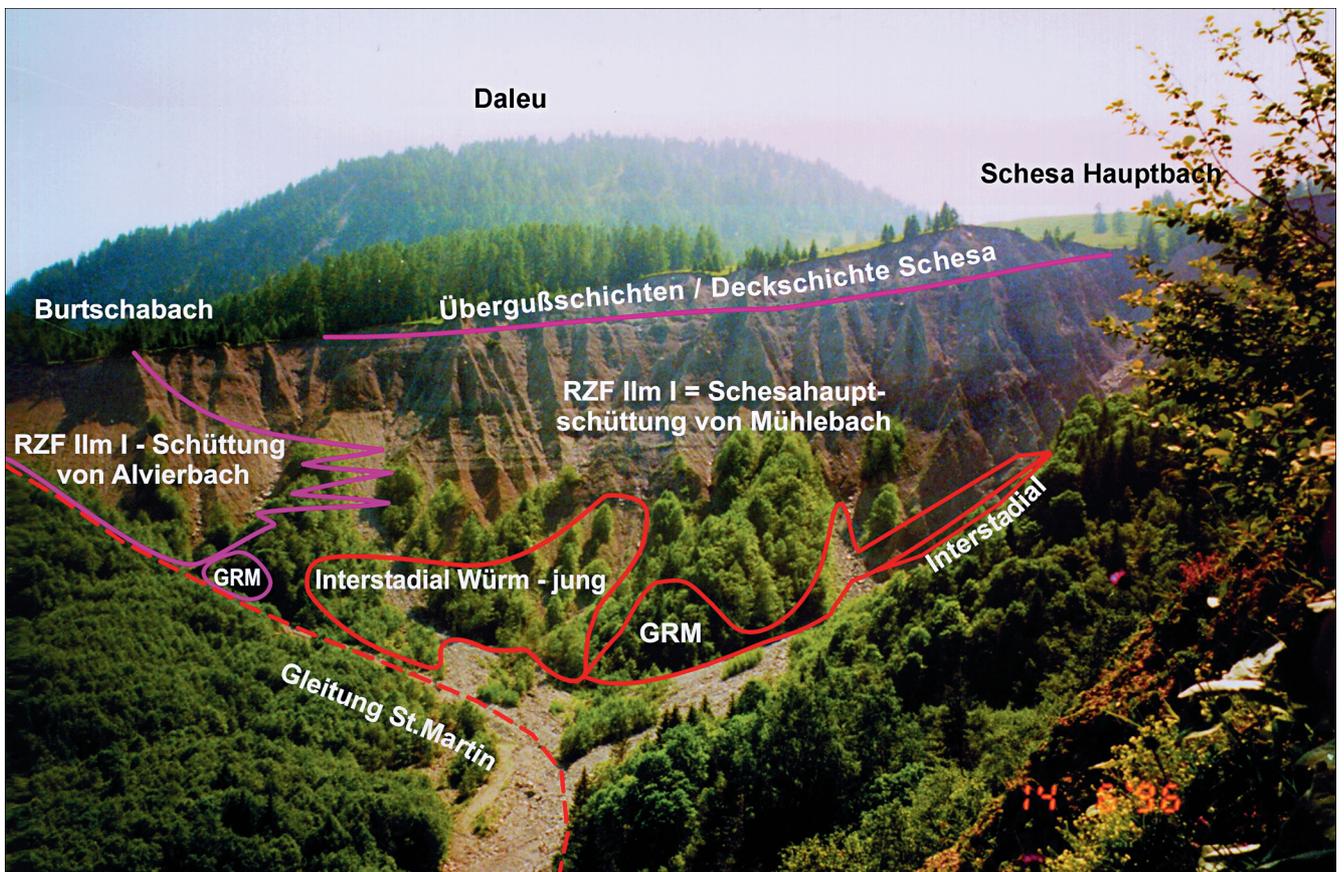


Abb. 141. Schesa-Bruchkessel mit Schüttungsstrukturen, Interstadialresten, Vorstoßgrundmoräne, Rückzugsfächerschüttung und Deckschichte. ©Heiner BERTLE.

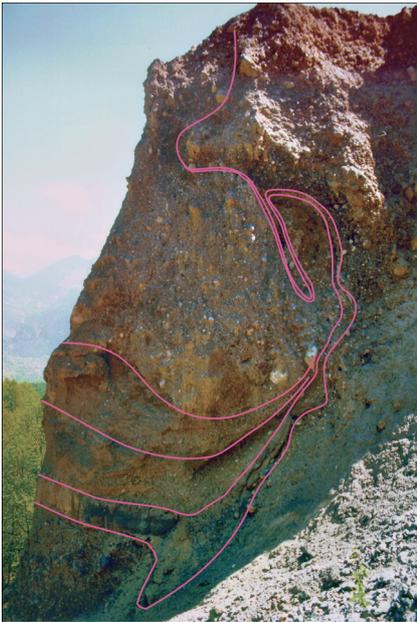


Abb. 142. Eisrand-Sedimente („Sölle“) im rechten Schesaeinhang oberhalb Brenner. Foto: Heiner BERTLE.

zugsstände mit ersten Schesamurschutfächern der beginnenden Kesselausräumung kombiniert.

Seit 1995 wird als Versuch der rechte Tobeleinhang im Bereich Gaschiera durch Rückböschung bis auf den Fels stabilisiert und das Abtragmaterial über eine 3,2 km lange Förderbandstraße 450 m tief ins Tal zu den Aufbereitungsanlagen transportiert und als Betonzuschläge und Schüttmaterial verwertet. Nach diesem Probeabbau soll in den kommenden Jahrzehnten auch die Bruchkesselhauptwand zurückgeböscht und dauerhaft stabilisiert werden.

Im rechtsufrigen Hangfuß und im Hang oberhalb der Förderbandaufgabe sind konglomerierte Eisrand- bzw. Gletscherspalten-Füllsedimentstrukturen erhalten (Abb. 142).

Der aus dem linksseitigen Bruchkesselrand herausragende Ilmkopf dokumentiert den letzten Wiederanstieg des Gletschers ca. 14 000 Jahre v.H. um ca. 100 m durch eine ausgeprägte, zum Hang gerichtete Moränenschüttung.

Im mittleren Teil des Bruchkessels zwischen dem Gaschieraabbau bzw. der Aufgabestation und der Aufgabebelung der Schesa in die drei Hauptbäche quert der kalkalpine Untergrund anstehend den Schesaeinschnitt. Im rechten Einhang des Bruchkesselwandfußes kriecht die am 3. 8. 1966 abgesetzte St.-Martins-Gleitung mit einer Masse von 500 000 m³ anhaltend in den Bruchkessel. Hangaufwärts dieser Gleitmasse steht am Fahrweg Arosa-Zone an.

Vom Oberrand des Bruchkessels gute Einsehbarkeit in die Erosionskante

und den Sedimentationsaufbau. Oberhalb der Burtshaalpgebäude frühe Illgletscher-Rückzugsmoräne. Am linken bewaldeten Bruchkesselrand, am Fußsteig in den Illwald, Reste des vom FD für Wildbach- und Lawinerverbauung errichteten Gerinneumleitungskanals und im Illwald Gipskarst. Talseits des Ilmkopfes Rückzugsrandmoränenwälle und die Terrassenotter und Randwälle von Zwischenbach und Brenner.

- **Literatur**
H. BERTLE (1999, 2000).

Hangender Stein: Steinbruch – Mineralwasser

Heiner BERTLE

- **Lage**
ÖK 1 : 25 000, 141 Feldkirch, GK28: –41840/26.635.

An der Faschinastraße L193 zwischen Nüziders und Ludesch; Parkmöglichkeit nördlich der Einfahrt in den Steinbruch oder an der Ortsstraße Nüziders nach der Abzweigung von der L193 (nach Bahnunterführung).

- **Beschreibung**
Der bewaldete Felsrücken von Matona – Hangender Stein (Abb. 143) als Westausläufer des Hoher-Frasen-Massivs trennt das Becken von Bludenz vom Walgaubecken und bricht in der steilen Felswand des Hangenden Steins zur Talebene ab. Dieser Rücken war prähistorisch spätestens ab der frühen Bronzezeit besiedelt. Der Felsrücken wird von einer NE-

SW-streichenden Mulde aus grob gebanktem bis gut geschichtetem Hauptdolomit mit Kössener-Schichten, Oberräth-Kalk und Lias-Hornsteinkalken im Muldenkern an der Südflanke und Resten von Raibl-Formation an der Basis unter der Talebene aufgebaut. Dieses kalkalpine Randelement wird von der Rhenodanubischen Flysch-Zone vollflächig unterlagert, die nordwestseitig die Umrahmung des Großen Walsertales bildet und südostseitig im Fenster von Nüziders zusammen mit Liechtensteiner Flysch und Falknis-Decke erosiv freigelegt ist (Abb. 144).

IBedingt durch die große tektonische Beanspruchung ist der Hauptdolomit durch zahlreiche Klufscharen und Störungen engständig zerlegt und hochgradig dolomitisiert sowie verkarstet. Der Reindolomit mit einem Carbonatgehalt von 97,5–99% wurde für die Zementerzeugung und Spezialverputze während des 20. Jhdts. abgebaut. Der Tagbau befindet sich in der Schließungsphase. Gut einsehbar sind die engständige Durchtrennung durch mehrere Klufscharen, die muldenförmige Anlage der Schichtflächen und die zahlreichen weit durchsetzenden Harnischflächen.

In einer Rundwanderung auf markierten Wegen vom Steinbruch entlang dem Wandfuß gegen Ludesch (Aufschlüsse des Vorarlberger Flysches, beachtenswerte Kirche von St. Martin mit gotischen und Renaissance-Malereien und -Inventar) über den Matonarücken mit großen Karstdolinen können der Hauptdolomit, Oberräthkalk und Lias-Hornsteinkalk und auf der Südflanke die Gesteine des Fensters von Nüziders angeklöpft werden.

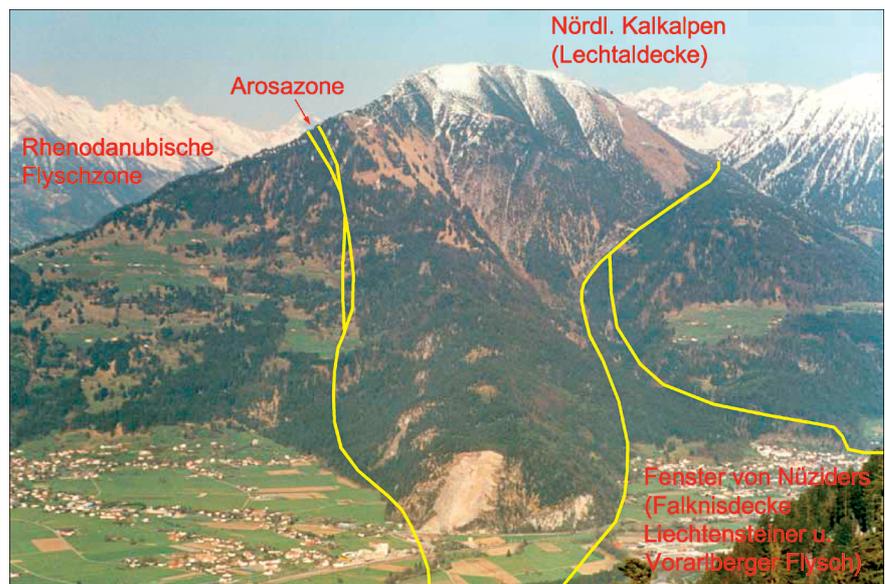


Abb. 143. Ansicht Hoher Frassen – Matona – Hangender Stein mit Steinbruch. Foto: Heiner BERTLE.

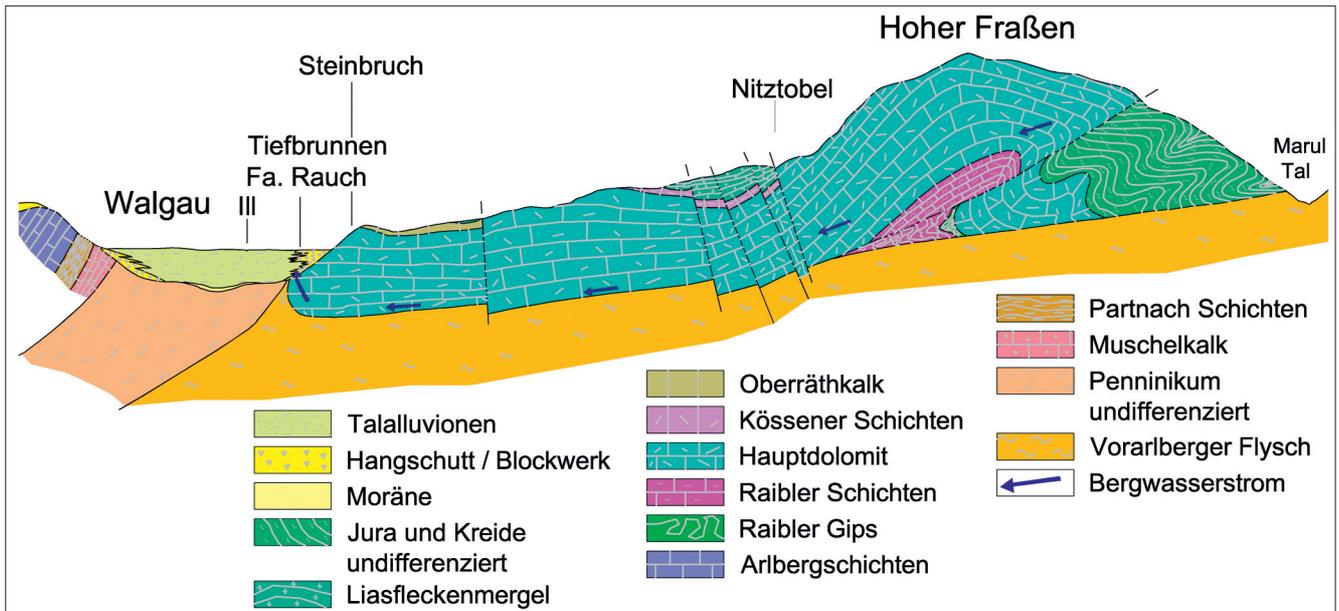


Abb. 144.
Geologischer Profilschnitt Hangender Stein.
©Heiner BERTLE.

Im Westende des Felsrückens fällt dieser steil unter die Talebene zur 250 m tief ausgeschürften Felssohle des Walgaus ab. Der Taltrug wurde nacheiszeitlich überwiegend mit grobkörnigem Bach- und Murgeschiebe aufgefüllt, im Stillwasserbereich nördlich des Hangenden Steines auch mit tonig-schluffigen Feinsedimenten. Die Talfüllung ist Träger des durch eine Schongebietsverordnung geschützten Talgrundwasser-

körpers Tschalenga-Au – Untere Lutz. Diesem Talgrundwasser rinnt im Untergrund ein Bergwasserstrom aus dem Hauptdolomitmkörper Hoher Frassen – Matona – Hangender Stein mit einem jährlichen Durchsatz von ca. 3,5 Mio. m³ Wasser unter erhöhtem Druck von unten aufquellend zu. Wegen der Mineralisierung und des besonderen Schutzes dieses Trinkwassers durch die mindestens 7-jäh-

rige Aufenthaltsdauer im Berginnern wurde das im Tiefbrunnen im Betriebsareal der Rauch Fruchtsäfte GmbH erschlossene Bergwasser (Quelle Sonnenberg) als natürliches Mineralwasser von ursprünglicher Reinheit anerkannt und bescheidmäßig zugelassen.

- **Literatur**
H. BERTLE (1996; 1997).

Brandnertal

Douglashütte – Saulajoch – Lünerkrinne

Hugo ORTNER

- **Lage**
Am Wanderweg Douglashütte (ÖK Bl. 141; GK28: -43950/213550) – Lünerkrinne bzw. Douglashütte – Saulakopf.
- **Thema**
Großfalten am Südrand der Nördlichen Kalkalpen im Rätikon.
- **Beschreibung**
Die Gegend um die Douglashütte ist durch die Lünersee-Seilbahn leicht erreichbar. Rund um die Douglashütte sind einige der schönsten Großfalten der Nördlichen Kalkalpen aufgeschlossen. Die beschriebenen Aufschlüsse bzw. Ausblicke lassen sich entweder in zwei kurzen Wanderungen auf das Saulajoch (ca. 1 h, 125 Hm, Trittsicherheit und Schwindelfreiheit erforderlich) und auf die Lünerkrinne (1/2 h, 175 Hm) von der Douglashütte erreichen oder in einer

Tagestour rund um den Schafgafall, die mit einer Besteigung des Saulakopfs verbunden werden kann. In diesem Fall geht man von der Douglashütte auf das Saulajoch, besteigt (optional) den Saulakopf (vom Saulajoch 500 Hm, ca. 1 1/2 h, Trittsicherheit und Schwindelfreiheit erforderlich), wandert weiter Richtung Heinrich-Hueter-Hütte bis zur Abzweigung eines Weges vorbei am Gipsköpfe Richtung Lünerkrinne, überschreitet dieselbe und kehrt zur Douglashütte zurück (ca. 2 h). Die Richtung der Wanderung wurde so gewählt, um im Morgenlicht den Ausblick auf den Wildberg nach Westen zu haben und im Nachmittagslicht den Ausblick auf den Freschluakopf und den Salonienkopf. Direkt östlich der Douglashütte ist in den Westabstürzen des Schafgafalls die Schattenlagant-Antiform sichtbar. Diese km-große Falte im Hauptdolomit hat einen verkehrt liegenden hangenden Schenkel, der nach Osten einfällt, während der liegende Schenkel aufrecht ist und steil nach

Norden einfällt (die Schattenlagant-Antiform muss deswegen korrekt als antiformale Synklinale des Schafgafalls bezeichnet werden). Die Jungschichten westlich der unteren Schattenlagantalpe liegen im Kern dieser Falte und zeigen deutlich die verkehrte Lagerung im ostfallenden Schenkel. Am Weg zum Saulajoch durchquert man den Kern der Schattenlagant-Antiform (Abb. 145). Vom Saulajoch bzw. Saulakopf hat man einen schönen Ausblick auf den Kamm zwischen Schesaplana, Brandner Wildberg und Mottakopf im Westen (Abb. 146). Die liegende Falte unterhalb des Brandner Wildbergs ist eine der schönsten Großfalten in den Alpen überhaupt. Die Großfalte wird aus der jurassischen Schichtfolge der Kalkalpen aufgebaut. Die Allgäu-Formation des Lias ist im unteren, flachen Schenkel der Falte erschlossen und erreicht unterhalb der Hochfläche nördlich des Brandner Wildbergs im Bereich des Scharniers der Falte eine Mächtigkeit von fast 200 m. Nahe der Basis der

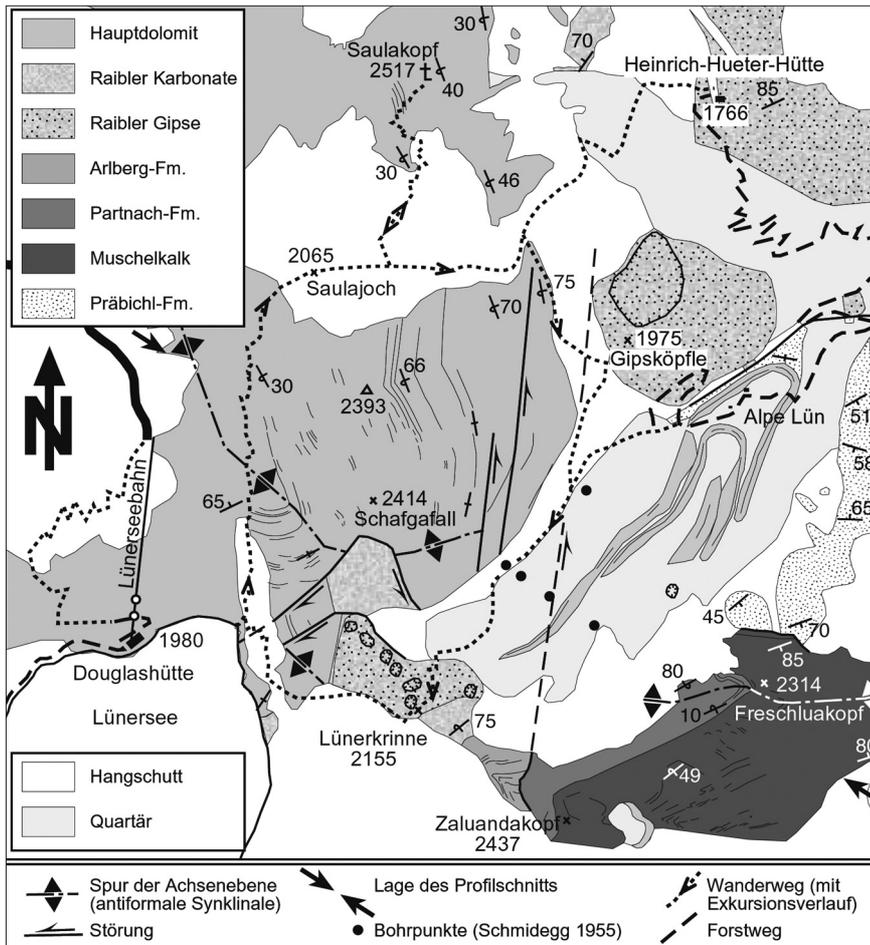


Abb. 145. Geologische Übersicht mit Wegverlauf. Entwurf: Hugo ORTNER.

Formation (Lechtaler Kreideschiefer) im Kern der Falte ist durch einen Geländeknick in flacheres, mehr schuttbedecktes Gelände gekennzeichnet. Direkt am Gipfel des Brandner Wildberges liegt der Allgäu-Formation eine Deckscholle aus Hauptdolomit auf. Die Achsenebene der liegenden Synklinale liegt in der Ansicht von Westen subhorizontal und teilt sich nach Süden in zwei Äste, d.h. der Kern der Falte ist eine Kofferfalte. Tatsächlich fallen aber beide Schenkel der Falte und ihre Achsenebene nach Osten ein. Der Liegendschenkel verbindet sich mit dem Liegendschenkel der Brandnertalsynklinale. Am Weiterweg Richtung Lüneerkrinne passiert man in der Umgebung des Gipsköpfe eine Pingenlandschaft im Bereich der Gipse der Raibl-Formation. Westlich unterhalb der Wegverzweigung zur Heinrich-Hueter-Hütte sieht man in einen eindrucksvollen Einsturztrichter, der auf Subrosion in den Gipsen zurückzuführen ist. An der Lüneerkrinne kommt man noch einmal in eine solche Pingenlandschaft mit kleineren Pingen, nachdem man die ausgedehnte Alpe Lün mit ihren ineinandergeschachtelten Moränenwällen hinter sich gelassen hat.

Von der Lüneerkrinne sieht man Richtung Osten gut auf die Falte des Freschluakopfes. Der Kern der Falte wird von Mergeln und Kalken der Partnach-Formation gebildet, um welche der Muschelkalk herumgefaltet ist. Weil die jüngeren Schichten im Kern der Falte zu finden sind, ist die Falte ganz ähnlich wie die Schattlagant-Antiform eine antiformale Synklinale. Im Profil passen die beiden

Allgäu-Formation ist ein Riesenblock aus Oberrätalk ein sedimentiert. Das rote Band der Ruhpolding-Formation (Radiolarit) durchzieht den gesamten Gipfelaufbau des Brandner Wild-

bergs und zeichnet die Großfalte nach. Die Felswände im Hangenden des Radiolarits werden aus Ammergau-Formation (Aptychenschichten) aufgebaut. Der Übergang zur Lech-

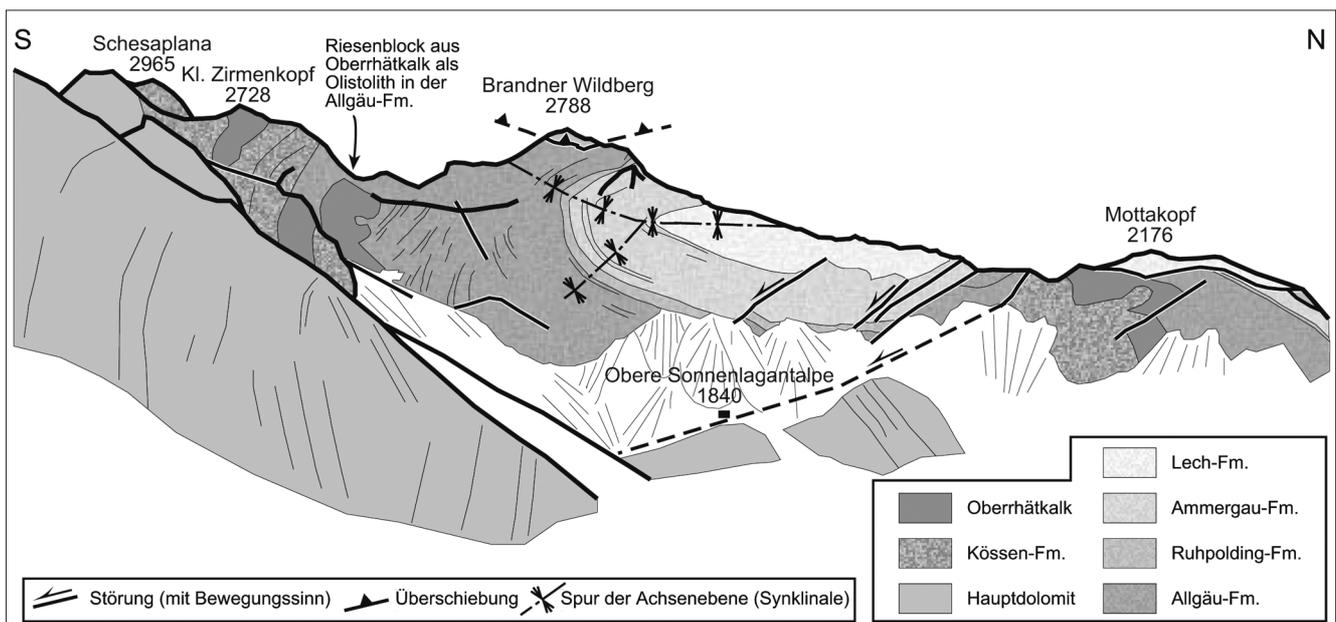


Abb. 146. Geologische Skizze des Brandner Wildbergs mit Großfalte. Entwurf: Hugo ORTNER.

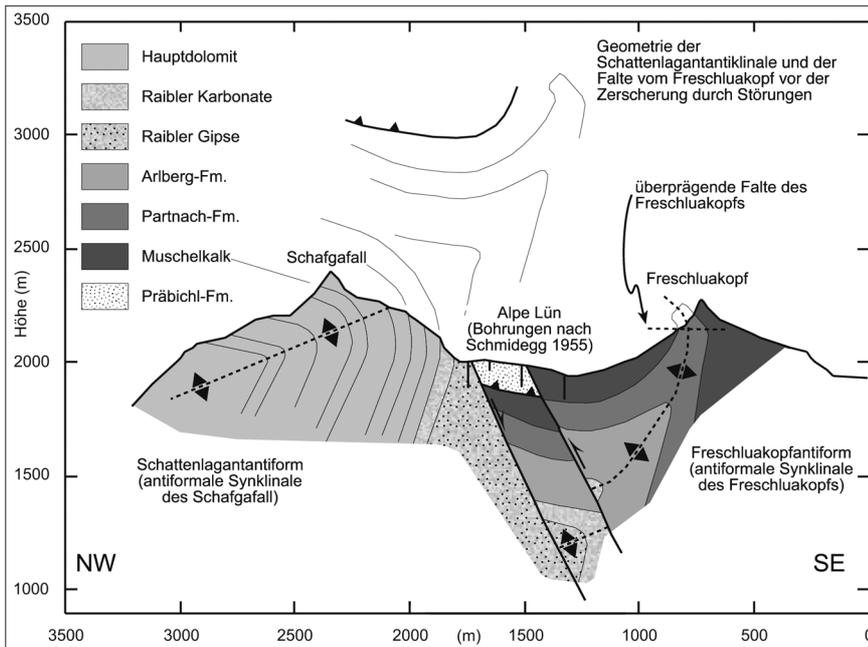


Abb. 147.
 Profil Freschlua – Schafgafall.
 Entwurf: Hugo ORTNER.

Falten auch ganz zwanglos zusammen, wenn man die jüngeren Störungen rückführt (Abb. 147).

Am Kamm von der Lünerkrinne nach Süden ist die weitere stratigraphische Abfolge im Liegenden der Raibl-Formation erschlossen (KOBEL, 1969). Die Grenze zur Arlberg-Formation wird durch die ersten Sandsteineinschüttungen in der Raibl-Formation gezogen. Die Karbonate ändern sich kaum, es sind weiterhin dm-gebankte dunkle bis schwarze Kalke. In der Arlberg-Formation treten nach unten (S) immer öfter Algenlaminiten und Tempestite auf, teilweise mit Tonscherbenbrekzien und feinen Lumachellen. Die Bankung wird ins Liegende immer dicker, bis die Arlberg-Formation durch Überwiegen der Mergel in die Partnach-Formation übergeht. Dieser Kontakt liegt hier knapp am Aufschwung zum Salonienskopf und ist tektonisch überprägt.

Die Gesteine der Schattenlagant-Antiform, die am Kamm von der Lünerkrinne nach Süden steil nach Süden einfallen, im Querschnitt des Profils (Abb. 147) wegen der NNE-verlaufenden Querstörungen aber bereits wieder flach liegen, werden auf der Lüner Alpe von Gesteinen der Präbichl-Formation (= „Verrucano“) überlagert. Der „Verrucano“, der vor allem aus Quarzsandsteinen und Konglomeraten besteht, ist entlang des Wegs von Osten auf die Lünerkrinne vorhanden, aber sehr schlecht aufgeschlossen. Am Nordgrat des Freschlaukopfs ist er steil gelagert. Nachdem westlich des Lünersees

der Hauptdolomit mit Raibl-Formation, Arlberg-Formation, Partnach-Formation und dem „Muschelkalk“ eine stratigraphische Abfolge bildet, muss der „Verrucano“ zu einer tektonisch höheren Einheit gehören, die mit einer flachen Kontaktfläche auf der Schattenlagant-Antiform aufliegen. Nach Osten setzt sich der „Verrucano“ in Richtung Golm fort. Diese Faltengeometrie der Schattenlagant-Antiform ist typisch für die Gegend um die Douglasshütte. Geometrisch ähnliche Falten findet man auf der Hochfläche der Totalp und am Zirnenkopf sowie westlich unterhalb des Zaluandakopfs (Abb. 145). Die letztere Falte ist am Rückweg von der Lünerkrinne zur Douglasshütte zu sehen.

• **Literatur**

KOBEL (1969); SCHMIDEGG (1955); WEH (1998).

Lünersee

Rufus J. BERTLE

• **Lage**

Im südlichen Bereich des Brandnertales, ca. 11 km südwestlich von Bludenz, befindet sich auf dem Gemeindegebiet von Vandans in 1970 m ü.A. der Lünersee. Er gilt als einer der größten natürlichen Alpenseen der Ostalpen, ist aber in den 1950er-Jahren durch eine niedrige Staumauer zusätzlich vergrößert worden (ÖK Bl. 141; GK28: -43950/213550).

• **Kurzcharakteristik**

Eiszeitliche Wirbeltiere, Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen, Arosazone und Sulzfluh-Decke mit Großaufschlüssen sowie alpine Tektonik auf kurzem Weg.

• **Beschreibung**

Bei der Fahrt mit der Seilbahn von Schattenlagant hinauf zur Douglasshütte fallen rechtsseitig (westlich) die imposanten durch Steinschlag und Felsstürze aufgebauten Schutthalden aus Hauptdolomit auf. Der Hauptdolomit des Liefergebietes dieser Schutthalden setzt sich gegen Osten fort und bildet dabei die natürliche Staubarriere des Lünersees. Der Lünersee mit einer Tiefe von 140 m verdankt seine Entstehung vermutlich zwei Phänomenen: einerseits der tief greifenden Ausschürfung durch die eiszeitlichen Gletscher und andererseits der Auslaugung von gipshaltigen Schichten im nördlichen Bereich des Seegrundes, die der Raibl-Formation angehören.

Bei der Wanderung entlang des Westrandes des Lünersees können im Bereich der alten Douglasshütte Rauwacken der Raibl-Formation angetroffen werden. An der gegenüberliegenden Seite des Lünersees im Bereich zwischen Salonienskopf und Roßkopf (Blick gegen Osten) ist die Verzahnung der Tonschiefer und Mergel der Partnach-Formation mit den Kalken der Arlberg-Formation (Fazies-Verzahnung) gut zu beobachten. Steigt man vom südlichsten Seende gegen S in Richtung Cavelljoch auf, so durchquert man nördlich der Zollwachhütte zuerst Hauptdolomit, dann Tonschiefer und Mergel der Partnach-Formation, die wiederum von Karbonaten der Arlberg-Formation überlagert werden. An der Westseite der Zollwachhütte reicht der „Alpine Muschelkalk“ bis an den Fußweg heran. Bedingt durch die Deckengrenze zur Arosazone hin, ist die Mächtigkeit des „Alpinen Muschelkaltes“ stark reduziert.

Zwischen den Karbonaten der Kanzelköpfe im Westen (Kalkalpen) und den mächtigen, hellen Kalken der Kirchlispitzen im Südosten (Sulzfluh-Kalk) schaltet sich eine eher sanfte Hügelzone ein, welche von der Höhe m 2292 zum Lünereck und weiter zum Cavelljoch zieht. Diese sanfte Hügelzone besteht vor allem aus sehr stark zerrütteten Gesteinen der Arosazone, in die, tektonisch offensichtlich weniger beansprucht, gelbgraue bis rote Couches-Rouges-Linsen (Paleozän) eingeschaltet sind, welche mit den gleich alten Couches Rouges der Kirchlispitzen vergleichbar sind. Eine Zone mit älteren (Kreidealter) Couches Rouges zieht, in

tektonisch hoher Position liegend, von der westlichsten Jochkerbe (Punkt 2292) in einer Haupttalung in Ostnordost-Richtung. Diese stärker kalkigen, grauen Mergelkalke verbinden sich tektonisch über die Linsen von Sulzfluh-Kalk am Verajoch (im Osten) zu den tektonisch über den Kirchlispitzen liegenden Sulzfluh-Kalk-Paketen der Drusenfluh.

Am Cavelljoch öffnet sich der einzigartige Blick gegen Südost, Süd und West. Zunächst ist – mit Blick gegen Osten – zu beobachten, wie die Gesteine der Sulzfluh-Decke – am Cavelljoch beginnend – stark in ihrer Mächtigkeit anschwellen und die berühmten Kletterberge des südlichen Rätikons aufbauen. Am Fuß der senkrecht aufsteigenden Felswände aus Sulzfluh-Kalk (Kirchlispitzen, Drusenfluh, Drei Türme, Sulz-

fluh, Weißplatte) wird das Gelände wesentlich sanfter und hügeliger. In diesen Bereichen sind zunächst auf einer Mächtigkeit von ca. 100–200 m Gesteine der Falknis-Decke aufgeschlossen. Aufschlüsse mit Brekzien der Falknis-Decke können dabei ca. 500 m östlich des Cavelljochs am Fußweg auf Schweizer Seite beobachtet werden. Beim Blick gegen Südost ist deutlich ersichtlich, wie das helle Band aus Sulzfluh-Kalk weit gegen Südosten zieht und von den dunkleren Gesteinen der Oberostalpinen Silvrettedecke überlagert wird. In südlicher und südwestlicher Richtung überblickt man die saftig grünen, steilen Grashänge des nordpeninischen Prättigau-Flysches.

In südwestlicher Richtung erheben sich über den grünen Hängen des Prättigau-Flysches die vergletscher-

ten Berge der Glarner-Alpen, die dem Helvetikum (= dem Europäischen Schelf) angehören. In westlicher Richtung werden die grünen Hänge des Prättigau-Flysches unter Zwischenschaltung einer geringmächtigen Abfolge der Falknis-Decke durch die Südwände aus Hauptdolomit der Schesaplana (Kalkalpin) überlagert. Etwas links davon (Richtung Südwest) ist der markante Spitz der Falknis sichtbar. Zwischen der Falknis und den Südwänden des Kammes Schesaplana – Salaruelkopf sind im österreichisch-schweizerischen Grenzgebiet und auf Liechtensteiner Gebiet großflächig Gesteine der Falknis-Decke aufgeschlossen.

• Literatur

HEISSEL et al. (1965); REITHOFER et al. (1964); OBERHAUSER (1986); WEH (1998). •

Montafon

Bartholomäberg: Kalkalpenbasis

Hugo ORTNER

Lage

An der Bundesstraße zwischen St. Anton im Montafon und Bartholomäberg (ÖK Bl. 142; GK28: –34000/217680).

• Thema

Profil durch die basalen klastischen Gesteine der Lechtaldecke.

• Beschreibung

Die im Profil Bartholomäberg erschlossene Schichtfolge reicht vom oberen Ende der Kristbergschichten bis in die Fuorn-Formation („Alpiner Buntsandstein“). Die stratigraphische Basis des Profils befindet sich am Waldrand westlich des Fritzentobels bei der Abzweigung eines Forstwegs mit Kreuzweg.

Die obersten Kristbergschichten sind unmittelbar an der Abzweigung mit grauen dünngebankten Silt- und Sandsteinen erschlossen. Die Schichtflächen zeigen wegen des Glimmerreichtums der Gesteine seidigen Glanz. Die Lagerung der Schichten ist steil überkippt bis subvertikal und NE- bis ENE-streichend. Die Siltsteine sind stark verwühlt, auf den Schichtflächen sind die Querschnitte der Wühlgänge als cm-große Warzen zu sehen. Die Sandsteine sind in die Siltsteine eingeschnitten und zeigen lokal trogförmige Schrägschichtung. Ca. 15 m oberhalb der Profilbasis findet ein Farbumschlag von grau nach rot statt, die dünngebankten grauen Siltsteine werden von einer dickgebank-

ten Wechselfolge aus Sand- und Siltsteinen abgelöst, die die Basis der Präbichl-Formation („Alpiner Verrucano“) bilden.

Bei der Abzweigung des Roßmahdwegs ist in der Wegböschung etwas verwachsen ein Quarzporphyrlagergang aufgeschlossen. Dieser wird gefolgt von einer Wechselfolge aus roten Tonsteinen und trogförmig schrägschichteten Sandsteinen, wobei die Tonsteine meist verwachsen sind. Im Profil ca. 50 Meter oberhalb des Quarzporphyrlagergangs beginnt die Einschüttung von dm-großen Quarzgeröllen in die Sandsteine (Geröllschnüre), nach ca. 100 m tauchen Phyllitgneisgerölle auf, neben Quarzgeröllen in großer Menge. Diese Abfolge reicht bis zur Abzweigung des Obergantschierwegs. Bergseitig der Abzweigung ist an der Straße eine mehrere Meter mächtige Quarzporphyrtufflage erschlossen,



Abb. 148. Obwohl die Kristbergschichten anchimetamorph überprägt sind, lassen sie noch deutliche Spurenfossilien erkennen.
Foto: J. Georg FRIEBE.



Abb. 149. Die Basisschichten der Nördlichen Kalkalpen sind meist intensiv weinrot gefärbt.
Foto: J. Georg FRIEBE.

die gegenüber einer Bushaltestelle in eine Tuffbrekzie übergeht, deren Komponenten von der Schieferung umflossen werden. Darauf folgen Sandsteinschüttungen aus demselben Material, die schnell in rote Ton-schiefer übergehen und dann eine Wechselfolge aus mm-dünnen Lagen aus Silt- und Tonstein, in die auch ockerfarbene dolomitische Lagen und Knollen eingeschaltet sind. Direkt oberhalb der Zufahrt zum Haus Fornas steckt ein aplitischer Gang in dieser Abfolge.

Nach STINGL (1982) bilden die Quarzporphyrtuffe die Grenze zwischen der Liegenden Serie des „Alpinen Verrucano“ (Präbichl-Formation) unter den Tuffen und der Hangenden Serie darüber. Die Hangende Serie ist durch das Auftreten von Quarzporphyrgeröllen in den Konglomeraten und Sandsteinen gekennzeichnet.

Zwischen dem Haus Fornas und einer Brücke an der Grenze zwischen den Ortsteilen Jetzmunt und Buxwald ähnelt die Abfolge wieder der

dickgebankten Wechselfolge aus Tonsteinen und Sandsteinen tiefer im Profil. Die Konglomerate führen jetzt aber auch fleischrote Gerölle, bei denen es sich um aufgearbeitete Quarzporphyre handelt (Hangende Serie des „Alpinen Verrucano“). Jenseits (nordwestlich) des Baches sind als Abschluss des Profils wenige Meter weiße Quarzsandsteine aufgeschlossen, die zur Fuorn-Formation („Alpiner Buntsandstein“) gehören. Das Profil ist hier tektonisch verkürzt. Karbonate, die an der Straße Richtung St. Anton lückenhaft erschlossen sind, gehören bereits der Gruppe des Alpinen Muschelkalks an.

An den Aufschlüssen lässt sich gut die Entwicklung der basalen klastischen Gesteine der Lechtaldecke in ihrer besonderen Entwicklung der westlichsten Kalkalpen ablesen, wie sie von STINGL (1982) im Arlberggebiet beschrieben wurde. Im Unterschied zum Arlberggebiet ist die Präbichl-Formation im Profil vom Bartholomäberg wesentlich feinklastischer entwickelt und damit distaler. Auffällig in den im Profil erschlossenen Gesteinen sind wiederholt in Gruppen auftretende Bohrlöcher mit 2,5 cm Durchmesser und bis 10 cm Tiefe. Es handelt sich hier nicht um Sprenglöcher als Überbleibsel des Straßenbaues, sondern um eine paläomagnetische Untersuchung der Gesteine. SOFFEL (1975) beprobte

diese Gesteine und konnte eine primäre permische Magnetisierung mit einer NW-gerichteten Deklination und flacher Inklinations messen.

- **Literatur**
AMEROM et al. (1982); ANGERER et al. (1976); MOSTLER (1972); SOFFEL (1975); STINGL (1982).

**Bartholomäberg:
Silvrettakristallin**

Rufus J. BERTLE

- **Lage**
Der Aufschluss befindet sich am hangseitigen Straßenrand ca. 5 Gehminuten oberhalb der Kirche Bartholomäberg am Weg nach Rellseck (ÖK Bl. 142).
- **Kurzcharakteristik**
Dunkel- und hellglimmerreicher Glimmerschiefer bis Schiefergneis mit Staurolith.
- **Beschreibung**
Im Aufschluss sind die obersten Anteile des Silvrettakristallins in Form von Glimmerschiefern bis Schiefergneisen zu beobachten. Das Auftreten von Staurolith deutet darauf hin, dass das Gestein unter Bedingungen der Amphibolitfazies umgewandelt wurde. Altersdatierungen aus diesem

Bereich zeigen, dass diese Umwandlung während der variszischen Orogenese, d.h. zwischen 350 Ma und 300 Ma stattgefunden hat.

Die hier aufgeschlossenen Paragesteine werden im stratigraphischen Kontakt durch die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen überlagert. Die Basis der Sedimentgesteine der Nördlichen Kalkalpen ist 1/4 h am Weg aufwärts Richtung Rellseck in Form von Konglomeraten aufgeschlossen (Tafel 3 des Geologischen Lehrwanderwegs).

- **Literatur**
H. BERTLE (1979); SPIESS (1985); SCHWEINEHAGE (2000); MAYERL (2005).

**Bartholomäberg:
Knappa-Gruaba**

Rufus J. BERTLE

- **Lage**
Bergbau-Schutthalden ca. 1 km NE von Bartholomäberg auf ca. 1350 m ü.A. (ÖK Bl. 142; GK28: -31600/217775).
- **Kurzcharakteristik**
Schutthalden des mittelalterlichen Bergbaus, der hier als Landschaftsgestalter wirkte. Der Bergbau ging auf Eisen, Silber und Kupfer.

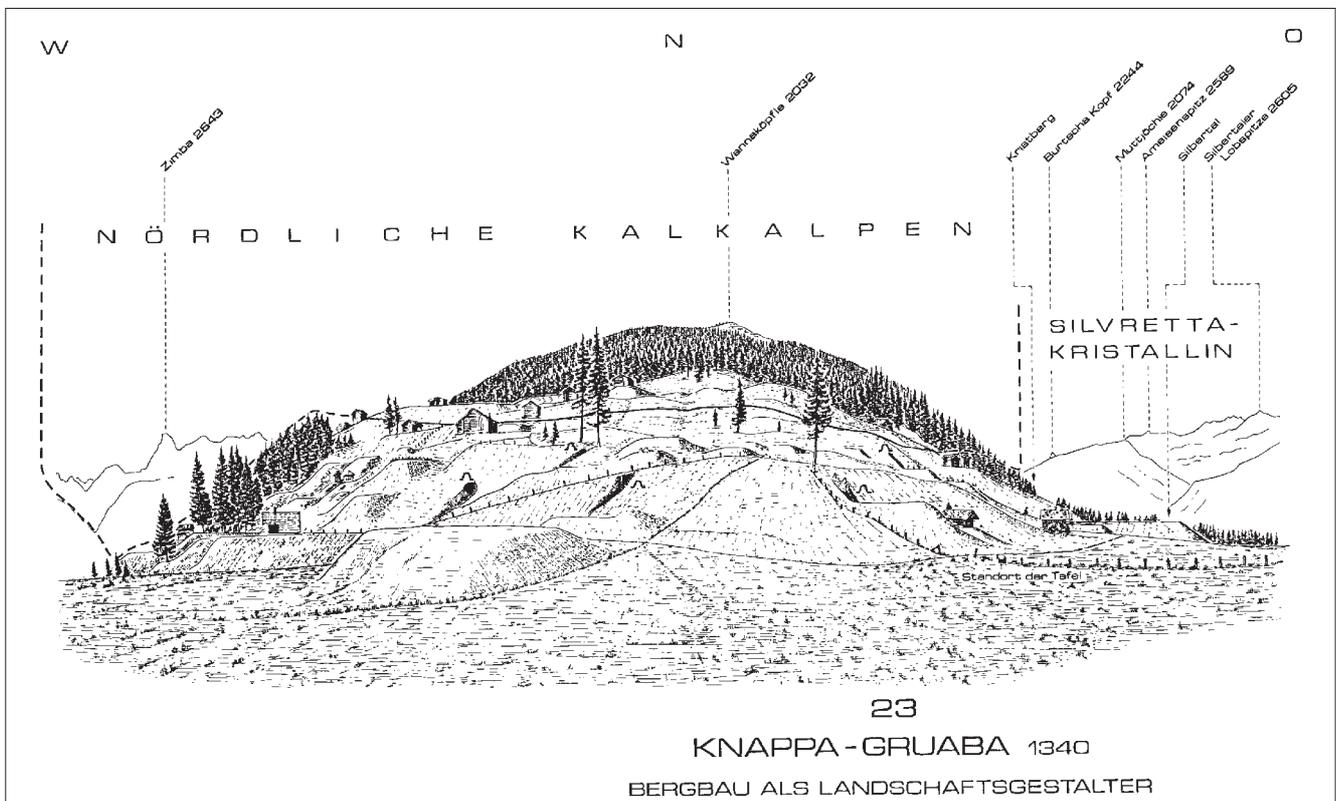


Abb. 150.
Ansicht der Bergbauhalden der Knappa-Gruaba nördlich von Bartholomäberg.
Nach H. BERTLE (1979).

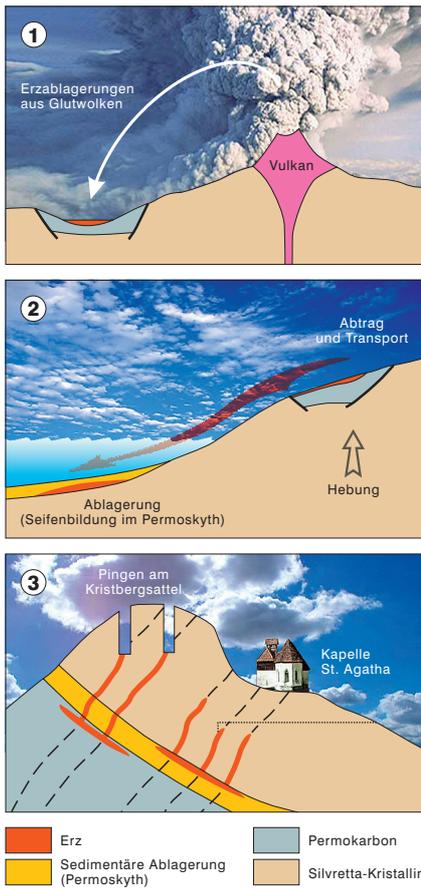


Abb. 151. Entstehungsschema der Erzlagerstätten von Bartholomäberg – Kristberg. Nach H. BERTLE (2006).

- **Beschreibung**
Blick vom Standort der Tafel 23 des Geologischen Lehrwanderwegs am Waldrand in Richtung Norden: flaches Wiesengelände, das durch die glaziale Schurfbarkeit (Schmelzwasserrinne) geschaffen wurde. Darüber steigt der Hang treppenförmig gegen Norden an. Die Treppung ist durch den Bergbau bedingt. Das taube (erzfreie) Gestein wurde vor dem Stolleneingang auf Halden abgekippt. Im Laufe der Zeit wurden die Schutthalde durch die Vegetation wieder überwachsen.
- In den Stollenlöchern stehen Paragneise an. Am Oberrand der Wiesen zieht die Basis der Nördlichen Kalkalpen mit Konglomeraten und Tonschiefern des Karbons (Paläozoikum) durch.
- Die Vererzung in der Übergangszone Silvrettakristallin – Nördliche Kalkalpen liegt in zwei verschiedenen Formen vor, nämlich als Gänge im Silvrettakristallin und als Lagen in den überlagernden Sedimenten. Die Vererzung verdankt ihre Entstehung Vulkanausbrüchen im Oberkarbon bis Unterperm. Dabei wurden Glutwolken (Ignimbrite) ausgestoßen, die u.a. Kupfer, Schwespat, Silber, Gold,

Uran und Eisen enthielten. Die Ablagerungen und damit die Erze wurden später (im Permoskyth) lokal abgetragen, transportiert und in Form von Seifen wieder abgelagert. Anschließend wurden diese Seifen im Zuge des Meeresvorstoßes durch die Sedimente der Trias überlagert. Im Zuge der alpinen Gebirgsbildung wurde die Basis der Nördlichen Kalkalpen lokal verfaultet, sodass die Sedimente, die ursprünglich auf dem Kristallin lagen, unter dieses gelangten (Überkipfung). Im Zuge dieser Verfaltung zirkulierten entlang von Klüften und Störungen heiße Wässer durch die Gesteine und führten zur Lösung der Erze aus den Seifen- und Schichtlagerstätten. Diese Lösungen stiegen nach oben (in Richtung Silvrettakristallin), kühlten dort ab und verfüllten die Klüfte mit Erz. Solche Erzgänge sind z.B. in Bartholomäberg – Blaschies und Silbertal – Hägeli bekannt.

- **Literatur**
ANGERER et al. (1976); HADITSCH et al. (1978); H. BERTLE (1979, 2006).

Gargellener Fenster

Heiner BERTLE

- **Lage**
ÖK 1 : 25 000, 169 Gaschurn, GK28: –32100/203780.
- **Beschreibung**
Vom Parkplatz (Abb. 152: P); talein auf beiden Talseiten im Wald helles Sulzfluh-Kalk-Band auffällig, darüber Steilhänge des Silvrettakristallins. Talein der Siedlungsflächen auffälliger Waldrücken des Holzeggs, einer Gleitmasse vom Schafberg. Weiter talein auf der Talwestseite steil aufragendes Bergmassiv der Madrisa und auf der östlichen Talseite gezackter Bergkamm der Ritzenspitzen und Schmalzberg. Beide mit flach liegenden Orthogneisantiklinalen (Digitationen) im oberen Wandbereich, umhüllt von Paragneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten.
- **Klassischer Fensteraufschluss am Rongg-Wasserfall**
Im Bachbett und in der Bachbettböschung (Abb. 152: 1; Abb. 154) Foraminiferen führende Sandsteine

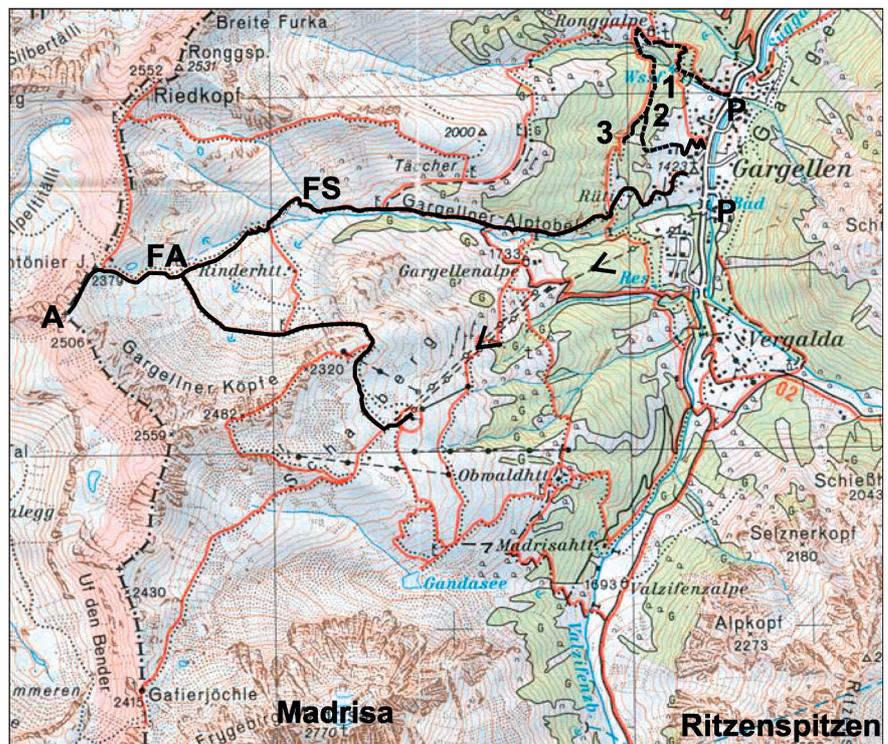


Abb. 152. Exkursionsvorschlag Fenster von Gargellen. P = Parkmöglichkeit; 1 = Rongg-Wasserfall; 2 = Sulzfluhgranit; 3 = Fensteraufschluss; FS = Kessi-Fenster; FA = St.-Antönier-Joch-Fenster; A = Aussichtspunkt P 2506. © Vorarlberger Landesregierung – VOGIS.

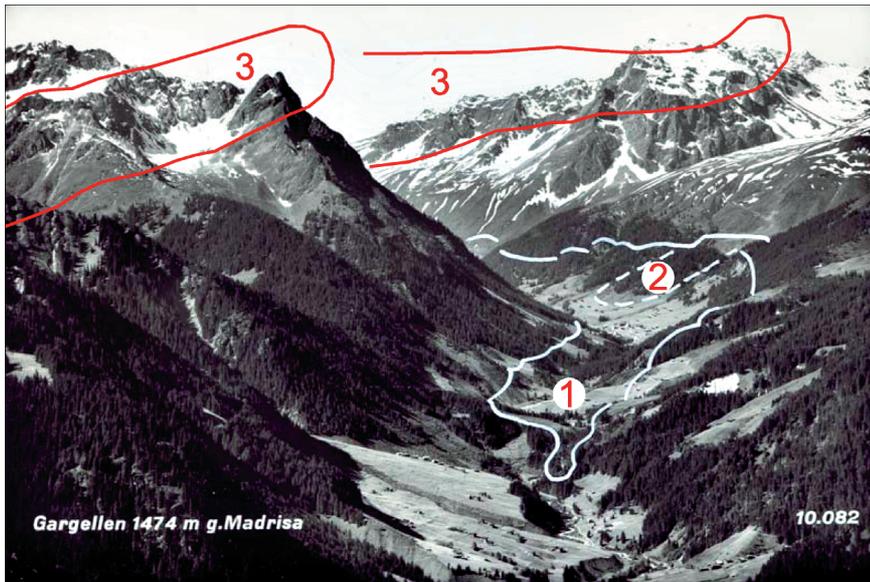


Abb. 153.
Ansicht des Fensters von Gargellen.
1 = Fenster von Gargellen; 2 = Holzegg-Gleitung; 3 = Orthogneis-Kerne (Digitationen) des Silvrettakristallins.
Foto: RISCH-LAU; ©Vlbg. Landesbibliothek.

des Prättigau-Flyschs (Paleozän-Eozän). Darüber ein mylonitisiertes Schollenband von Sulzfluh-Granit und darauf die bis 60 m hohe Wandstufe des Sulzfluh-Kalks. Beim Aufstieg durch die Kalkstufe zur Rongg-Alpe Einsicht in die Staffelbrüche der Rongg-Schlucht. Bei der Alpe Endwälle des Rongg-Lokalgletschers. Nach Querung des Rongg-Baches am Weg im rechtsseitigen Waldhang vernässter Kontakt Sulz-

fluh-Kalk/Arosa-Zone. Nach Querung des Sulzfluh-Kalks am Weg vor der Aussichtssitzbank anstehender grünlicher, wenig tektonisierter Sulzfluh-Granit (Abb. 153: 2). Nach der Ruhebänk Wegabzweigung hangaufwärts in den linksseitigen Einhang des zum Hotel Madrisa (Schutzdamm) hinableitenden Gerinnes. Hier findet man den vollständigsten Fensteraufschluss von Gargellen (Abb. 152: 3, Abb. 155): Im Graben

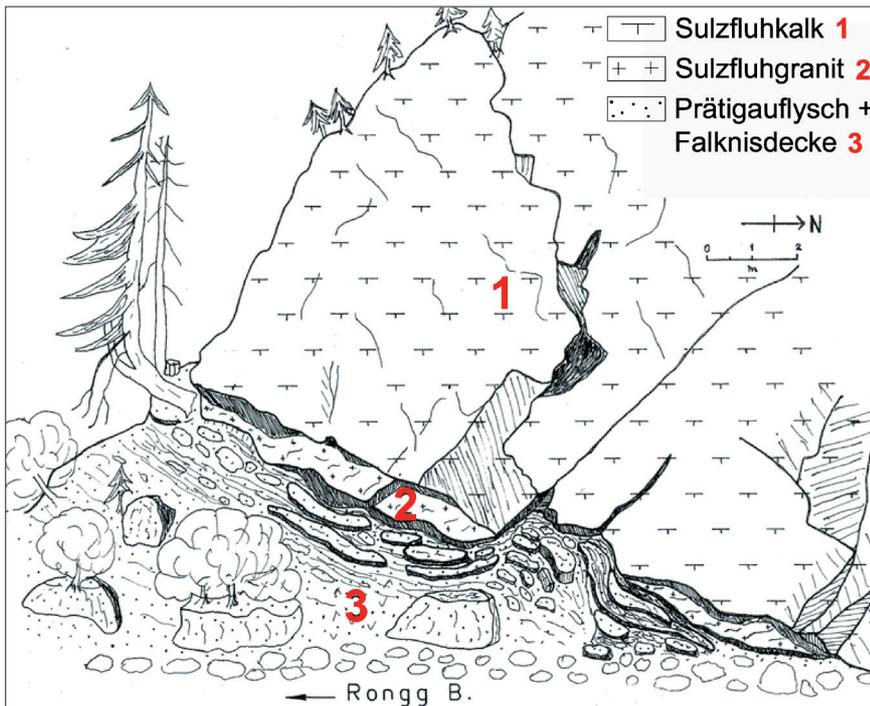


Abb. 154.
Klassischer Fensteraufschluss am Ronggwasserfall.
Skizze: Heiner BERTLE.

Sandstein- und Feinbrekzien-Schollen in Tonschiefern und Mergeln des Prättigau-Flyschs mit Großforaminiferen. Darüber eine Kalkscholle (Couches Rouges mit zahlreichen Globotruncanen) der Falknis-Decke, überlagert von einem bis 3,5 m mächtigen, 30 m lang aufgeschlossenen Band von Sulzfluh-Granit mit sedimentärem Kontakt zum Sulzfluh-Kalk. Die Sulzfluh-Kalk-Wand ist hier bis 50 m hoch und wird durch Brüche hangaufwärts aufgestaffelt. Im Graben oberhalb der Sulzfluh-Kalk-Wand gequälte Kalk- und Mergelschiefer sowie Brekzien und Kieselkalke der Arosa-Zone im Kontakt zum kristallinen Fensterrahmen.

- **Hinweis**
Empfehlenswerte Exkursion (3,5 h) zum Rand des Prättigau-Fensters am St. Antönier Joch: Auffahrt mit der Schafbergseilbahn und von der Bergstation auf markiertem Wanderweg durch Paragneise, Glimmerschiefer und Hornblendegesteine des Silvrettakristallins zum St. Antönier Joch und nach SW auf den Aussichtskopf P 2506. Prachtige Aussicht über das Prättigau-Halbfenster zur Glarner Überschiebung des Helvetikums, zum gestaffelten Abtauchen des Sulzfluh-Kalk-Bandes unter das Silvrettakristallin am Fensterrand Rätchenfluh – Gempfluh – Schollberg – Scheienfluh – Sulzfluh – Drei Türme – Drusenfluh – Kirchlispitzen – Schesaplana und zum Ausheben der kalkalpinen Rätikon-schollen gegen W; Rückwanderung zum St. Antönier Joch und über das steil aufgefaltete Kleinfenster des St. Antönier Jochs (Aptychenkalke und Radiolarite der Arosa-Zone, FA) durch Kessi (durch Brüche gestaffeltes Kleinfenster von verkarstem Sulzfluh-Kalk mit Auflagen der Arosa-Zone, FS) und das Alptobel über Rütli (Sulzfluh-Kalk, Sulzfluh-Granit, Prättigau-Flysch) nach Gargellen.

- **Literatur**
H. BERTLE (1972).

**Silvrettastausee:
Silvrettakristallin**

Rufus J. BERTLE

- **Lage**
Der Aufschluss am Westrand des Silvrettastausees vom Staumauerende gegen Süden (ÖK Bl. 170; GK28: -18475/197100).
- **Kurzcharakteristik**
Aufschluss von Bänder- und Epidot-Amphiboliten am Westrand des Silvrettastausees: In dem durch den Gletscher bearbeiteten Aufschluss (Gletscherschliff!) lassen sich die raschen Übergänge zwischen den ver-



Abb. 155. Fensteraufschluss im Graben oberhalb Hotel Madrisa. 1 = Sulzfluh-Kalk (Malm); 2 = Sulzfluh-Granit (Jungpaläozoikum); 3 = Couches Rouges der Falknis-Decke (Obercampanium–Maastrichtium); 4 = Sandstein, Brekzien, Tonschiefer, Mergel (Senonium–Eozän). Foto: Heiner BERTLE.

Orogenese bei hohen Temperaturen und Drucken strukturell verformt wurde. Trotz der intensiven Deformation ist der vermutlich vom Ausgangsgestein herrührende Lagenbau noch gut erkennbar. Bei genauer Betrachtung können bis zu 2 cm große Granate beobachtet werden, die einen dunklen Saum (Korona-Tekturen) aus Amphibol besitzen. Von SCHWEINEHAGE (2000) wurden für dieses Vorkommen für den variszischen Metamorphosehöhepunkt Drucke von ca. 8–10 kbar bei Temperaturen zwischen 500°C–600°C ermittelt.

• **Literatur**

FUCHS & OBERHAUSER (1990); FUCHS et al. (1980, 1984); SCHWEINEHAGE (2000).

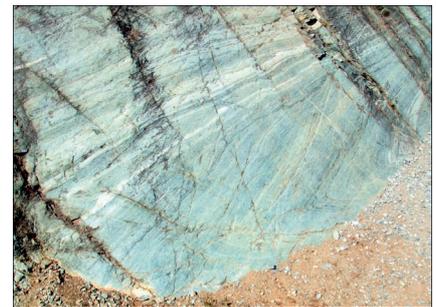


Abb. 157. Verfaltete Bänder- und Epidot-Amphibolite der Silvrettadecke. Westrand Silvretta-Stausee. Bildbreite ca. 3 m. Foto: Rufus BERTLE.

schiedenen Amphibolit-Typen, die Minerale und die Strukturen der Verformung besonders gut beobachten.

• **Beschreibung**

Entlang des Weges am Westrande des Stausees sind durch den Wegbau

großflächig verschiedenste Typen von Amphiboliten aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um Bänder-, Granat- und Epidot-Amphibolite, die stellenweise einen deutlichen Lagenbau zeigen, der während der variszischen



Abb. 156. Das Problem aller alpinen Stauseen: Schutteintrag führt auch im Silvrettastausee langsam zur Verlandung. Foto: Dietmar WALSER.

Klostertal

Bings – St. Leonhard

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Steinbruch am Östlichen Ende des Bergrückens von Gasünd (ÖK Bl. 142; GK28: -34950/223250).
- **Thema**
Reifling-Formation im „(Alpinen) Muschelkalk“.
- **Beschreibung**
Der östliche Teil des Aufschlusses zeigt die basalen Anteile der Reifling-Formation innerhalb des „(Alpinen) Muschelkalks“. Gegen Norden stehen mittel- bis dickbankige hell anwitternde, mittelgraue Kalke an. Ihre Schichtflächen sind kaum von Drucklösung überprägt. Crinoidenschuttkalke bilden den unmittelbaren Grenzbereich zu den überlagernden Knollenkalken. Die Bänke sind teilweise amalgamiert und können in einzelne Schüttungs-Events aufgelöst werden. Häufig ist eine Gradierung zu beobachten. Außer dem Crinoidenschill sind mit freiem Auge keine Fossilien erkennbar. Darüber folgt eine Abfolge von dunkelgrauen bis schwärzlichen, dünnbankigen, mikritischen Knollenkalken mit intensiver Drucklösung und lagenweise schwarzen Hornsteinknollen. Gegen Hangend nimmt die Drucklösung und Knollenbildung ab, der Kalk wird heller. Hier ist ein ca. 1,5 m mächtiges, verschiefertes Mergelpaket eingeschaltet.



Abb. 158.
Die Crinoidenschuttkalke mit ihren ebenen Schichtflächen unterscheiden sich markant von den Knollenkalken der Reifling-Formation.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Im westlichen Steinbruchteil sind nur die Knollenkalke, nicht aber die Crinoidenschuttkalke aufgeschlossen. Die beiden Bereiche sind durch eine Störung getrennt.

Dalaas – Wald/Arlberg: Eingang Radonatobel

J. Georg FRIEBE

- **Lage**
Natürliche Aufschlüsse bergwärts der Geschiebesperre beim Eisenbahnviadukt (ÖK Bl. 142; GK28: -23350/221700).
- **Thema**
Karbonatische Anteile der Raibl-Formation.
- **Beschreibung**
Die Karbonatserie der Raibl-Formation besteht aus dünnbankigen Kalken im Wechsel mit dolomitisierten Lagen. Sie sind teilweise intern laminiert und zeigen selten am Top der Bank Verkieselungen. Im Bachbett finden sich Gerölle von grauen bis ockergelben Zellendolomiten und Rauwacken sowie Sandsteine mit Spurenfossilien. Daneben sind Gerölle fast der gesamten Kalkalpen-Abfolge ab den Arlbergschichten zu finden, unter denen naturgemäß die roten Kalke des Lias besonders auffallen. Gerölle aus dem Hauptdolomit/Plattenkalk zeigen bisweilen schöne stromatolithische Lamination.



Abb. 159.
Dünnbankige Kalke im Wechsel mit dolomitisierten Lagen bilden die Karbonatserie der Raibl-Formation am Eingang zum Radonatobel.
Foto: J. Georg FRIEBE.

Flexenpaß – Stuttgarter Hütte – Monzabonjoch

Hugo ORTNER

- **Lage**
Am Wanderweg zur Stuttgarter Hütte (ÖK Bl. 143; GK28: -9725/226825) bzw. von der Stuttgarter Hütte zum Monzabonjoch und zurück nach Zürs.
- **Thema**
Jura der Zürser Schwelle, Deckentektonik der Nördlichen Kalkalpen mit zwei der bestaufgeschlossenen Deckengrenzen der Nördlichen Kalkalpen.
- **Beschreibung**
Rund um den Flexenpaß sind sowohl einige der großen Deckengrenzen als auch verschiedene Faziesbereiche des Juras und der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen hervorragend aufgeschlossen. Die Exkursion kann als Tagestour von Zürs aus durchgeführt werden, alle Aufschlüsse befinden sich in der näheren Umgebung von Wanderwegen. Die Exkursionsroute beginnt im Ortskern von Zürs und führt auf der asphaltierten Straße auf die Trittalm (200Hm). Von dort folgt man dem Weg zur Stuttgarter Hütte (ca. 2h, 600Hm von Zürs), geht weiter zum Bockbachsattel, quert das Ochsengümpfle und überschreitet das Monzabonjoch, um über die Monzabonalpe zur Trittalpe und dann nach Zürs zurückzukehren. Der Aufstieg kann durch die Benutzung der Rüfikopfbahn von Lech verkürzt werden, es entfallen dann die Aufschlüsse am Aufstieg von Zürs zur Trittalm. Der Weg von Zürs zur Trittalm führt zunächst an Aufschlüssen des Plattenkalks und Oberrhätalks vorbei. Die Grenze befindet sich knapp 100m westlich der Trittalpe. Beide Gesteine werden von mehrphasig geöffneten Spalten durchzogen, die von Rotsedimenten des Juras und von wandständigen marinen Kalzimenten gefüllt sind. Messungen ihrer Orientierung im Plattenkalk zeigten, dass sich die Spalten im Jura entlang von konjugierten Scherklüften öffneten, die eine Kompression in Ost-West-Richtung anzeigen (KINDLE, 1990). Die Trittalpe wird dominiert von Oberrhätalk, der an mehreren Stellen von Crinoidenspatkalken überlagert wird. Diese Crinoidenspatkalken bilden die Basis der kondensierten Abfolge der Zürser Schwelle, auf der die gesamte Juraabfolge auf eine Mächtigkeit von 3–10m reduziert ist. Eine äußerst

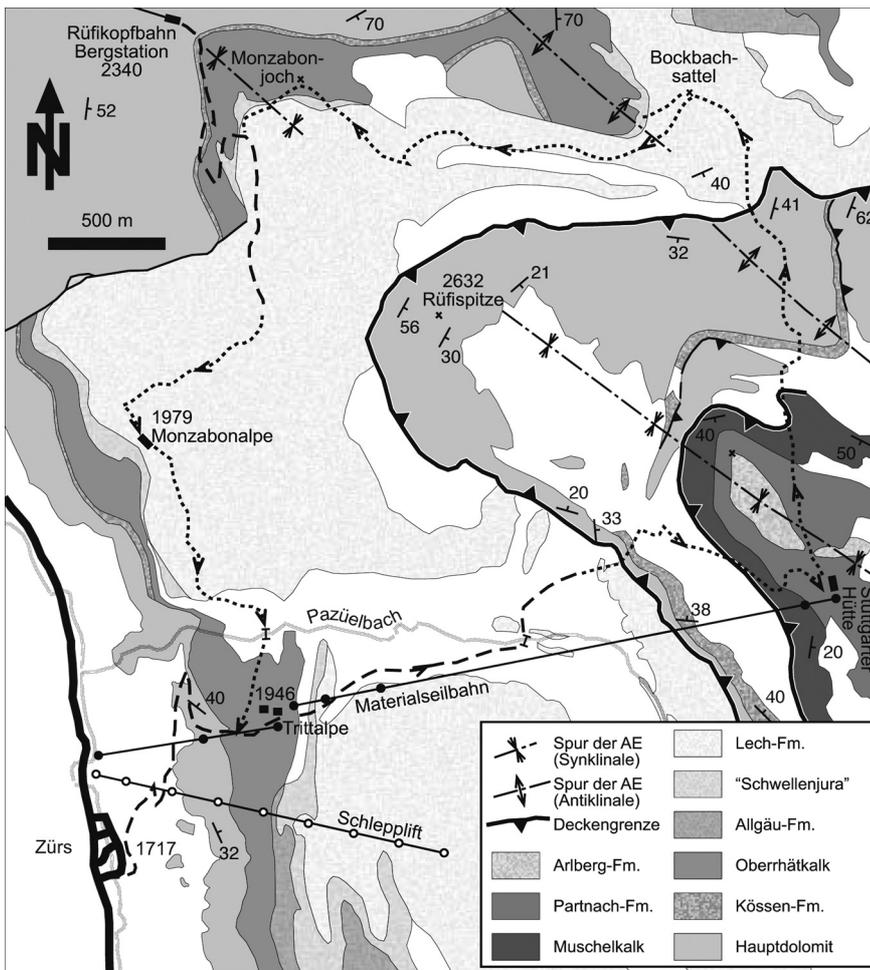


Abb. 160. Geologische Skizze der Exkursionsregion östlich des Flexenpasses. Entwurf: Hugo ORTNER nach AMPFERER & REITHOFER (1932), teilweise verändert nach DOERT & HELMCKE (1976), KINDLE (1990) und MAY (1998).

unregelmäßige Paläotopographie bedingt lokal das Auftreten von geringmächtiger Allgäu-Formation unterhalb der kondensierten Abfolge, und von Adneter Rotkalken und Ruhpolding-Formation (Radiolarit). 200 m östlich der Trittalpe ist der Übergang vom Schwellenjura mit schwach rötlichen Crinoidenspatkalken in die Lech-Formation mit dem Einsetzen von dunklen Kalkmergeln abgeschlossen.

Der Weg Richtung Stuttgarter Hütte folgt zunächst dem Verlauf des Pazüelbaches, der in die Lech-Formation eingeschnitten ist. Entlang des Tals geht der Blick nach Osten auf mehrere Steilstufen, die der Weg auf das Krabachjoch und zur Stuttgarter Hütte überwindet. Die untere Steilstufe wird aufgebaut aus Hauptdolomit der unteren Krabach-Klippe, die zur Inntaldecke gehört. Weiter im Norden baut dieser Hauptdolomit die hellgrauen Wände der Riefspitze auf. Nach einem Wiesenband erfolgt ein erneuter Aufschwung, der durch dunkelgrauen Muschelkalk aufgebaut wird und zur oberen Krabach-Klippe gehört, die wiederum Teil der

Krabachjochdecke ist, der tektonisch höchsten Einheit der westlichen Kalkalpen. Nach Süden und nach Norden heben die Deckengrenzen in die Luft aus.

Im Südosten fällt der Blick auf das Horn der Roggspitze, die auf allen Seiten von der Lech-Formation umgeben ist. MAY & EISBACHER (1999) und ORTNER (2003) interpretierten die Roggspitze, ähnlich wie die Hasenfluh westlich des Flexenpasses, als riesige Olistholithen, die von der vorwandernden Inntaldecke abgeglitten und in die Lech-Formation eingegleit sind. Die abweichende Fazies des Juras im Roggspitz-Olistholithen (DOERT & HELMCKE, 1976) unterstützt diese Interpretation.

Nachdem der Weg den Hauptdolomit der Inntaldecke gequert hat, erreicht er schwarze Mergel, die zur Kössen-Formation gehören. Darüber sind die Gesteine durch Hangschutt verschüttet, bis man die Basis der Krabachjochdecke bei ca. 2200 m erreicht. Von hier bis zur Stuttgarter Hütte ist eine fast vollständige Abfolge durch den alpinen Muschelkalk mit Virgloria-Formation und Reifling-Formation bis

in die Partnach-Formation erschlossen. Die Basis bildet die Virgloria-Formation mit 1/2-m-gebankten dolomitierten Wurstelkalken, die mit cm-gebankten Algenlaminiten wechsellaagern. Darauf folgen ca. 20 m unregelmäßig 1/2-m-gebankte gelblich verwitternde Eisendolomite, die lokal eine Breunerit-Vererzung haben und Einschüttung von Quarzsand zeigen („sandiges Anis“). Die Obergrenze der Virgloria-Formation bilden relativ dünn gebankte Dolomite mit welligen Bankflächen und Löchern, die von gelösten Crinoidenstieliern und anderem Fossildebris stammen. In der Reifling-Formation dominieren Knollenkalk mit sehr unregelmäßigen Bankflächen mit Tonbelägen, in die gelb verwitternde dünne Pietra-Verde-Lagen eingeschaltet sind. Darüber folgen Knollenkalk mit Kieselknauern und glatteren Bankflächen. Mergelschiefer der Partnach-Formation, die alle paar Meter mit Karbonatbänken wechsellaagern, beenden das Profil am Weg.

Blickt man von der Stuttgarter Hütte Richtung Erlispitze nach Süden, so ist deutlich die Verzahnung von Knollenkalken vom Typ der Reifling-Formation mit den Partnachmergeln zu sehen. Aus diesen Knollenkalken unterhalb der Erlispitze konnte eine *Daonella* geborgen werden.

Am Weiterweg nach Norden verlassen wir mit den Wiesen um das Krabachjoch die Krabachjochdecke wieder, und kommen zurück in den Hauptdolomit der Inntaldecke. Südlich der Krabachspitze, östlich des Weges, sind die Kössen-Formation und einige Fetzen von Allgäu-Formation an einer untergeordneten Aufschiebungsfläche in den Hauptdolomit hineingeschleppt. Wir überschreiten das Joch zwischen Krabachspitze und Gümple Spitze (2420 m) und queren nördlich vom Joch die basale Überschiebung der Inntaldecke und erreichen den Bockbachsattel.

Aus fossilreichen Adneter Rotkalken mit Crinoiden, Muscheln, Schnecken und Belemniten, die westlich des Bockbachsattels dem Oberrhätalk aufliegen, wurden von LANTSCHNER et al. (1996) cm-große Glimmerschiefergerölle beschrieben. Wir folgen dem Weg über das Ochsenzümpel nach Westen zum Monzabonjoch und queren die Lech-Formation mit turbiditischen Quarz führenden Sandsteinlagen, eingeschaltet in dunkle Mergel in den Anschnitten des Baches.

Am Monzabonjoch überlagert die Lech-Formation direkt den Oberrhätalk. Die Kontaktfläche ist unregelmäßig wellig und mit einer cm-dicken kieseligen Fe-Mn-Kruste bedeckt. Einzelne Bohrlöcher von Bohrriga-

nismen reichen aus dieser Kruste etwa 1 cm tief in den darunterliegenden Kalk (HELMCKE & PFLAUMANN, 1971). Der gesamte Jura und die Unterkreide ist durch diesen Kondensationshorizont vertreten.

Der Vergleich der Aufschlüsse von der Trittalm, des Bockbachjochs und des Monzabonjochs illustriert gut eine submarine, durch Störungen kontrollierte Paläotopographie mit Schwellen- und Beckenzonen, die

offensichtlich erst von der Lech-Formation eingesedimentiert wurde. Eine Westsüdwest-streichende Störung, die bereits jurassisch-kretazisch aktiv war, trennt die Aufschlüsse vom Monzabonjoch von denen der Trittalm mit einer vollständigeren Abfolge.

Am Rückweg über die Monzabonalpe und die Trittalpe nach Zürs hat man beim Queren der Monzabonalpe noch einmal einen schönen Blick auf

das Ausheben der Deckengrenzen der Inntal- und Krabachjochdecke an der Erlispitze und den Mega-Olistholithen der Roggspitze, sowie auf die Valluga im Hintergrund, deren Gipfelaufbau wieder von einer Obertriasabfolge aufgebaut wird.

- **Literatur**

DOERT & HELMCKE (1976); HELMCKE & PFLAUMANN (1971); KINDLE (1990); LANTSCHNER et al. (1996); MAY (1998); MAY & EISBACHER (1999); ORTNER (2003).

Moore

Ilse DRAXLER

Moore sind Bildungen der jüngsten geologischen Vergangenheit und vorwiegend im Holozän entstanden. Vorarlberg ist besonders reich an Mooren, die im alemannischen Sprachgebrauch als „Ried“ und „Moos“ bezeichnet werden.

Allgemeines

Nach der unterschiedlichen Herkunft des Wassers kommen in Vorarlberg drei große Gruppen von Mooren vor:

- Flachmoore oder Niedermoore, die bei Verlandung eines stehenden oder langsam fließenden Gewässers bei Vorhandensein bestimmter Pflanzengesellschaften (Schilf, Seggen, Braunmoose) entstehen. Voraussetzung für das Wachstum der Moore ist genügend Grundwasser. Die Oberfläche dieser Moore ist mehr oder minder eben. Die Pflanzendecke der Moorflächen ist aufgrund des nährstoffreichen Grundwassers zu meist sehr artenreich. Aus den unvollständig zersetzten Pflanzenteilen entsteht unter durch das Wasser bedingtem Luftabschluss allmählich Torf.
- Hochmoore (Regenmoore) sind vor allem klimaabhängig und entstehen nur, wenn genügend Niederschläge in Form von Regen zur Verfügung stehen. Diese Moore bilden sich entweder direkt auf minerogenen Sedimenten oder wachsen auf Flachmooren über dem Grundwasserspiegel auf. Die wichtigsten Torf bildenden Pflanzen sind die Torfmoosarten, die im lebenden Zustand ein Vielfaches ihres Trockengewichtes an Regenwasser speichern können. Für Hochmoore ist die uhrglasförmige Aufwölbung der Oberfläche charakteristisch, die aber nicht immer ausgebildet sein muss.
- Die dritte Gruppe sind Zwischenmoore oder Übergangsmoore, die bereits eine dünne Hochmoorauflage haben. Mineralbodenwasserzeiger unter den Pflanzen lassen auf Grundwassereinfluss schließen.

Aus Niedermooren können sich bei genügend hohen Niederschlägen auch Übergangsmoore und Hochmoore entwickeln, wobei randlich ein Niedermoorsaum mit Grundwasserzufluss bleibt.

In Vorarlberg gibt es viele Moorkomplexe mit Flachmoor-, Zwischenmoor- und Hochmooranteilen. Das Grundwasser kann sauer, neutral oder kalk-

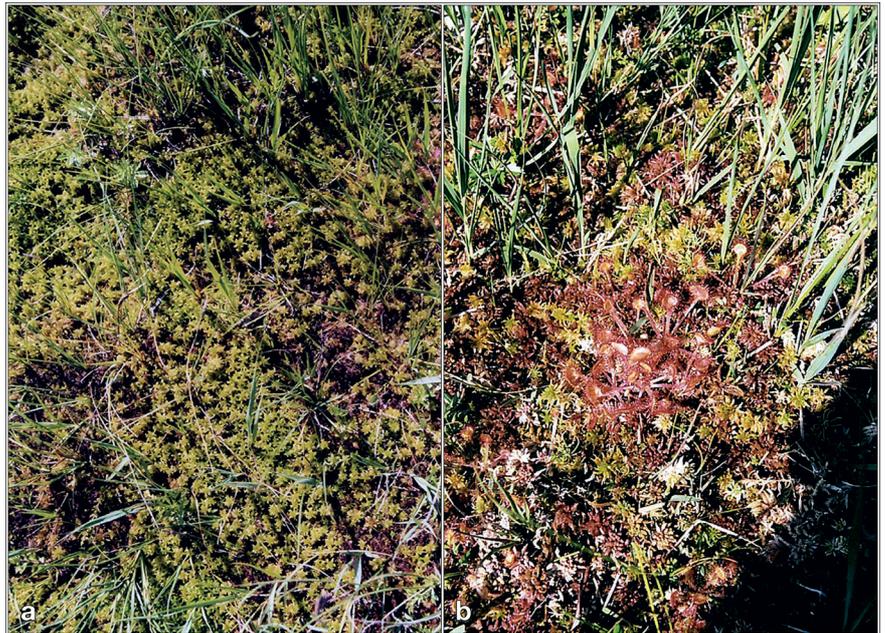


Abb. 161.

Hochmoorspezialisten (a = Torfmoose; b = Rundblättriger Sonnentau).

Foto: Ilse DRAXLER.

reich, nährstoffarm oder nährstoffreich sein.

Die Vielfalt der Moortypen ist sehr groß; es werden bei den Mooren im Allgemeinen weitere Unterscheidungen je nach Hydrologie, Chemismus und Vegetation in Verlandungs-, Versumpungs-, Überflutungs- Überrieselungs-, Quell-, Durchströmungs-, und Hochmoore (Regenmoore) getroffen, die einen einheitlichen Moortyp darstellen. Flachmoore dagegen sind sehr verschieden hinsichtlich der Pflanzengesellschaften, je nach Qualität des Wassers. Auch die Topographie eines Moores ist ein Kriterium zur Benennung des Moortyps. In Vorarlberg häufig sind Hangmoore. Das sind Moore mit geneigtem Grundwasserspiegel, wobei im Hangstaubereich auch Hochmoore aufwachsen können.

Aus geologischer Sicht sind Moore Torflagerstätten von mindestens 30 cm Torf und 1/2 ha Fläche (GÖTTLICH, 1978). Die Torf bildende Vegetation muss nicht mehr vorhanden sein.

In der Geologischen Übersichtskarte von Vorarlberg 1 : 100 000 sind die verschiedenen Moortypen aber entsprechend dem umfassenden Moorbegriff (STEINER, 1992; SUCCOW & JOOSTEN 2001) nicht nur als Torfgebiete, sondern auch als Feuchtlebensräume mit Torfbildung und auch Anmoore (humusreiche Mineralböden) unter einer Signatur (10) ausgeschieden worden.

Die günstigen Voraussetzungen für die Entstehung und das Wachstum der Moore wie Grundwasser- und Niederschlagsreichtum und Bodenbedingungen mit Wasser stauenden Schichten über den durch glaziale Erosion geformten Rinnen und Mulden sind vorhanden.

Gehäufte, z.T. großflächige Vorkommen sind im Rheintal und Walgau, im Bregenzerwald und im Tannberggebiet erhalten. Schützenswerte kleinere Moore sind auch in den Zentralalpen bis in die hochsubalpine Stufe vorhanden.

Es sei auch hier darauf verwiesen, dass Moore wichtige Kohlenstoff- und

Wasserspeicher sind und daher als Klima- und Hochwasserschutz eine bedeutende Rolle spielen (STEINER & MILJKOVIC, 2007).

Moore sind bekanntlich aufgrund des ausgezeichnet konservierten Pollens als Archive der Vegetations- und Klimageschichte und auch der Siedlungsgeschichte von unschätzbarem Wert.

Moore sind in Jahrtausenden entstanden und können daher, wenn sie zerstört wurden, nicht mehr ersetzt werden.

Moore sind Lebensraum hochspezialisierter und vom Aussterben bedrohter Pflanzen- und Tierarten.

Moore sind gerade in Vorarlberg ein wesentlicher Teil der Schönheit und Vielfalt der Landschaft.

In Vorarlberg wurden umfangreiche Moorerhebungen bereits 1910 von H. SCHREIBER in Hinblick auf die große wirtschaftliche Bedeutung, die die Moore zu dieser Zeit als Energielieferanten auch für die Industrie hatten, durchgeführt. Viele Moore in Vorarlberg sind vor allem durch künstliche Entwässerung

zur Gewinnung von fruchtbarem Land oder als Torfstiche nicht mehr im ursprünglichen Zustand erhalten oder zerstört.

Torfgewinnung (Schollenstechen) für Brennstoff war in Vorarlberg seit dem 18. Jhd. sowohl in der Ebene als auch im Bergland weit verbreitet, hat aber einige Jahre nach dem 2. Weltkrieg an Bedeutung verloren und wird heute so gut wie nicht mehr betrieben. Lustenau war ein Zentrum des Torfabbaus.

Die Moore als schützenswerte und gefährdete Biotope (AISTLEITNER, 1995) sind im Vorarlberger Biotopinventar 84/89 der Vorarlberger Landesregierung mit 18 Teilinventaren aus allen Landschaftsräumen kartiert und mit den Geländeaufnahmen der Pflanzengesellschaften genau dokumentiert (BROGGI & GRABHERR, 1984–1989; BROGGI & GRABHERR, 1991). Dieses Inventar wird auch aktualisiert (STAUB & WILLI, 2003).

Im Österreichischen Moorschutzkatalog, dem grundlegenden Werk über schutzwürdige Moore in Österreich, sind aus Vorarlberg insgesamt 420

Moore und Moorkomplexe mit 1110 schützenswerten Teilmooren angeführt (STEINER, 1992).

Die Informationen zu den Mooren sind in einer Datenbank gespeichert, die alle Angaben zur Kenntnis und Bewertung der Moore als Biotope enthält wie Seehöhe, Klima, Azidität, Trophie, Hydrologie, Geomorphologie, Untergrund, Besitzverhältnisse, Zustand, Gefährdung, Schutzstatus und Literatur, aber keine Angaben zur Tiefe und zum Alter der Entstehung.

Bohrungen in einzelnen Mooren im Zusammenhang mit der Geologischen Landesaufnahme (DRAXLER in HERRMANN, 1985; DRAXLER in OBERHAUSER, 1991) und im Rahmen pollenanalytischer Untersuchungen (DE GRAAFF et al., 1989, 1994; DE GRAAFF, vorliegender Band, S. 22 und 138; KRAL, 1993; OEGGL, 1995; KOSTENZER, 1996; BURGA et al., 2005; GROSSE-BRAUCKMANN, 2002) ermöglichen einen Einblick in die Entstehung und den Aufbau der Moore. Bisher liegen nur von wenigen Mooren eingehende Untersuchungen vor.

Verbreitung der Moore

Flach- und Zwischenmoore in der Rheintalebene und im Walgau

Die größten und tiefsten Moore befinden sich über spät- und postglazialen Sedimenten in der Rheintalebene. Diese Moore gehören zur Gruppe der Flachmoore und Zwischenmoore (GRABHERR, Biotopinventar Vorarlberg 1984–1989, Teilinventar Bregenz-Hofsteiggemeinden).

Sofern sie nicht bereits abgebaut und verbaut wurden oder durch totale Entwässerung und Düngung in landwirtschaftlich intensiv genutzte Flächen umgewandelt wurden, sind in der Rheintalebene heute noch Feuchtwiesen als ökologisch wertvolle Streuwiesen erhalten geblieben und z.T. auch landschaftsprägend.

Bodenseebecken und Rheintal sind durch tektonische Prozesse und nachfolgende glaziale Erosion entstanden. Die eiszeitlichen Gletscher haben das Rheintal ausgeschürft und übertieft. Dem zurückschmelzenden Eisstrom folgte der Rheintalbodensee nach. Der ausgedehnte See, aus Teilbecken bestehend, reichte im Würmspätglazial vor etwa 14 000 Jahren bis auf die Höhe des heutigen Sargans – Bad Ragaz.

Der See verlandete allmählich von Süden her durch die Sedimente des Rheins und seiner Zuflüsse. Bei Hohenems wurde ein Verlandungskörper aus Feinkornsedimenten mit einer Mächtigkeit von 593 m erbohrt, die obersten

12 m davon bestehen aus Torf (OBERHAUSER, 1991; STARK, 1992). Der Felsenuntergrund aus Reiselberger Sandstein (Flysch) wurde 300 m unter dem Meeresspiegel erreicht. Der See hatte nach pollenanalytischen Untersuchungen einer Tiefbohrung bei Dornbirn vor etwa 9000 Jahren noch eine Tiefe von 140 Metern (KLAUS 1959).

Im Rheintal blieben durch die Breite des Tales etwa ab Feldkirch in „Hinterwasserposition“ hinter den Dämmen aus groben Sedimenten entlang der Rheinufer und zwischen den Schwemmkegeln der Seitenbäche Ill, Frutz, Dornbirner Ache, Bildsteinerbäche, Bregenzerach auch noch flachgründige abflusslose Restseen erhalten, in denen nur feinkörnige Sedimente abgelagert wurden. Diese Seen sind durch die torfbildende Vegetation (Röhrichtgesellschaften mit Schilf und Binsen) am Ufer und Wasserpflanzen allmählich verlandet (STARCK, 1971).

Der hohe Grundwasserstand förderte kontinuierlich das Moorwachstum und es entstanden daraus mehrere Meter mächtige Torflager (Koblacher, Lustenauer, Dornbirner und Lauteracher Ried). Die Moorvegetation wurde bei Hochwässern und durch Seespiegelschwankungen auch von Sedimenten bedeckt und die Torfprofile weisen daher vielfach eine Wechsellagerung von Lehm- und Torflagen auf (Überflutungsmoore). Von WIMMER (1966) wurden derartige Moorprofile mit Zwischenlagen aus fluvialen Schwemmmaterial bei Lustenau und Dornbirn näher untersucht. Die

Torflagen, die sich aus den überaus artenreichen Pflanzenbeständen der Riede bildeten, liefern auch Rohstoffe für Heil- und Schönheitsmittel (WIMMER, 1966). Es handelt sich um einen Grobdetritus-Gyttja-Schilftorf mit Resten von Schilf, Igelkolben, Rohrkolben, Sumpfschachtelhalme, Binsen und Riedgrasarten mit eingelagerten Holzstücken von Laubbäumen der Auwaldelemente.

Die großen Riede von Dornbirn/Gleggen, Birken/Schwarzes Zeug (Dornbirn, Wolfurt), Koblach, Lauterach, Lustenau, Naturschutzgebiet Bangs sind Spätstadien von derartigen Überflutungsmooren. Die artenreichen Flachmoore des Naturschutzgebietes Rheindelta und Mehrerauer Ried sind Verlandungsmoore (STEINER, 1992).

Die Riedflächen waren eine offene Landschaft mit Kleingewässern, die bis in jüngste Zeit erhalten blieben, die aber heute völlig verschwunden sind. Nur mehr Flurnamen wie Seelache, Seemähder, Lingensee erinnern daran (OBERHAUSER, 1991; STARCK, 1992; HANTKE, 2004). Durch Meliorierungsversuche und die verschiedenen landwirtschaftlichen Nutzungsformen Beweidung, Streumahd, Brenn- und Streutorfstechen in großem Umfang wurden die artenreichen flachmoortypischen Pflanzengesellschaften total verändert und in Streuwiesen umgewandelt. Die genannten Riede sind heute vorwiegend eine Kulturlandschaft mit Streuwiesen, die durch den Siedlungsdruck sehr gefährdet sind und geschützt werden müssen.

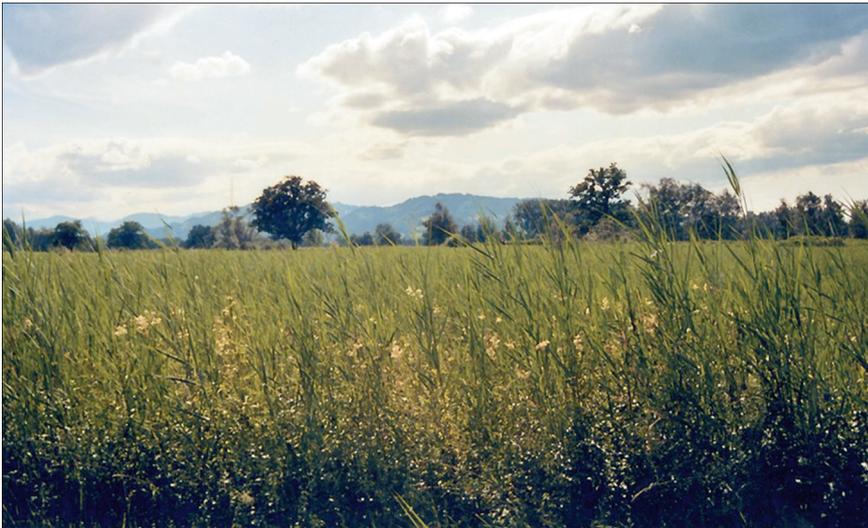


Abb. 162.
Feuchtwiese Birken/Schwarzes Zeug bei Dornbirn – Wolfurt.
Foto: Ilse DRAXLER.

Durch die Art der Bewirtschaftung ohne Düngung und die einmalige Mahd im September bleiben die letzten Refugien zahlreicher gefährdeter seltener Pflanzen- und Tierarten erhalten, z.B. Kleines Knabenkraut, Mehlprimel, Blaue oder Sibirische Schwertlilien (Ilgen), Sumpfwurzel, Lungenenzian, Amphibien, Frösche, Vögel (Braunkehlchen, Bekassine und Brachvogel, Wachtelkönig) und die große Gruppe der Insekten.

Der Bestand dieser Wiesen ist durch Naturschutzbestimmungen gesichert. So konnte der Bau einer Schnellstraße durch das Lauteracher Ried abgewendet werden.

Das Frastanzer Ried ist mit 53 ha das größte Feuchtgebiet im Walgau, dem Tal der Ill. Es ist ein großflächiges Überflutungsmoor, in dem das sehr seltene Schlank-Wollgras vorkommt. Ein Teil des Rieds wurde beim Autobahnbau zerstört.

Zur Erhaltung der Feuchtwiesen ist ein gleichbleibender Grundwasserstand erforderlich

Das Mooregebiet Gasserplatz bei Göfis/Feldkirch (540 m ü.M.) ist ein Durchströmungsmoor über spätglazialen Seesedimenten, deren Fossilinhalt gründlich untersucht wurde (DE GRAAFF et al., 1989, 1994 und dieser Band S. 123).

Besondere Bedeutung hat auch das Naturschutzgebiet Maria Grün. Das Flachmoor südlich von Feldkirch ist aus einem kleinen See entstanden, der noch bis ins 19. Jahrhundert bestand. Wertvoll sind die Pfeifengraswiesen und Kopfbinsenrasen mit Sumpfgladiolen, Duftlauch und Lungen-Enzian. Nach den pollenanalytischen Untersuchungen wurde diese Fläche im Konfluenzbereich des Rhein- und Illgletschers bereits in der Ältesten Dryas eisfrei und auch nachher nicht mehr vom Eis über-

fahren. Das Pollendiagramm zeigt die Vegetationsentwicklung und auch die Klimaentwicklung des Spät- und Postglazials (BURGA et al., 2005).

Auf Hangverebnungen sind im Walgau mehrere Durchströmungsmoore, Quell- und Überrieselungsmoore ausgebildet.

Bregenzerwald

Der Bregenzerwald ist ganz besonders reich an schutzwürdigen Mooren.

Der Hintere Bregenzerwald ist mit 549 Mooren der moorreichste Naturraum Österreichs (STEINER, 1992). Ursache dafür ist das subozeanische und daher niederschlagsreiche Klima mit Stau- und Steigungsregen am Kalkalpenrand und die geologischen Voraussetzungen. Vor allem die Wasser stauenden Drusbergschichten des Helvetikums, die aus einer Wechsellagerung von braunen, tonreichen Mergelschichten mit dünnen Kalkbänken bestehen und leicht verwittern, bilden die Unterlage der Moore und begünstigen die Moorentwicklung. Auch diese Moore, die sich vielfach zu ombrogenen, ausschließlich durch Regenwasser gespeisten Hochmooren entwickelt haben, sind durch menschliche Eingriffe wie Torfstiche, Entwässerung, Freizeitaktivitäten vielfach gestört oder zerstört. Größere abgetorfte, z.T. regenerierende Hoch-Flachmoor-Komplexe befinden sich z.B. bei Bildstein (Naturschutzgebiet Farnachmoos), nahe dem Ortszentrum Alberschwende (Schollenmoos) und nahe dem Schigebiet Scheteregg (Fohren).

Aus dem Bregenzerwald wurden einige Torfprofile pollenanalytisch bearbeitet, um vor allem den natürlichen Waldzustand vor den intensiven mensch-

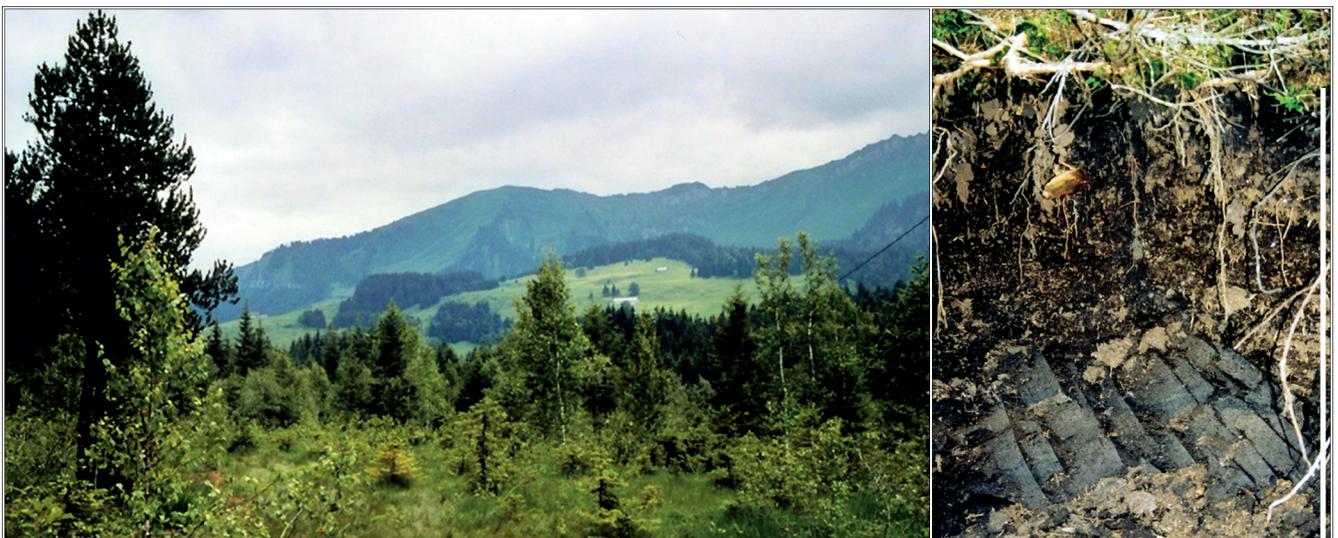


Abb. 163.
Fohren (Scheteregg) – durch Torfstiche denaturiertes Hochmoor (a = Impression; b = Kleiner Torfstich im randlichen Niedermoorbereich).
Foto: Ilse DRAXLER.

lichen Eingriffen zu erfassen (LANGER, 1962; KRAL, 1993)

Erwähnenswert ist das unter Naturschutz stehende Orsankenmoos (Götzner Moos), ein Spirkenhochmoor mit anschließenden artenreichen Pfeifengraswiesen und Quellmooren mit Erlen. Nach pollenanalytischen Untersuchungen erfolgte die Entwicklung zum Hochmoor erst sehr spät (KRAL, 1993) im jüngsten Postglazial.

Besonders eindrucksvoll ist der Moorkomplex am Krähenberg in einer Sattelverebnung 1 km südlich von Sibratsgfall im mittleren Bregenzerwald (BROGGI, M.F. 1984/1989, Teilinventar Mittlerer Bregenzerwald) gelegen. Der zusammenhängende Moorkomplex besteht aus einem Latschen-Spirkenhochmoor (Pino-Sphagnetum, lt. Moorschutzkatalog von internationaler Bedeutung) mit Bulten und Schlenken, einem Fadenseggen-Zwischenmoor

und randlichen Flachmoorgesellschaften mit vom Aussterben bedrohten Arten (Sumpf-Tarant). Die Entwicklung zum Hochmoor erfolgte nach den Makroresten eines pollenanalytisch untersuchten Bohrprofils von 4 m Länge, bei dem die Basis aus Moränenmaterial erreicht wurde, schon früh im Atlantikum (KRAL, 1993). Das Moor wird randlich landwirtschaftlich genutzt.

Zwischen Breitenberg und Schutannenalp bei Hohenems befindet sich das mit Spirken bewachsene Hochmoor Schollenschopf auf 1040 m ü.M. in einem Sattel. Das Moor liegt über wasserdichten Mergeln der Amdener Schichten (OBERHAUSER, 2005) auf Moränenmaterial. Die Oberfläche des Moores ist schwach gewölbt und entspricht mit der charakteristischen Pflanzengesellschaft einem Hochmoor, das nur vom Regenwasser gespeist wird. Aufgrund eines ¹⁴C-Datums von

11 705±50 BP (VERA 3382) von der Basis der organischen Sedimentation in 6 m Tiefe kann ein sehr frühes Eisfreiwerden angenommen werden.

Im Vorderen Bregenzerwald liegen mit würmeiszeitlichem Geschiebelehm überkleidet auf gefalteten Molassesedimenten soligene Hangmoore, mesotrophe subneutrale bis kalkreiche Durchströmungs- und Überrieselungsmoore, die als Streuwiesen genutzt werden. Durch verschiedene Schutzmaßnahmen wird für die Erhaltung der extensiven Bodennutzung, die ganz wesentlich für den Landschaftshaushalt ist, gesorgt.

Um Langen kommen mehrere Hochmoore vor, die sich über Seetonablagerungen eines Eisstausees im Rotach- und Weißachtal gebildet haben, der vor dem Gletscherhochstand der Würmeiszeit entstand und dessen Sedimente von einem Seitenzweig des Rheintalgletschers verfestigt wurden.

Ein besonders prachtvolles Moor ist das östliche Wittmoos südlich von Langen, ein Hochmoor mit dichtem Spirkenbestand, das noch weitgehend ursprünglich erhalten ist. Mit den Mooswiesen bildet das Hochmoor einen Moorkomplex, der nach Natura-2000-Richtlinien geschützt wird.

Auch das bekannte Fohramoos am Bödele bei Dornbirn ist ein Natura-2000-Schutzgebiet (BROGGI, Biotopinventar 1984/1989; GRABHERR: Teilinventar Dornbirn-Berggebiet, Biotop Nr. 30123). Das Fohramoos liegt in einer W-E-gerichteten mit Moränenmaterial ausgekleideten glazialen Mulde am Nordhang des Lank. Das Bödele ist mit 2145 mm Jahresniederschlag die niederschlagsreichste Region Österreichs. Das Fohramoos ist ein vielfältiger Moorkomplex aus Hoch- und Niedermoor-



Abb. 164. Hochmoor Schollenschopf bei Hohenems mit Spirken (a = Gesamtansicht; b = Detail). Foto: Ilse DRAXLER.

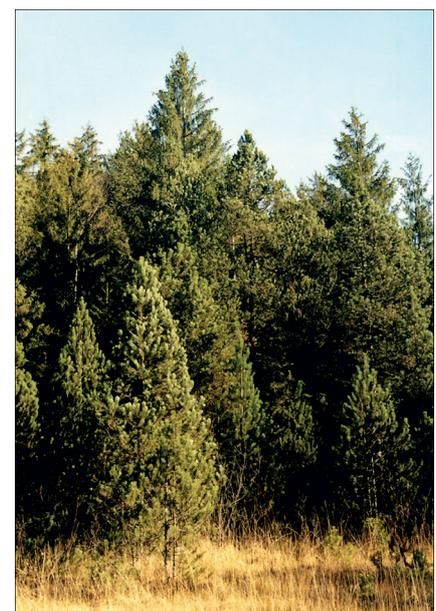


Abb. 165. Wittmoos bei Langen im Bregenzerwald. Foto: Ilse DRAXLER.



Abb. 166.
Fohramoos auf dem Bödele (1135–1170 m).
Foto: Ilse DRAXLER.

gesellschaften. Die Kurzdiagnose im Biotopinventar beschreibt einen vielfältigen Moorkomplex mit typischen Hochmoorgesellschaften, Latschenfilzen, bunten Torfmoosgesellschaften, Mooswiesen, Rauschbeeren-Zwergstrauchheiden, Schnabelseggensümpfen, Schlammseggenfluren, bodensauren Kleinseggenriedern, montanen Pfeifengraswiesen und Borstgrasrasen; umgeben ist dieser Moorkomplex von Heidelbeer-Fichten-Tannenwäldern. Der östliche Teil ist noch ursprünglich erhalten.

Im Unterwuchs herrschen Zwergsträucher, Heidelbeeren, Preiselbeeren, Rauschbeeren. Im Zentralteil sind die Latschen niedrigwüchsig. Der Torfkörper ist etwa 4 m tief. Die pollenanalytischen Untersuchungen des oberen Profilabschnitts zeigen, dass der Wald in der Umgebung ursprünglich hauptsächlich aus Tanne und Buche bestand und die Latsche auf dem Moor nur gering vorhanden war. Erst nach der Rodung kommt es zur Ausbreitung der Latsche auf dem Moor und der Birke am Moorrand (KRAL, 1993).

Von Riefensberg gelangt man auf dem Schollenstecherweg zu einem der schönsten und reichhaltigsten Moorgebiete Vorarlbergs, zu den Kojenmooren (Biotopinventar Vorarlberg 84/89, Teilinventar Nordvorarlberg, Biotopnummer 23101, TIEFENTHALER [2005]). Die Moore liegen 1200 m ü.M. zwischen Kojen und Hochhäderich in einer Karstmulde. Das Zentrum bilden die Latschenhochmoore, die mit Latschen bestockt sind. Die Oberfläche ist ein Relief aus Bulten und Schlenken, auf dem die wenigen typischen Hochmoorarten wachsen.

Randlich schließen Flachmoore mit einer Vielzahl von Arten an. Das Torfstechen im mehr randlichen Bereich wurde

1963 eingestellt. Heute ist davon kaum mehr etwas zu sehen und die Moore machen einen noch relativ ursprünglichen Eindruck.

Die Moortiefe beträgt mehr als 5 m. Die stratigraphisch-pollenanalytischen Untersuchungen eines Profils haben ergeben, dass die Entwicklung zum Hochmoor spät, etwa im späteren Mittelalter, erfolgte und mit den Weiderodungen zusammenfällt (KRAL, 1993). Es wird vermutet, dass die Ausbreitung der Latsche auf der Moorfläche ebenfalls auf den Menschen zurückzuführen ist, möglicherweise durch Entwässerung und zunehmende Trockenheit.

Durch pollenanalytische Untersuchungen im Grebauer Moos bei Bezau ließ sich der menschliche Einfluss auf die Umgebung mit den Zeigerpflanzen für durch den Menschen bedingte Veränderungen der Vegetationsdecke und Landschaft seit der Eisenzeit nachweisen (TSCHIESNER, 2001; PFEIFER, 2004).



Abb. 167.
Kojenmoos (a = Gesamtansicht; b = Detail).
Foto: Ilse DRAXLER.

Zentralalpen

In den Kalkbergen des Rätikon befinden sich zahlreiche Hangmoore der verschiedenen hydrologisch-entwicklungsgeschichtlichen Moortypen (Quellmoore, Durchströmungsmoore, Überrieselungsmoore) und auch wenige Regenmoore (STEINER, 1992; GRABHERR, 1984/1989, Teilinventar Brandnertal).

Die Silvretta- und Verwallgruppe sind ebenfalls durch gehäufte Moorkommen von sauren Hang- und Versumpfungsmooren ausgezeichnet. Eine besondere Seltenheit für den Alpenraum sind die Deckenmoore. Das atlantisch bestimmte Klima mit Niederschlagswerten bis 2500 mm ist die Ursache für

diese Moorentwicklung. Das schönste und größte Deckenmoor ist die Wiege auf der Westabdachung der Verwallgruppe (STEINER, 1992; BROGGI & GRABHERR, 1984/1989, GRABHERR: Teilinventar Montafon)

Die Ergebnisse der sorgfältigen pollenanalytischen Untersuchungen von Torfprofilen aus Mooren im Siedlungsgebiet des Bartholomäbergs (Brannertsried, Tschuga und Garsella; SCHMIDL et al., 2005) und im Silbertal (Matschwitz, Wildes Ried; KOSTENZER [1996]) brachten ganz neue Erkenntnisse zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte des Montafons seit dem Ende der letzten Eiszeit und sind unverzichtbare Grundlagen für die archäolo-

gischen Forschungen nach den Spuren des prähistorischen Bergbaus der reichen Kupfer- und Eisenerzvorkommen (siehe Kapitel: Mineralische Rohstoffe von A. SCHEDL & M. HEINRICH, S. 89–96). Durch das Auftreten von Spitzwegerichpollen (Kulturzeiger) und Veränderungen der Fichten-Tannenpollenkurven um 3000 v. Chr im Pollendiagramm aus dem Moor Tschuga (1200 m ü.M.) in unmittelbarer Nähe zum Bergbaurevier konnte die früheste Siedlungstätigkeit in der weiteren Umgebung des Moores und die darauffolgenden menschlichen Eingriffe in die Vegetationsdecke durch Bergbau und Landwirtschaft bis in die Neuzeit nachgewiesen werden (KRAUSE et al., 2004).

Geographisches Register

Albert DAURER

In dieses Register wurden nur Lokalitäten aufgenommen, die sich auf Vorarlberger Gebiet befinden und die im Laufftext bzw. in den Abbildungstexten vorkommen: Regionen (z.B. Bregenzerwald), Orte (z.B. Götzis), Berge (z.B. Schesaplana), Täler (z.B. Rheintal); Gewässer sind nicht angeführt, ebenso nicht Lokalitäten auf Karten, Profilen, Skizzen sowie in Tabellen. Das Verzeichnis soll dem Leser auf den ersten Blick zeigen, ob bestimmte Lokalitäten im Buch Erwähnung finden.

Auf ein erdwissenschaftliches Fachregister wurde aus nahe liegenden Gründen bewusst verzichtet: Die Thematik des vorliegenden Werkes hätte zu einer sehr langen Liste geführt, die streckenweise einer Wiederholung des Inhaltes gleichgekommen wäre.

- Alberschwende
25, 30, 93, 96, 99, 114, 115, 125
- Albona
91
- Alpe Fresch
89
- Alpe Gstüt
91
- Alpe Lün
138
- Alpguesalpe
90
- Alploch
116
- Alpstein
44
- Alptobel
143
- Altenstadt
95
- Amberg
92, 131
- Andelsbuch
22, 71, 73, 128
- Argenwald
130
- Arlberg
9, 10, 17, 50, 90, 93, 99
- Au
65, 72, 84, 85, 86, 97, 98, 129, 130
- Augstenberg
89
- Außerböden
93
- Außerbödmern
94
- Bad Haslach
90, 117
- Bad Laterns
64
- Bangs
150
- Bärenloch
23
- Bargellajoch
56
- Bartholomäberg
9, 23, 47, 48, 49, 89, 90, 140, 141, 142, 154
- Batschuns
121
- Bersbuch
94, 128
- Beschlinger Berg
61
- Bezau
92, 99, 128, 153
- Bildstein
93, 115, 151
- Bings
145
- Birklen/Schwarzes Zeug
150, 151
- Bizau
72
- Blaschies
142
- Blasenka
61
- Bludenz
32, 46, 90, 93, 95, 96, 134, 136, 139
- Bludesch
86
- Bockbachjoch
147
- Bockbachsattel
145, 146
- Bocksberg
119
- Bödele
22, 29, 37, 39, 68, 99, 114, 150, 152, 153, 154
- Bolgenach (Speicher)
126
- Bolgenachtal
22, 29, 30, 94
- Bonacker
70
- Brand
92
- Brandner Gletscher
29
- Brandner Golm
55
- Brandnertal
16, 29, 31, 133, 134, 138, 139
- Brandner Wildberg
137, 138
- Brannertsried
154
- Brederis
94, 95
- Bregenz
21, 22, 28, 30, 34, 35, 91, 96, 111, 112, 113
- Bregenzerachtal
22, 24, 28
- Bregenzer Bucht
112
- Bregenzerwald
9, 16, 21, 22, 24, 25, 26, 28, 29, 30, 34, 77, 80, 83, 90, 92, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 102, 124, 125, 129
- Breitenberg
118, 119
- Brenner
134, 136
- Buderhöhe
132
- Bühel
94
- Bürs
29, 47, 90, 96, 133, 134
- Bürserberg
92, 134
- Bürser Schlucht
133
- Burtschaalpe
134, 136
- Buxwald
140
- Cavelljoch
139
- Dafins
73, 94
- Dalaas
9, 48, 92, 96, 145
- Daleukopf
93
- Damüls
64, 65, 85, 130, 131
- Danöfen
96
- Davenna
9, 47, 92
- Doren
38
- Dornbirn
9, 29, 30, 37, 39, 68, 69, 73, 74, 95, 97, 98, 106, 109, 112, 114, 115, 116, 117, 118, 129, 150, 151, 152
- Drei Schwestern
23, 120
- Drei Türme
59, 140, 143
- Dreßlen
30
- Drusenfluh
15, 58, 59, 140, 144
- Dünserberg
121
- Dürrwaldalpe
90
- Ebensand
116, 117

- Ebnit
117
- Ebnitertal
22, 26, 29
- Eckskopf
132
- Egg
9, 22, 30, 34, 38, 68, 73, 94, 127
- Eisentäligrat
89
- Eisernes Tor
89
- Emmebachschlucht
82
- Erlispitze
146, 147

- Falknis
15, 140
- Farnach
96
- Farnachmoos
151
- Feldkirch
21, 22, 25, 27, 29, 32, 55, 72, 85, 86, 99, 120, 121, 122, 123, 131, 134, 136, 150, 151
- Feientobel
74
- Fellefluh
79
- Felsenau
121, 122, 131
- Feuerstätterkopf
9
- Fidelistal
59
- Flexenpaß
45, 46, 91, 145, 146
- Fluh
112, 113
- Fohramoos
152, 153
- Fohren
151
- Fontanella
61
- Frastanz
64, 94, 131, 132, 151
- Fraxern
72, 73, 74
- Freschluakopf
137, 138, 139
- Frödischtal
22
- Fritztobel
95
- Fritzentobel
89, 90, 140
- Frutzschlucht
121
- Furkajoch
63, 64, 131
- Fußbach
111

- Gaflunatal
89
- Gafluna Winterjöchli
89
- Gaissau
98, 99
- Galgentobel
90
- Galinatal
27, 29, 31, 32, 132
- Gampalp
29

- Gampapingerberg
23
- Gampbachtal
23, 26, 27, 29, 132
- Gampberg
93
- Gamperdonatal
23, 25, 26, 27, 29, 100, 132, 133, 134
- Gandatal
59
- Gantschier
89
- Gargellen
51, 52, 55, 57, 59, 60, 142, 143
- Garfetschatobel
132
- Garsella
154
- Gaschiera
93, 134, 135, 136
- Gaschurn
142
- Gasserplatz
22, 27, 32, 123, 124, 151
- Gasünd
137, 145
- Gauertal
59
- Gebhardsberg
36, 112, 113, 114
- Gelbe Wand
118
- Gempifluf
143
- Gipsköpfe
137, 138
- Gleggen
150
- Göfis
22, 32, 92, 121, 123, 131
- Golm
49, 52, 139
- Gottesackerplateau
99, 100, 119
- Götzis
22, 72, 78, 81, 92, 95, 109, 119, 120
- Götznerberg
119
- Götzner Moos
152
- Grandau
96
- Grebauer Moos
153
- Grebentobel
92
- Gröllerkopf
29
- Großwalsertal
9, 22, 23, 55, 61, 62, 95, 102, 136
- Gruobenpaß
59
- Gülkevorsäß
90
- Gümplespitze
146
- Gulmalp
29
- Gütle
116, 117

- Hägeli
142
- Hangender Stein
93, 96, 136, 137
- Hard
111

- Haslach
73, 117
- Hasenfluh
146
- Hatlerdorf
95, 98
- Heimspitze
51
- Heiterberg
42
- Hennebühel
112
- Hennenbühel
94
- Hinterberg
89
- Hirschbergsattel
92
- Hirschbergtal
83
- Hittisau
30, 94, 99, 125
- Hochberg
34
- Hochgerach
99
- Hochhäderich
22, 28, 29, 153
- Hochnörderer
52
- Hochtannberg
9
- Hochwacht
28, 29
- Hochwachtfluf
93
- Höchst
98, 99
- Hohe Kugel
9, 70, 74
- Hohenems
16, 72, 79, 82, 95, 96, 98, 99, 117, 118, 120, 150, 152
- Hoher Frassen
136, 137
- Hoher Freschen
72, 77, 79
- Hoher Ifen
77, 79, 90, 100, 119
- Hohes Licht
41
- Holzegg
142
- Hölltobel
134
- Hörbranz
95

- Illschlucht
121, 122, 131
- Illtal
21, 22, 23, 26, 30, 133
- Ilmkopf
136
- Ilmwald
134, 136

- Jetzmunt
47, 140

- Kadel
119
- Kalkofen
78
- Kanisfluh
10, 16, 22, 72, 77, 82, 83, 84, 97, 129
- Kanzelfels
112, 114

- Kanzelköpfe
139
- Kapfchlucht
122
- Karren
115
- Kennelbach
21, 22, 37, 94, 112
- Kessi
143
- Kessiloch
23
- Kirchlispitzen
15, 59, 143
- Klamperschrofen
93
- Klat
123
- Klaus
75, 92, 95
- Klausberg
80, 92, 98
- Klien
16, 82, 117
- Kleinwalsertal
9, 62, 89, 94, 100
- Klosterbühel
95
- Klosters
58
- Klostertal
9, 23, 47, 48, 85, 93, 95, 96, 102, 145
- Klostertaler Alpen
99
- Klösterle
85
- Knappa-Gruaba
141
- Knappenschrofen
90
- Koblach
92, 99, 109, 119, 150
- Koblacher Ried
157
- Kobelalpe
95
- Kohlgrub
71
- Kojen
153
- Kojenmoos
153
- Kops
52, 99
- Krabachjoch
90, 146, 147
- Krabachspitze
146
- Krähenberg
82, 152
- Kreuzen
114
- Kristberg
9, 89, 90, 142
- Kristbergsattel
9
- Krumbach
38, 126
- Kühbruck
100
- Kummen
95
- Kummenberg
30, 81, 95, 96, 98, 119, 120
- Kustersberg
35, 36
- Langen
35, 85, 86, 95, 112, 113, 152
- Langenegg
38, 125, 126
- Lank
152
- Laterns
121, 131
- Laternsertal
22, 25, 29, 72, 73
- Laubenbachtobel
130
- Lauterach
92, 113, 150, 151
- Lauteracher Ried
150, 151
- Lech
15, 23, 46, 85, 86, 91, 145
- Lechquellengebirge
9, 23, 43
- Lechtaler Alpen
17, 92
- Lecknertal
22, 29, 30
- Leiblachtal
34
- Liebfrauenberg
120
- Lingenau
22, 94, 96, 99, 105, 127
- Littatobel
95
- Lochau
34, 35
- Loischkopf
55
- Lorüns
42, 43, 44, 96
- Lorünser Berg
93
- Ludesch
93, 96, 136
- Lünser Alpe
139
- Lünereck
139
- Lünerkrinne
137, 138, 139
- Lustenau
99, 109, 111, 150
- Lustenauer Ried
150
- Lüttin
71
- Lutzkraftwerk
98
- Mäder
99, 119
- Madrisa
55, 59, 142
- Margarethenkapf
122
- Maria Grün
151
- Marktobel
90
- Matona
136, 137
- Matschwitz
154
- Mattlerjoch
55
- Mehrerauer Ried
150
- Meiningen
95
- Mellau
81, 96, 128
- Mellental
129
- Meschach
92, 119
- Miesbach
91
- Mittagsfluh
72, 97
- Mittelberg
55
- Mohnenfluh
10
- Montafon
21, 23, 25, 57, 89, 90, 92, 93, 95, 96, 99, 101, 102, 138, 140, 154
- Montikel
96
- Monzabonalpe
145, 147
- Monzabonjoch
145, 146, 147
- Mottakopf
137
- Muntix
94
- Mustergietobel
96
- Mühltoibel
25
- Nenzing
94
- Nenzinger Himmel
29
- Nenzigastobel
89
- Nezaalpe
89
- Niederbuch
94
- Nob
73
- Nofels
95
- Nüziders
16, 46, 61, 65, 99, 136
- Oberklien
94, 98, 118
- Ochsenbodenkopf
46
- Ochsenzümpfle
145, 146
- Omeshorn
90, 91
- Örfflaschlucht
82, 119
- Orsanka
75, 92
- Orsankenmoos
152
- Partenen
52
- Paspels
94
- Pfänder
17, 22, 34, 35, 112
- Pritz
122, 123
- Pfrondhorn
131
- Planedon
61
- Plattenwald
92
- Putzkamer Alpe
89
- Radonatobel
145

- Rankweil
22, 95, 120
- Ranzenberg
79
- Rappenloch
116
- Rätikon
9, 23, 25, 44, 46, 59, 92, 97, 99, 100,
137, 140, 143, 154
- Rätschenfluh
59, 143
- Stehlen bei Langen
36
- Rellseck
141
- Rellstal
9, 47, 48, 49, 90, 92
- Reute bei Hohenems
119
- Reuthe
92
- Rheindelta
109, 111, 112
- Rheintal
9, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 29, 30, 32,
34, 85, 86, 92, 93, 94, 97, 98, 99, 101,
111, 118, 119, 121, 122, 131, 149, 150
- Rieden
113
- Riedenburg
113
- Riefensberg
37, 94, 124, 125, 153
- Rindberg
67, 125
- Ritzenspitzen
143
- Roggspitze
146, 147
- Rongg-Alpe
142, 143
- Rongg-Schlucht
143
- Roßkopf
139
- Rotachtal
22, 25, 30, 152
- Rötelstein
90
- Röthis
94, 95
- Rotbühlspitze
52
- Rossboden
32
- Rüfispitze
146
- Ruggburg
34, 35
- Rütönen
94
- Rütli
143
- Sacktobel
90
- Salaruelkopf
140
- Salonienkopf
137, 139
- Salsen
98
- Saminaschlucht
132
- Saminatal
9, 25, 64, 100
- Sandplatte
113
- Sarotlatal
59, 90
- Satteins
69, 73, 122
- Saulajoch
137
- Saulakopf
137
- Schafberg
142
- Schafgafall
137
- Schafköpfe
43
- Schattenlagantalpe
137
- Schaufelschlucht
79, 116, 117
- Scheienfluh
59, 143
- Schesaplana
43, 44, 58, 140, 143
- Schesatobel
93, 94, 134, 135, 136
- Scheteregg
151
- Schlins
63
- Schmalzberg
143
- Schnepfau
96
- Schollberg
143
- Schollenmoos
151
- Schollenschopf
152
- Schönenbach
29, 90
- Schnifis
23
- Schoppernau
63
- Schrecken
129
- Schröcken
42, 55
- Schuttannen
29, 118, 152
- Schwarzach
115
- Schwarzachtobel
38, 93, 96, 115
- Schwarzenberg
22, 29, 71, 73, 92, 114, 128
- Schwarzhorn
56
- Schwarzwassertal
72
- Seelache
150
- Seemähder
150
- Sibratsgfäll
29, 67, 68, 82, 125, 151
- Sifeler Berg
95
- Silbertal
23, 24, 49, 89, 90, 108, 141, 154
- Silvretta
9, 23, 29, 30, 49, 101, 154
- Silvretthorn
52
- Sonntag
55
- Spiegelstein
122, 123
- St. Anton im Montafon
47, 92, 140, 141
- St. Antönien
60
- St. Antönier-Joch
143
- St. Arbogast
92
- St. Gallenkirch
23, 51, 52, 53, 96
- St. Leonhard
96, 137, 145
- St. Martin
96, 134, 136
- Staufen
92, 116
- Staufenspitze
80
- Steeg
41
- Steinernes Meer (Lechquellengebirge)
43
- Stellfeder
132
- Stuben
85
- Stubigeralpe
90, 91
- Stuttgarter Hütte
90, 145, 146
- Subersachtal
22, 29, 30
- Sulzberg
29, 34, 97, 98, 124
- Sulzfluh
10, 15, 58, 59, 140, 143
- Tannberg
149
- Tafamunt
52, 101
- Thüringerberg
23
- Trittalpe
145, 146, 147
- Totalp
139
- Trübenbach
93
- Tschagguns
49, 56, 59
- Tschalenga-Au
137
- Tschengla
134
- Tschuga
154
- Tugstein
96, 120
- Übersaxen
121, 122
- Udelberg
72, 92, 109
- Unterbings
96
- Unterklien
72, 92, 93, 95, 96
- Valduna
122
- Valluga
147
- Valzifenser Grat
52, 89
- Vandans
48, 49, 93, 96, 139
- Vatlära
122, 123

- Verajoch
140
- Vergaldner Joch
89
- Verhupfspitze
52
- Versal
101
- Versettla
51, 90
- Verspala
56
- Verwallgruppe
154
- Villifau
90
- Vorderälpele
121
- Vordere Niedere
79, 90
- Wald am Arlberg
145
- Walgau
9, 16, 22, 23, 25, 26, 27, 29, 30, 31, 32,
62, 93, 94, 95, 97, 99, 122, 123, 131,
133, 136, 137, 149, 150, 151
- Wallenmahd
117
- Walserkamm
99
- Warth
85, 86
- Wasserstubental
25
- Weißachtal
25, 152
- Weißplatte
15, 59, 93, 140
- Wildberg
42, 137
- Wildes Ried
154
- Winterstaude
22, 29, 79, 80, 81, 82
- Wirtatobel
35, 89, 91, 112, 113
- Wittmoos
152
- Wolfurt
30, 95, 115
- Zaluandakpf
139
- Zimbajoch
49
- Zirnenkopf
139
- Zitterklapfen
61
- Zürs
42, 145, 146
- Zwischenwasser
121

Geologische Karten

- AMPFERER, O., BENZINGER, Th. & REITHOFER, O. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Klostertaler Alpen 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- AMPFERER, O. & REITHOFER, O. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Arlberg-Gebiet 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- AMPFERER, O. (1932): Erläuterungen zu den Geologischen Karten der Lechtaler Alpen 1 : 25 000 mit Beiträgen von W. HAMMER. – 125 S., Wien (Geol. B.-A.).
- AMPFERER, O. (1937): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1 : 75.000. Blatt Stuben. – Wien (Geol. B.-A.).
- DOERT, U. & HELMCKE, D. (1976): Geologische Karte des Flexen-Passes 1 : 25.000. – *Geologica et Palaeontologica*, 10, Marburg.
- DOERT, U. & HELMCKE, D. (1976): Geologie des Flexen-Passes (Vorarlberg/Österreich). Erläuterung zur geologischen Karte des Flexen-Passes 1 : 25.000. – *Geologica et Palaeontologica*, 10, 181–200, Marburg.
- FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Blatt 170 Galtür. – Wien (Geol. B.-A.).
- FUCHS, G. & PIRKL, H. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000. Blatt 169 Partennen Ost und West. – Wien (Geol. B.-A.).
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O. (1967): Geologische Karte des Walgau 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- HELMCKE, D. (1974): Geologische Karte der südlichen Klostertaler Alpen 1 : 25.000. – *Geologica et Palaeontologica*, 8, Marburg.
- HELMCKE, D. (1974): Geologie der südlichen Klostertaler Alpen (Vorarlberg/Österreich). Erläuterung zur geologischen Karte der südlichen Klostertaler Alpen 1 : 25.000. – *Geologica et Palaeontologica*, 8, 131–147, Marburg.
- HERRMANN, P. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000. Blatt 83 Sulzberg. – Wien (Geol. B.-A.).
- HERRMANN, P. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000. Erläuterungen zu Blatt 83 Sulzberg. – 20 S., Wien (Geol. B.-A.).
- HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000. Blatt 82 Bregenz. – Wien (Geol. B.-A.).
- HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000. Erläuterungen zu Blatt 82 Bregenz. – 28 S., Wien (Geol. B.-A.).
- KALLIES, H.-B. (1961): Geologische Karte des Hinteren Bregenzer Waldes in der Umgebung von Schopponau. – *Geol. Jb.*, 78, 1 Kt., Hannover.
- OBERHAUSER, R. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000: Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. – Geol. B.-A., 1 Bl., Wien.
- OBERHAUSER, R. (1991): Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. – 72 S., Wien (Geol. B.-A.).
- OBERHAUSER, R. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000: Blatt 110 St. Gallen Nord und 111 Dornbirn Nord mit Anteilen von Blatt 81 Bodensee und Blatt 82 Bregenz. – Wien (Geol. B.-A.).
- OBERHAUSER, R. & RATAJ, W. (1998): Geologische Themenkarte 1 : 200.000. Geologisch-Tektonische Übersichtskarte Vorarlberg. – Wien (Geol. B.-A.).
- OBERHAUSER, R. (1998): Erläuterungen zur Geologisch-Tektonischen Übersichtskarte von Vorarlberg 1 : 200.000. – 42 S., Wien (Geol. B.-A.).
- SCHEID, A. (2001): Geomorphologische Karte Kleinwalsertal 1 : 25.000. – Vorarlberger Naturschau – Forschen und Entdecken, 10, 2 Kt., Dornbirn.
- ZACHER, W. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Blatt 113 Mittelberg, Wien (Geol. B.-A.).

Literatur

- AISTLEITNER, E. (1995): Zur Situation der Moore in Vorarlberg. – *Rheticus*, 17(3/4), 123–130, Dornbirn.
- ALEXANDER, K. (1964): Geologische Spezialuntersuchungen im Helvetikum und Ultrahelvetikum des Bregenzer Waldes im Bereich der Winterstaude (Vorarlberg). – Unveröff. Dipl.-Arb. TH München.
- ALEXANDER, K., BLOCH, P., SIGL, W. & ZACHER, W. (1965): Helvetikum und „Ultrahelvetikum“ zwischen Bregenzer Ache und Subersach (Vorarlberg). – In: KÜPPER, H. & WOLETZ, G. (Red.): Ostalpen und östlich anschließende Räume, *Verh. Geol. B.-A.*, Sh. G., 134–146, Wien.
- ALLEMANN, F. (1957): Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil) unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. – *Jber. Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein*, 56, 9–244.
- ALLEMANN, F. (2002): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein. – 129 S., Bern – Vaduz (Regierung des Fürstentums Liechtenstein).
- AMANN, A. (1985): Zur Geologie des nördlichen Silvrettakristallins. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, Innsbruck.
- AMEROM, H.W.J. VAN, ANGERER, H. & MOSTLER, H. (1982): Über eine Autono-stephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, 124, 283–323, Wien.
- AMPFERER, O. (1908): Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz. – *Jb. Geol. R.-A.*, 58/4, 627–636, Wien.
- AMPFERER, O. (1932): Erläuterungen zu den Geologischen Karten der Lechtaler Alpen 1 : 25 000 mit Beiträgen von W. HAMMER. – 125 S., Wien (Geol. B.-A.).
- AMPFERER, O. (1933): Beiträge zur Geologie des Rätikons. – *Jb. Geol. B.-A.*, 83, 137–172, Wien.
- AMPFERER, O. (1936): Rätikon und Montafon in der Schlußvereisung. – *Jb. Geol. B.-A.*, 86, 15–17, Wien.
- ANGERER, J. (1979): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 7/10, 10–11, Innsbruck.
- ANGERER, H. (1997): Der Schesatobel – größter Murbruch Mitteleuropas. Von der Symptombehandlung zur ganzheitlichen Sanierung. – *Mitt. IAG-BOKU*, 8, 123–158, Wien.
- ANGERER, H., HADITSCH, J.G. & LASKOVIC, F. (1980): Ein Beitrag zur Kenntnis der Gipslagerstätten des Montafons (Vorarlberg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 9, 263–320, Innsbruck.
- ANGERER, H., HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1976): Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 6, 1–57, Innsbruck.
- BARSCHE, D. (1978): Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost, an example from the Swiss Alps. – *Third International Conference on Permafrost, Proceedings 1*, 349–353.
- BARSCHE, D. (1980): Die Beziehungen zwischen der Schneegrenze und der Untergrenze der aktiven Blockgletscher. – In: JENTSCH, CH. & LIEDTKE, H. (Hrsg.): Höhengrenzen in Hochgebirgen. – *Arbeiten Geogr. Inst. Univ. des Saarlandes*, 29, 119–127, Saarbrücken.
- BARTH, D. (1983): Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich des Schesatobels (Vorarlberg). – Unveröff. Diplomarb. Univ. Karlsruhe, 329 S., 69 Abb., 85 Tab., 7 Beil., Karlsruhe.
- BAUMBERGER, E. (1934): Über die Cyrenen der stampischen Molasse am Alpennordrand. – *Ecologae geol. Helv.*, 27/2, 390–399, Basel.
- BAUMBERGER, E. (1937): Die Bivalven aus dem subalpinen Stampien des Vorarlbergs mit besonderer Berücksichtigung des Deformationsproblems. – *Ecologae geol. Helv.*, 30/2, Basel.
- BEARTH, P. (1932): Die Diabasgänge der Silvretta. – *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, XII, 147–179.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der nördlichen Kalkalpen Tirols. – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 4, 1–74, Innsbruck.
- BERGMEISTER, U. & OBERHAUSER, R. (1993): Rheindelta, Vorarlberger Rheintal mit Inselferg- und Talrandaufschlüssen im Helvetikum (Exkursion B am 15. April 1993). – *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N.F., 75, 45–73, Stuttgart.
- BERKELAAR, R. (1994): Breiter Berg Project, Austria. Slope Stability and Rockfall Analysis. – *Mem. Centre Engineering Geol. Netherlands*, 113, Main Report 68 p.; Appendix 1 (illustr., photos, fieldforms, testing data), 144 p.; Appendix 2 (maps, etc.); Techn. Univ. Delft.
- BERTLE, H. (1970): Kurze Mitteilung über ein NNE–SSW streichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 486–490, Wien.
- BERTLE, H. (1972): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens, Österreich. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 22, 1–59, Wien.
- BERTLE, H. (1979): Führer für den geologischen Lehrwanderweg Bartholomäberg. – *Veröff. Heimatschutzverein Montafon*, 1, 26 S.
- BERTLE, H. (1980): Erkundung der Karbonatgesteine des Rätikons (Vorarlberg) nach Vorkommen von reinen Kalken und reinen Dolomiten. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt V-A-001/79, *Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv*, 37 Bl., 4 Beil., Schruns.
- BERTLE, H. (1982): Reinkarbonat-Lagerstätten im Rätikon (Vorarlberg). – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 2, Proj. V-A-001/79, 7–14, 1 Abb., 6 Tab., Wien.
- BERTLE, H. (1993): Ursachen und Sanierungsmethoden von Großhangbewegungen in Vorarlberg (Exkursion H am 16. April 1992). – *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N.F. 75, 177–186, Stuttgart.
- BERTLE, H. (1993): Integrales Pilotprojekt Schesatobel – Baugeologische Planungsunterlagen der Einzugsgebiete von Schesasa- und Mühlebach. – Unveröff. Bericht i. A. BMLF, 44 S., Schruns.
- BERTLE, H. (1996): Baugeologisches Untersuchungsprojekt Wasserversorgung Werk Nüziders der Rauch Fruchtsäfte GmbH.
- BERTLE, H. (1997): Begutachtung Dolomitenbergbau Abbaufeld Steinwald/Ludesch.
- BERTLE, H. (1999): Schesa-Bruchkessel, Bürserberg – Vorarlberg: Mehrphasiger Murschuttfächeraufbau, Ausräumungsgeschichte, Sanierung durch Rückböschung. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 42, 139–179, Wien.
- BERTLE, H. (2000): Geschiebewartungskonzept für die Räumung der Geschiebesperren der Wildbach- und Lawinnenverbauung sowie der Bundeswasserbauverwaltung. – Unveröff. Bericht i. A. Amt d. Vorarlberger Landesregierung Abt. VII d, Wasserwirtschaftliches Planungsorgan, 118 Bl., illustr., 5 Beil. (2 Mappen), Schruns.
- BERTLE, H. (2000): Schesa-Bruchkessel Bürserberg, Entstehung, Geschichte(n), Zukunft. – *Rhaeticus*, 22/4, Feldkirch.
- BERTLE, H. (2001): Kiesabbau und Erdaushubmaterialdeponie Hochwacht-Fluh/Bregenz, Erweiterungsprojekt, Baugeologisch-hydrogeologische Projektsprüfung. – Unveröff. Bericht, Schruns.
- BERTLE, H. (2002): Geologie des Felssturzgefahrenbereichs am Breitenberg in Dornbirn/Vorarlberg. – *Ztschr. f. Wildbach-, Erosions- und Steinschlagschutz*, 148 (Sonderheft 2002 Vorarlberg), 63–76, Imst.
- BERTLE, H. (2006): Zur montangeologischen Situation des Bergbaus am Bartholomäberg und am Kristberg. – In: RUDIGER, A. (Hrsg.): Jahresbericht 2005 der Montafoner Museen, des Heimatschutzvereins Montafon und des Montafon Archivs, Schruns.
- BERTLE, H., FURRER, H. & LOACKER, H. (1979): Geologie des Walgauer und des Montafons mit Berücksichtigung der Hydrogeologie (Exkursion G am 20. April 1979). – *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N.F. 61, 71–85, Stuttgart.
- BERTLE, R.J. (1999): Über das Alter der Zone von Pfunds (Unterengadiner Fenster; Österreich/Schweiz). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 42, 119–127.
- BERTLE, R.J. (2000): Zur Geologie und Geochronologie um Alp Trida (Samnaun/Schweiz) einschließlich ingenieurgeologischer Fragen der Gebirgsauflösung und des Permafrosts. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 395 S., Wien.

- BERTLE, R.J. (2002): Kreide und Paläogen in der Fimber-Zone (Unterengadiner Fenster, Schweiz – Österreich). Neue Mikrofossilfunde und deren paläogeographische Bedeutung. – *Eclog. geol. Helv.*, 95, 153–167.
- BERTLE, R.J. (2004): Zur Geologie des Piz Mundin-Gebietes (Engadiner Fenster, Österreich–Schweiz): Stratigraphie, Geochronologie, Strukturen. – Unveröff. Diss. Univ. Wien.
- BERTLE, R.J., FRANK, W., SEWARD, D., JELENC, M., THÖNI, M. & KOLLER, F. (2003): New age constraints on alpine metamorphism of the schistes lustrés of the Engadine window based on Ar–Ar, Rb–Sr and Fission Track dating. – *Geophysical Research Abstr.*, 5, 14178, 2003.
- BERTLE, R.J., KOLLER, F. & FRANK, W. (2003): New petrological data on the HP-rocks of the Zone of Pfunds (Lower Engadine Window, Switzerland/Austria). – *Geophysical Research Abstr.*, 5, 14170.
- BERTLE, R.J. & GÖTZINGER, M.A. (2003): Fluid-Inclusions-Untersuchungen an Kluffquarzen des Unterengadiner Fensters. Hinweise zur (spät)metamorpher Entwicklung der Bündnerschiefer. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 148, 347–358.
- BIK, M.J.J. (1960): Zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Fröhdischbach- und Mühltofels in Vorarlberg (Österreich). – Dissertation Universität Amsterdam, 175 S., Amsterdam.
- BLOCH, P. (1967): Geologische Spezialuntersuchungen im Helvetikum und Ultrahelvetikum des Bregenzer Waldes, Vorarlberg (Bereich des östlichen Winterstaudengebietes zwischen Schönebach und Sibratsgfäll). – Unveröff. Dipl. Arb. TH München.
- BLUMENTHAL, M. (1926): Das Fenster von Gargellen (Vorarlberg). – *Eclogae geol. Helv.*, 20, 40–78, Basel.
- BLUMENTHAL, M. (1935/36): Der Sedimentzug der Tschaggunsener Mittagsspitze und die Gliederung des oberostalpinen Deckenkernes im Vorarlberger Rätikon. – *Jb. naturforsch. Ges. Graubünden*, N.F. 74, 3–108, Chur.
- BLUMENTHAL, M. (1936): Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung der ultrahelvetisch-austriden Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu. – *Jb. Geol. B.-A.*, 86, 197–203, Wien.
- BLUMRICH, J. (1908): Das Kohlevorkommen im Wirtatobel bei Bregenz. – *Jber. Bundesgymnasium Bregenz*, 1907/08, 3–13, Bregenz.
- BLUMRICH, J. (1927): Konkretionen mit Schneckeneinschlüssen in der oberen Süßwassermolasse. – *Heimat. Vorarlberger Monatshefte*, 8/12, 285–287, Bregenz.
- BLUMRICH, J. (1931): Die miozäne Molasse des Pfänderstockes. – *Schr. Ver. Gesch. Bodensee*, 58, 39 S., Friedrichshafen.
- BLUMRICH, J. (1936): Molassestudien im Pfändergebiet. – *Schr. Ver. Gesch. Bodensee*, 63, 251–269, Friedrichshafen.
- BODROGI, I., BÓNA, J. & LOBITZER, H. (1994): Vergleichende Untersuchungen der Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen der Urgon-Entwicklung des Schrattekalks in Vorarlberg (Österreich) und der Nagyhársány Kalkstein Formation des Villány-Gebirges (Ungarn). – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Red.): Jubiläumsschrift 20 J. Geol. Zusammenarbeit Österr. – Ungarn, 2, 225–283, Wien (Geol. B.-A.).
- BÖHM, J. (1936): Zusammenstellung der mitteleocänen Flora und Fauna Vorarlbergs. – *Z. dt. geol. Ges.*, 88/7, 497–500, Hannover.
- BÖHM, J. & HEIM, Arn. (1909): Neue Untersuchungen über die Senonbildungen der östlichen Schweizeralpen. – *Abh. Schweiz. paläont. Ges.*, 36, 61 S., Zürich.
- BOIGK, H. (1981): Erdöl und Erdgas in Deutschland. – Stuttgart (F. Enke).
- BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian. Drusberg-, Mittagsspitze- und Schrattekalk-Fm. im Vorarlberg und Allgäu. – *Diss. Univ. Zürich*, 136 S. + Anh., Zürich.
- BOS, I.J., SEIJMONSBERGEN, A.C., JONG, M.G.G. DE & GRAAFF, L.W.S. DE (2005): A method for the identification and ranking of geotopes supported by GIS with examples from the Vorarlberger Alps (Austria). – Sixth International Conference on Geomorphology, Zaragoza 8. 9. 2005, Abstracts.
- BOUSQUET, R. (1998): L'exhumation des roches métamorphiques de haute pression - basse température: de l'étude de terrain à la modélisation numérique. Exemple de la fenêtre de l'Engadine et du domaine valaisan dans les Alpes Centrales. – *Orsay N° D'Ordre: 5422*. Diss. Université de Paris XI – Orsay.
- BOUSQUET, R., BERTLE, R.J., GOFFÉ, B., KOLLER, F. & OBERHÄNSLI, R. (2004): The Engadine Window at the border of the eastern and central Alps. – In: GOSSO, G., ENGI, M., KOLLER, F., LARDEAUX, J.-M., OBERHÄNSLI, R. & SPALLA, M.I. (eds.): Thermo-mechanical evolution of the Alpine Belt, from Engadine Window to the Matterhorn. – *Field Trip Guide Book, 32nd International Geological Congress*, B29, 17–18.
- BOUSQUET, R., BERTLE, R.J., GOFFÉ, B., KOLLER, F. & OBERHÄNSLI, R. (2004): HP/LT metamorphism within the North Penninic ocean (Lower Engadine Window; Austria-Switzerland). – In: GOSSO, G., ENGI, M., KOLLER, F., LARDEAUX, J.-M., OBERHÄNSLI, R. & SPALLA, M.I. (eds.): Thermo-mechanical evolution of the Alpine Belt, from Engadine Window to the Matterhorn. – *Field Trip Guide Book, 32nd International Geological Congress*, B29, 22–27.
- BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., VIDAL, O., OBERHÄNSLI, R. & PATRIAT, M. (2002): The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: new constraints on the evolution of the Alps. – *Geol. Soc. America Bull.*, 114/2, 207–225.
- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., JOLIVET, L. & VIDAL, O. (1999): High pressure-low temperature metamorphism and deformation in the Bündnerschiefer of the Engadine window: Implications for the regional evolution of the eastern Central Alps. – *Journal of Metamorphic Geology* 17, 657–674.
- BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hrsg.) (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. – 2. Auflage, 688 S., Wien – Horn (Naturhistorisches Museum Wien – F. Berger).
- BROGGI, M.F. (1984/85): Biotopinventar (Teilinventar): Mittlerer Bregenzerwald.
- BROGGI, M.F. (1984/85): Biotopinventar (Teilinventar): Rheintal-Hohenems
- BROGGI, M.F. & GRABHERR, G. (1984–1989): Biotopinventar Vorarlberg mit 18 Teilinventaren. – *Vorarlberger Landschaftspflegefonds*.
- BROGGI, M.F. & GRABHERR, G. (1991): Biotope in Vorarlberg. – *Endbericht zum Biotopinventar „Vorarlberg – Natur und Landschaft in Vorarlberg“*, 4, Bregenz
- BROILI, F. (1927): Ein Sauropterygier aus den Arlbergschichten. – *Sitzber. Bayer. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Abt.*, 1927, 205–228, München.
- BRÜHWILER, T., SCHATZ, W., HOCHULI, P.A. & P. BRACK (2003): Biostratigraphic investigation in the Middle Triassic sediments of Liechtenstein and Vorarlberg (Austria). – *Terra Nostra*, 5, 33–34.
- BRÜHWILER, T., SCHATZ, W., HOCHULI, P.A., MUNDIL, M. & BRACK, P. (in Vorb.): Bio- and chronostratigraphy of the Middle Triassic Reifling Beds in western Austroalpine units (W-Austria, Liechtenstein) and correlation with coeval Southern Alpine successions.
- BURGER, H. (1978): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Schollberg und der Verspala (Osträtikon). – *Eclog. Geol. Helv.*, 71/2, 255–266 Basel.
- BÜCHEL, E. (2004): Ein Überblick über den Höhlenkataster der Vorarlberger Höhlen (Stand Anfang 2004). – *Vorarlberger Naturschau – Forschen und Entdecken*, 15, 63–76, Dornbirn.
- BÜCHI, U.P. (1959): Zur Stratigraphie der Oberen Süßwassermolasse (OSM) der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.*, 52, 449–460, Basel.
- BURGA, C., CHEDEL, M. & JORDI, U. (2005): The Peat Bog Profile „Mariagrün“ Near Feldkirch (Vorarlberg, Austria). – *Palyno-Bulletin*, 1, 33–39, Innsbruck
- BÜRGIN, T. & FURRER, H. (2004): Fossile Knochenfische aus der Kössen-Formation (Obertrias, Rhaet) von Lorüns (Vorarlberg, Österreich). – *Vorarlberger Naturschau – Forschen und Entdecken*, 14, 83–86, 14 Abb., Dornbirn.
- BÜRGISSER, H. (1981): Zur zeitlichen Einordnung der Oberen Süßwassermolasse in der Nordostschweiz. – *Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 126/3, 149–164, Zürich.
- BÜRGISSER, H., FREI, H.P. & RESCH, W. (1981): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Molasse der Nordostschweiz und des Vorarlbergs. – *Eclogae geol. Helv.*, 74/1, Basel.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E. (1968): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt 44 Scuol, Schuls-Tarasp (mit Erläuterungen). – *Schweiz. Geol. Komm.*, Bern.
- CAMMERAAAT, E.C., GRAAFF, L.W.S. DE, KWADIJK, J.K. & RUPKE, J. (1987): On the origin of debris pillars in the Alps of Vorarlberg. – *Zeitschr. f. Geomorph.* N.F. 31/1, 85–100.
- CASTEL, I.I.Y. (1984): Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Vegetationsgeschichte im Bereich der Äusseren Jungendmoränen bei Bad Waldsee (Baden-Württemberg), BRD. – *Flora*, 175, 91–101.
- CERNY, I. (1989): Die karbonatgebundenen Blei-Zink-Lagerstätten des alpinen und außeralpinen Mesozoikums. Die Bedeutung ihrer Geologie, Stratigraphie und Faziesgebundenheit für Prospektion und

- Bewertung. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 11, 5–125, Wien.
- CHALINE J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie, Stratotypen des Würm-Glazials (Berichte der SEQS 6). – Eiszeitalter und Gegenwart, 35, 185–206, Hannover.
- COLINS DE TARSISSE, E., HAMILTON, W. & SCHMIDT, F. (1992): The Hydrocarbon Potential of the Alpine Subthrust and Overthrust, Austria. – In: SPENCER, A.M. (ed.): Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons II. – Spec. Publ. Europ. Ass. Petrol. Geoscientists, 2, 193–199, Berlin – Heidelberg (Springer).
- COLINS DE TARSISSE, E., NIEDERBACHER, P. & SAUER, R. (1990): Kohlenwasserstoffexploration in Vorarlberg – Ergebnisse der Bohrung Vorarlberg-Au 1. – Mitt. österr. Geol. Ges., 82 (1989), 91–104, Wien.
- COLINS DE TARSISSE, E., NIEDERBACHER, P. & WINKLER, G. (1987): Geologisch-geophysikalische Grundlagen der Kohlenwasserstoff-Exploration in Vorarlberg. – Leobner Bergmannstag 1987, 681–687.
- CORNELIUS, H.P. (1921): Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen in der Allgäuer und Vorarlberger Klippenzone. – Verh. Geol. Staatsanst., 1921, 141–149, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1924): Zum Problem der exotischen Blöcke und Gerölle im „Flysch“ des Allgäu. – Jb. Geol. B.-A., 74, 229–280, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1926/27): Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. – Geol. Archiv, 4, 1–14, 49–61, 109–124, 153–168, 193–213, München.
- CSÁSZÁR, G., MEHL, D., OBERHAUSER, R. & LOBITZER, H. (1994): A Comparative Study of the Urganian Facies in Vorarlberg (Austria), im Allgäu (Germany) and in the Villány Mountains (Hungary). – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Red.): Jubiläumsschrift 20 J. Geol. Zusammenarbeit Österr. – Ungarn, 2, 145–207, Wien (Geol. B.-A.).
- CSÁSZÁR, G., OBERHAUSER, R. & LOBITZER, H. (1990): The Schratzenkalk of Vorarlberg: An Example of Urganian Sedimentation. – In: WIEDMANN, J. (ed.): Proc. 3rd Int. Cretaceous Symp. Tübingen, 377–401, Tübingen.
- CZABALAY, L. (1994): Korrelation der Molluskenfaunen des Urgons von Ungarn (Villány und Mecsek-Gebirge) und Österreich (Vorarlberg). – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G., & DAURER, A. (Red.), Jubiläumsschrift 20 J. Geol. Zusammenarbeit Österr. – Ungarn, 2, 209–224, Wien (Geol. B.-A.).
- CZURDA, K.A. (1977): Zur Geologie des Pfänderstockes. – Festschrift „50 Jahre Pfänderbahn“, Bregenz.
- CZURDA, K.A. (1982): Die rohstoffmäßige Verwertbarkeit der Mur- und Hangschuttmassen im Klostertal, Montafon und Walgau (Vorarlberg). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 2, Proj.V-A-002/78 und V-A-003/79–80: 23–29, 3 Abb., 4 Tab., Wien.
- CZURDA, K.A. (1983): Die Splitteignung der Gesteine im Klostertal, Montafon und Walgau (Vorarlberg). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 3, Proj. V-A-002/78–80: 23–30, 5 Abb., Wien.
- CZURDA, K.A. (1993): Bregenz, Pfänder, Gebhardsberg (Exkursion A am 13. April 1993). – Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F., 75, 33–44, Stuttgart.
- CZURDA, K.A. & GINTHER, G. (1983): Quellverhalten der Molassemergel im Pfänderstock bei Bregenz, Österreich. – Mitt. österr. Geol. Ges., 76, 141–160, Wien.
- CZURDA, K.A., HANTKE, R., OBERHAUSER, R. & RESCH, W. (1979): Molasse, Helvetikum, Flysch und Nördliche Kalkalpen im Bregenzer Wald (Exkursion I am 21. April 1979). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 61, 97–109, Stuttgart.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – In: Festband 300 Jahre Geol. Inst. Univ. Innsbruck, 165–253, Innsbruck.
- DESMURS, L., MÜNTENER, O. & MANATSCHAL, G. (2002): Onset of magmatic accretion within a magma-poor rifted margin: a case study from the Platta ocean-continent transition, eastern Switzerland. – Contrib. Mineral. Petrol., 144, 365–382.
- DOERT, U. & HELMCKE, D. (1976): Geologie des Flexenpasses (Vorarlberg, Österreich). Erläuterungen zur geologischen Karte des Flexen-Passes 1:25.000. – Geologica et Paleontologica, 10, 181–200, Marburg.
- DONIÉ, Ch. (1990): Parameter, Prozesse und Modelle bei Bergzerreißungs- und Talzuschuberscheinungen im Helvetikum Vorarlbergs. – Schriftenreihe Angewandte Geologie, 8, Karlsruhe.
- DORREN, L.K.A. (2002): Mountain Geosystems. GIS Modelling of Rockfall and Protection Forest Structure. – Thesis Universiteit van Amsterdam, 162 S., Amsterdam.
- DORREN, L.K.A., BERGER, F., IMESON, A.C., MAIER, B. & REY, F. (2004a): Integrity, stability and management of protection forests in the European Alps. – Forest Ecology and Management, 195/1–2, 165–176.
- DORREN, L. & MAIER, B. (2001): GIS basierte Felssturz-Modellierung auf regionalem Maßstab im Montafon (Vorarlberg, Österreich). – Vorarlberger Naturschau – Forschung und Entdecken, 9, 227–236, Dornbirn.
- DORREN, L.K.A., MAIER, B., PUTTERS, U.S. & SEJMONSBERGEN, A.C. (2004b): Combining field and modelling techniques to assess rockfall dynamics on a protection forest hillslope in the European Alps. – Geomorphology, 57/3–4, 151–167.
- DORREN, L.K.A., MAIER, B. & SEJMONSBERGEN, A.C. (2003): Improved Landsat-based forest mapping in steep mountainous terrain using object-based classification. – Forest Ecology and Management, 183/1–3, 31–46.
- DRIMMEL, J. (1980): Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 506–527, Wien (Geol. B.-A.).
- DRIMMEL, J., GANGL, G. & TRAPP, E. (1971): Kartenmäßige Darstellung der Seismizität Österreichs. – Österr. Akad. Wiss., Wien (Springer).
- EBERHARD, M. (1984): Das Fenster von Nüziders (Vorarlberg) und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., 127/3, 331–347, Wien.
- EBERLI, G. (1985): Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens – Relikte eines passiven Kontinentalrandes. – Mitt. Geol. Inst. ETH Zürich, N.F., 255, 203 S., Zürich.
- EGGER, J. (1990): Zur paläogeographischen Stellung des Rhodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 133/2, 147–155, Wien.
- EGGER, H., HOMAYOUN, M. & SCHNABEL, W. (2002): Tectonic and climatic control of Paleogene sedimentation in the Rhodanubian Flysch basin (Eastern Alps, Austria). – Sedimentary Geology, 152.
- EGGER, H. & OBERHAUSER, R. (2007): Kalkiges Nannoplankton aus der Osterschwang-Formation (Cenomanium) der Fänerenspitz (Appenzell, Schweiz). – Jb. Geol. B.-A., 147/1–2, 353–355, Wien.
- EGGERT, P. (1977): Sedimentpetrographisch-stratigraphische Untersuchungen in den Unterkreide-Serien und im Bolgenkonglomerat (Oberkreide) der Feuerstätter Decke im Allgäu und Vorarlberg. – Berliner geowiss. Abh., A 2, 167 S., Berlin.
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold thrust structures and high angle faults, northwestern Calcareous Alps, Austria. – Eclogae geol. Helv. 89, 553–571, Basel.
- ELSENHORN, R. (1999): Bergsturz und Höhlen am Spiegelstein. – Jb. Vlb. Landesmuseumsverein, 143, 11–42, Bregenz.
- ELSENHORN, R. (2000): Der Stand des Landes-Höhlenkatasters von Vorarlberg im Jahre 2000. – Jb. Vlb. Landesmuseumsverein, 144, 13–53, Bregenz.
- EYNATTEN, H. von (1996): Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den nördlichen Kalkalpen: Petrographie, Mineralchemie und Geochronologie des frühalpisch umgelagerten Detritus. – Unveröff. Dissertation Univ. Mainz, 145 S., Mainz.
- FELBER, P. & WYSSLING, G. (1979): Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg). – Eclogae geol. Helv., 72/3, 673–714, Basel.
- FERREIRO-MÄHLMANN, R. (1994): Zur Bestimmung von Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose-Temperaturgeschichte und Tektogenese des Austroalpins und Südpenninikums in Vorarlberg und Mittelbünden. – Frankfurter geowiss. Abh., Ser. C, Mineralogie, 14, 498 p.
- FESSLER, U., KIESSLING, Th., RISCH, H. & ZACHER, W. (1992): Die vorquartäre Geologie im Andelsbacher Becken (Vorarlberg). – In: HEINRICH, M. (Red.): Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen, Jb. Geol. B.-A., 135/4, 825–834, Wien.
- FLORINETH, D. & FROITZHEIM, N. (1994): Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for early Cretaceous opening of the Valais ocean. – Schweiz. Min. Pet. Mitt., 74, 437–448.
- FÖLLMI, K.B. (1981): Sedimentäre Hinweise auf oberkretazische Tektonik im Vorarlberger Helvetikum. – Eclogae geol. Helv., 74/1, 175–187, Basel.

- FÖLLMI, K.B. (1986): Die Garschella- und Seewer Kalk-Formation (Aptian-Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F., 262, 391 S., Zürich.
- FÖLLMI, K.B. (1989a): Beschreibung neugefundener Ammonoidea aus der Vorarlberger Garschella-Formation (Aptian-Albian). – Jb. Geol. B.-A., 132/1, 105–189, Wien.
- FÖLLMI, K.B. (1989b): Evolution of the Mid-Cretaceous Triad. – Lecture Notes in Earth Sciences, 23, 153 S., Berlin – Heidelberg etc. (Springer).
- FÖLLMI, K.B. & OUWEHAND, P.J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian-Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlberges. – Eclogae geol. Helv., 80/1, 141–191, Basel.
- FREY, M. & FERREIRO-MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – In: FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (eds.): The new metamorphic map of the Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt, 79/1, 135–154, Zürich.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. – Eclog. Geol. Helv., 73, 173–203, Basel.
- FRIEBE, J.G. (1995): Der Nummulitenkalk von Haslach und sein geologischer Rahmen. – Dornbirner Schriften, 18, 102–115, Dornbirn.
- FRIEBE, J.G. (1999): Der „Miskeyit“-Bergbau im Montafon – ein ungewöhnlicher Dekor- und Nutzstein aus Vorarlberg. – Annalen journal of science and art, 1, 83–86, Graz.
- FRIEBE, J.G. (2000): Geostudienlokaltäten – Vorarlberg. Darstellung und Dokumentation ausgewählter geowissenschaftlicher Studienlokaltäten („Exkursionspunkte“) in Österreich unter besonderer Berücksichtigung von Mineralrohstoff-Vorkommen bzw. -Lagerstätten. – Unveröff. Bericht Bund-/Bundesländer-Projekt Ü-LG-045/V-C-06/1998, 15 S., 1 Abb., Anh., Dornbirn.
- FRIEBE, J.G. (2001): Bohrmuschellöcher in Kohle aus der Oberen Meeresmolasse (Neogen) am Gebhardsberg bei Bregenz (Vorarlberg, Österreich). – Vorarlberger Naturschau – Forschen und Entdecken, 9, 219–226, Dornbirn.
- FRISCH, W., RING, U., DÜRR, S., BORCHERT, S. & BIEHER, D. (1994): The Arosa Zone and Platta Nappe Ophiolites (Eastern Swiss Alps): Geochemical Characteristics and their meaning for the Evolution of the penninic ocean. – Jb. Geol. B.-A., 137, 19–33, Wien.
- FRITZ, S. (2003): Reconstruction of Late Glacial cirque and valley glaciers and modelling changes of the ELA with GIS software (Rätikon Mountains, Austria). – MSc thesis, University of Amsterdam, 44 S., Amsterdam.
- FROITZHEIM, N., CONTI, P. & VAN DAALLEN, M. (1997): Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schling fault (Switzerland, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. – Tectonophysics, 280, 267–293.
- FROITZHEIM, N. & RUBATTO, D. (1998): Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna Nappe, Switzerland). – Terra Nova, 10, 171–176.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, St. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – Eclogae geol. Helv., 87, 559–612, Basel.
- FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 170 Galtür. – Geol. B.-A., Wien.
- FUCHS, M. (1996): Fossile Blockgletscher in Vorarlberg, Österreich. Eine Studie über die Dynamik von Blockgletschern sowie ihre paläoklimatische und paläomorphodynamische Bedeutung im Spätglazial. – Unveröff. Diplomarbeit Geograph. Inst., Univ. Heidelberg, 95 S., Heidelberg.
- FUCHS, W. (1971): Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barreme aus den Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hohenems in Vorarlberg. – Abh. Geol. B.-A., 27, 49 S., Wien.
- FURRER, H. (1993): Stratigraphie und Fazies der Trias/Jura-Grenzschiechten in den Oberostalpinen Decken Graubündens. – Diss. Univ. Zürich (1981), 111 S., Zürich.
- GAUPP, R., EYNATTEN, H. von, ORTNER, H. & SANDERS, D. (1997): From passive to active margin: Cretaceous synorogenic deposition in the Northern Calcareous Alps. – Excursion A6, 18th IAS European Regional Meeting, Gaea Heidelbergensis, 4, 53–77, Heidelberg.
- GAUPP, R., LIEDHOLZ, J. & WEIDICH, K.F. (1982): Exkursion B: Allgäu. – Exkursionsführer 2. Symp. Kreide, München 1982, B1–B88, München.
- GEBHARD, G. (1985): Kondensiertes Apt und Alb im Helvetikum (Allgäu und Vorarlberg) – Biostratigraphie und Fauneninhalt. – In: KOLLMANN, H.A. (Hrsg.): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie der mittleren Kreide in Zentraleuropa, Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 7, 271–279, Wien.
- GESER, R. (1990): Zur faziellen Entwicklung der Arlberg-Schichten im Klostertal und Arlberggebiet. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, XIII + 329 Bl., Innsbruck.
- GEYH, M.A. & SCHREINER, A. (1984): ¹⁴C-Datierungen an Knochen- und Stosssahnfragmenten aus würmeiszeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet. – Eiszeitalter und Gegenwart, 34, 155–161, Hannover.
- GIESLER, M. (2002): Revision of the earthquake catalogue for Switzerland and neighbouring regions: the example of the December 1720, Lake of Constance earthquake. – Workshop „Investigating the records of past earthquakes“, EMCSC, Erice, Italy, 1–7 July 2002.
- GIJSSEL, K. VAN (1984): Geomorphological and sedimentological investigations in the Rotach-valley, western Germany/Austria (incl. map 1:25.000). – Unpubl. thesis, Univ. of Amsterdam, 89 S., Amsterdam
- GOSSO, G., ENGI, M., KOLLER, F., LARDEAUX, J.-M., OBERHÄNSLI, R. & SPALLA, M.I. (eds.) (2004): Thermo-mechanical evolution of the Alpine Belt, from Engadine Window to the Matterhorn. – Field Trip Guide Book, 32nd International Geological Congress, B29.
- GÖTTLICH, K. (1980): Moor- und Torfkunde. – 338 S., Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- GÖTZINGER, G., REITHOFER, O. & SCHADLER, J. (1948): Abschließender Bericht über die geologisch-lagerstättenkundlichen Aufnahmen einiger verkehrstechnisch günstiger gelegenen Phosphoritflöze in Vorarlberg. – Unveröff. Ber. (Lagerst. Arch. Geol. B.-A.), 8 S., Wien.
- GÖTZINGER, M.A. (1992): Strukturkontrollierte Fluoritkristallisation durch Druckentspannung im Helvetikum Vorarlbergs, Österreich. – Mitt. Österr. Min. Ges., 135, 141–143, Wien.
- GRAAFF, L.W.S. DE (1986a): Zur Deglaziationsgeschichte des Bregenzerwaldes mit spezieller Berücksichtigung des Gebietes Andelsbuch – Egg. – In: OBERHAUSER, R.: Exkursionsführer, Österr. Geol. Ges., 74–80, Wien.
- GRAAFF, L.W.S. DE (1986b): Zur Deglaziationsgeschichte der Walgau-Ausgänge im Bereich Feldkirch, Göfis, Satteins. – In: OBERHAUSER, R.: Exkursionsführer, Österr. Geol. Ges., 43–46, 128–129, Wien.
- GRAAFF, L.W.S. DE (1992a): Zur Morpho- und Chronostratigraphie des Oberen Würm in Vorarlberg. – Jb. Geol. B.-A., 135(4), 809–824, Wien.
- GRAAFF, L.W.S. DE (1992b): Zur Altersbestimmung eines Mammut-Stossszahns (Kiesgrube Hochwacht) und ihre Bedeutung für die morphostratigraphische Einstufung der Quartärablagerungen zwischen Bregenz und Langen. – Schriften Vorarlberger Landesmuseum, Reihe A, Landsch.gesch. u. Archäologie, 5, 23–28, Bregenz.
- GRAAFF, L.W.S. DE (1993): Das Quartär in Vorarlberg: Die eiszeitlichen Prozesse und die Morphostratigraphie der letzten Talvergletscherung. – Jber. Mitl. oberrhein. geol. Ver., N.F. 75, 325–363, Stuttgart.
- GRAAFF, L.W.S. DE (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. N.F., Suppl. 104, 129–159, Berlin – Stuttgart.
- GRAAFF, L.W.S. DE & JONG, M.G.G. DE (1995): Notes on the Alpine Rhine Glacier and the Chronostratigraphy of the Upper Würm. – In: HERNGREEN, G.F.W. & VALK, L. VAN DER (eds.): Neogene and Quaternary palaeoecology. A farewell to Waldo H. Zagwijn, Meded. Rijks Geol. Dienst, 52, 317–330, Haarlem.
- GRAAFF, L.W.S. DE, KUIJPER, W.J. & SLOTBOOM, R.T. (1989): Die Schlussvereisung und die spätglaziale Entwicklung des Moorgebietes Gasserplatz, Feldkirch/Göfis, Vorarlberg. – Jb. Geol. B.-A., 132/2, 397–413, Wien.
- GRAAFF, L.W.S. DE, KUIJPER, W.J. & SLOTBOOM, R.T. (1994): Das Moorgebiet Gasserplatz im Pleistozän: 3000 Jahre Biotopentwicklung und Klimageschichte nach der Schlußvereisung. – Jb. Vorarlberger Landesmuseumsverein, 1994, 9–30, Bregenz.
- GRAAFF, L.W.S. DE & SEIJMONSBERGEN, H. (1993): Die eiszeitliche Prozeßabfolge und Aspekte der jungquartären Talbildung und Hangentwicklung im Walgau (Exkursion D am 13. April 1993). – Jber. Mitl. oberrhein. geol. Ver., N.F. 75, 99–125, Stuttgart.
- GRAAFF, L.W.S. DE & SEIJMONSBERGEN, A.C. (2001): Postglacial landslides and their impact on Pleistocene lake floor deposits in the Balderschwang Valley as witnessed by geomorphological, sedimentological

- and geophysical evidence (Vorarlberg, Austria). – Vorarlberger Naturschau – Forschungen und Entdecken, 9, 237–251, Dornbirn.
- GRABHERR, G. (1984/1989): Biotopinventar/Teilinventar Nordvorarlberg. – Vorarlberger Landschaftspflegefonds.
- GRABHERR, G. (1984/1989): Biotopinventar/Teilinventar Montafon. – Vorarlberger Landschaftspflegefonds.
- GRABHERR, G. (1984/1989): Biotopinventar/Teilinventar Bregenz (Nordsteiggemeinden). – Vorarlberger Landschaftspflegefonds.
- GRABHERR, G. (1984/1989): Biotopinventar/Teilinventar Brandnertal. – Vorarlberger Landschaftspflegefonds.
- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung. – Diss. Univ. Bern, 166 Seiten.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (2002): Paläobotanische Befunde von zwei Mooren im Gebiet des Hohen Ifen, Vorarlberg (Österreich). – Telma, 32, 17–36, Hannover.
- GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, Neue Folge, 154, 136 S., Bern.
- GRÜNTAL, G. (ed.) (1998): European Macro-seismic Scale 1998 (EMS-98). – Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Vol. 15, Luxembourg.
- GRÜNOGEL, E. (1940): Vortertiäre Entwicklung des alpinen Raumes in der Rheintalgegend. – Jahresber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F. 29, 127–175, Stuttgart.
- GÜMBEL, C.W. (1896): Das Vorkommen und der Bergbau tertiärer Pechkohle im Wirtatobel bei Bregenz. – Österr. Z. Berg- u. Hüttenwesen, 44/10, 115–121.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1986): Jungalpidische Kupfervererzungen im Montafon (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 13, 277–296, 5 Abb., 5 Taf., Innsbruck.
- HAEBERLI, W. (1983): Permafrost-glacier relationship in the Swiss Alps. Today and in the past. – 4th International Conference on Permafrost, Proceedings, 415–420, Fairbanks/Alaska.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost. Internal structure and flow of alpine rock glaciers. – Mitt. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, 77, ETH Zürich.
- HAEBERLI, W. (2004): Eishaus +10⁰a. Zu Klima und Erdoberfläche im Zürcher Weinland während der kommenden Million Jahre. – Expertenbericht zuhanden der Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen (HSK), HSK 35/93, Zürich.
- HADITSCH, J.G. & KRÄINER, K. (1992): Jungalpidische Erzmineralisationen in der Phyllitgneiszone des Arlberggebietes (Tirol/Vorarlberg). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 84, 239–264, Wien.
- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1978): Intraskythische, exogen (mechanisch)-sedimentäre Cu-Vererzung im Montafon (Vorarlberg). – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 183–207, Innsbruck.
- HALDIMANN, P.A. (1975): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR). – Eclog. geol. Helv., 68/2, 301–310, Basel.
- HAMMER, W. (1930): Über Pseudotachylit in den Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 80/3+4, 571–585, Wien.
- HAMMERL, Ch. & LENHARDT, W.A. (1997): Erdbeben in Österreich. – Graz (Leykam).
- HANISCH, A. & SCHMID, H. (1901): Österreichs Steinbrüche. Verzeichnis der Steinbrüche, welche Quader, Stufen, Pflastersteine, Schleif- und Mühlsteine oder Dachplatten liefern. – 352 S., Wien (C. Graeser & Co.).
- HANTKE, R. (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – 312 S., 119 Abb., Thun – Zürich (Ott-Verlag).
- HANTKE, R. (2004): Blatt 1076 St. Margarethen (Westhälfte) und Diepoldsau 1096 (Westhälfte) mit NW Eck von Blatt 1115 Feldkirch. – Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000. Mit Erläuterungen, 77 S., Bern (Bundesamt für Wasser und Geologie).
- HARSCH, W. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. – Unveröff. Diss. TH München.
- HARSCH, W. (1969): Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 121, 253–272, Hannover.
- HÄRING, Ch., JÄCKLI, H., KOBEL, M., KÜNDIG, R., LIENERT, O., PHILLIP, R., STARCK, P. & WYSSLING, L. (1994): Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100.000 mit Erläuterungen, Blatt Toggenburg. – Zürich (Schweiz. Geol. Komm., ETH Zentrum).
- HEIERLI, H. (1984): Die Ostschweizer Alpen und ihr Vorland. – Slg. geol. Führer, 75, 209 S., Berlin (Bornträger).
- HEIM, Arn. (1958): Oceanic sedimentation and submarine discontinuities. – Eclogae geol. Helv., 51, 642–649, Basel.
- HEIM, Arn., BAUMBERGER, E. & FUSSENEGGER, S. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins (Vorarlberg und Ostschweiz). – Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., 68/2, 156–220, Zürich.
- HEIM, Arn., BAUMBERGER, E., STEHLIN, H.G. & FUSSENEGGER, S. (1928): Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg. – Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 73, 64 S., Zürich.
- HEIM, Arn. & OBERHOLZER (1907): Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:25000. – Geol. Komm. Schweiz. Naturforsch. Ges., Spez. Karte 44.
- HEIM, Arn., SEITZ, O. & FUSSENEGGER, S. (1934): Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., 69/2, 310 S., Zürich.
- HEINRICH, M. (1980): Übersicht über die Braunkohlenvorkommen Vorarlbergs. – Unveröff. Ber. (Lagerst. Arch. Geol. B.-A.), 40 S., 2 Beil., Wien.
- HEINRICH, M. (1995): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenerosionsstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches – Zusammenfassung. – Ber. Geol. B.-A., 31, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-026/88–90, IV + 24 Bl., 10 Tab., 4 Beil., Anh., Wien.
- HEISSEL, W. (1961): Das Konglomerat von Bürs bei Bludenz (Vorarlberg). – Jb. Vorarlberger Landesmuseumsverein, 1960, 44–49, Bregenz.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg 1:25.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O. (1967): Geologische Karte des Walgau 1:25.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- HELLERMANN-FURRER, B. (1992): Petrographic, geochemical and isotopic studies on diabas dykes of the Swiss Silvretta nappe. – Unveröff. Diss. Univ. Fribourg.
- HELMCKE, D. (1969): Die Geologie der Spuller-See-Mulde zwischen Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe und Formarin-See in den Vorarlberger Kalkalpen. – Unveröff. Diss. Univ. Marburg, 220 S., Marburg.
- HELMCKE, D. & PFLAUMANN, U. (1971): Zur „Transgression“ der mittleren Kreide im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Vorarlberg, Österreich). – Geologica et Palaeontologica, 5, 149–163, 2 Abb., 2 Taf., Marburg.
- HERRMANN, P. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25000. Erläuterungen zu Blatt 83 Sulzberg. – 20 S., Wien (Geol. B.-A.).
- HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25000. Erläuterungen zu Blatt 82 Bregenz. – 28 S., Wien (Geol. B.-A.).
- HESSE, R. (1965): Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrug. – Verh. Geol. B.-A., Sh. G, 147–170, Wien.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene in den Alpen. – Geologica et Palaeontologica, Sh. 2, 1–90, Marburg.
- HESSE, R. & BUTT, A. (1976): Paleobathymetry of Cretaceous turbidite basins of the east Alps relative to calcite compensation level. – J. Geol., 34, 505–533, Chicago.
- HIRSCH, F. (1966): Etude Stratigraphique du Trias Moyen de la Région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). – Unveröff. Diss. Univ. Zürich, 88 S., Zürich.
- HILTMANN, W., KUCKELKORN, K. & WEHNER, H. (1995): Thermische Entwicklung und KW Bildungspotential der in der Bohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen) durchteuften tektonischen Einheiten. – Geologica Bavarica, 100, 175–197.
- HOERNES, S. (1971): Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 15, 56–70, Wien.
- HOERNES, S. & PURTSCHELLER, F. (1970): Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites. – Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, 58, 483–488, Innsbruck.
- HOFMANN, Th. (1999): Geotope in Österreich: Heutige Situation und Chancen für die Zukunft. – Geol. Insubr., 4/1, 87–90, Lugano.
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1987): The Idalp Ophiolite (Lower Engadine Window, Eastern Alps) its petrology and geochemistry. – Ofioliti, 12, 179–192.

- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. – *Chem. Geology*, 77, 209–227.
- HÖFLE, H.-C. (1972): Mikropaläontologische und sedimentpetrographische Untersuchungen zur Klärung der Deckentektonik und Stratigraphie des Ultrahelvetikums (Liebensteiner Decke) in Vorarlberg und im Allgäu. – *Geol. Jb.*, A1, 73 S., Hannover.
- HUBER, F.J. (1983): Der Staufensee in Dornbirn-Ebensand: technische Sanierung. – *Montfort. Vierteljahresschrift für Geschichte und Gegenwart Vorarlbergs*, 35/4, 344–353.
- HUF, W. (1963): Die Schichtfolge der Aufschlußbohrung Dornbirn 1. – *Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing.*, 29/77, Zürich.
- HURFORD, A., FLISCH, M. & JÄGER, E. (1989): Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution of fission track analysis and mica dating. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 45, 369–398, London.
- HÜGEL, G.W. (1962): Zur Geologie des nord-westlichen Bregenzerwaldes. – *Jb. Vlb. Landesmuseumsverein*, 1961, 204–228, Bregenz.
- HÜNERMANN, K. & SULSER, H. (1981): Die Critetodonten (Mammalia, Rodentia) aus der unteren Süswassermolasse des Bolgenachtales (Österreich, Vorarlberg). – *Eclogae geol. Helv.*, 74/3, 865–881, Basel.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2005): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – *J. Quaternary Sci.*, 21/2 (2006): 115–130.
- JACOBSSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – *Jb. Geol. B.-A.*, 108, 1–114, Wien.
- JÄCKLI, H. (1985): Zeitmaßstäbe der Erdgeschichte. – 149 S., Basel – Boston – Stuttgart (Birkhäuser).
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – *Geologica Bavarica*, 56, 3–102, München.
- JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., FÜHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C.U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J.P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. – *Nature*, 359, 311–313.
- JONG, M.G.G. DE (1983): Quaternary deposits and landforms of the western Allgäu (Germany) and the deglaciation after the last major Pleistocene ice advance. – *Dissertation Univ. Amsterdam*, Publ. Fys. Geogr. & Bodemk. Lab., 36, 186 S., Amsterdam.
- JONG, M.G.G. DE, GRAAFF, L.W.S. DE & RUPKE, J. (1995): Der Eisabbau im Vorderen Bregenzer Wald und in den Nachbargebieten (Vorarlberg, Österreich; Bayern, Deutschland) nach dem letzteiszeitlichen Eishochstand. – *Jb. Geol. B.-A.*, 138/1, 27–54, 23 Abb., 2 Taf., Wien.
- JONG, M.G.G. DE & KWADJIK, J.K. (1988): Fossil rock glaciers in central Vorarlberg, Austria. – *Arctic and Alpine Research*, 20/1, 86–96.
- JORDI, U. (1977): Geomorphologische Untersuchungen im unteren Saminatal, im äußeren Walgau und in der Umgebung von Feldkirch (Vorarlberg). – *Liz. Arb. Geogr. Institut Univ. Bern*, 122 S., Bern.
- KALLIES, H.-B. (1961): Geologie des Bregenzerwaldes beiderseits der Bregenzerach in der Umgebung von Schoppernau. – *Geol. Jb.*, 78, 257–298, Hannover.
- KASTRUP, U., ZOBACK, M.L., DEICHMANN, N., EVANS, K.F., GIARDINI, D. & MICHAEL, A.J. (2004): Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. – *Journal of Geophysical Research*, 109 (B1), B01402.
- KELLER, O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rheinalpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). – *Schriftenreihe Physische Geographie*, 27, 2 Bände + Profilkarte, Zürich.
- KELLER, O. (1995): Kleine Geologie und Landschaftsgeschichte Vorarlbergs. – In: *Die Käfer von Vorarlberg und Liechtenstein*, Bd. 2, 35 S., St. Gallen – Dornbirn.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. – *Geographica Helvetica*, 1987/2, 169–178, Zürich.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1988): Eisrandkomplexe im nördlichen Bodenseeraum (Tettang-Füramoos). – *Führer für die Quartär-Exkursion der Universitäten Stuttgart-Hohenheim und Zürich-Irchel*, Geogr. Inst. Univ. Zürich, 22 Bl., 5 Kt., Zürich.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. Teil 1, Einleitung; Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm. – *Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 150/1–2, 19–32, Zürich.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. Teil 2, Datierung und Modelle der Rhein-Linth-Vergletscherung. Klima-Rekonstruktionen. – *Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 150/3–4, 69–85, Zürich.
- KERSCHNER, H. (1980): Outlines of the climate during the Egesen advance (Younger Dryas, 11,000–10,000 BP) in the Central Alps of the Western Tyrol, Austria. – *Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, 16, 229–240.
- KERSCHNER, H. (1983): Lateglacial paleotemperatures and paleoprecipitation as derived from permafrost. Glacier relations in the Tyrolean Alps – Austria. – *Fourth international conference on permafrost, Fairbanks/Alaska*, 589–594.
- KERSCHNER, H. (1985): Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21, 363–369.
- KERSCHNER, H. (1986): Zum Sendersstadium im Spätglazial der nördlichen Stubai Alpen, Tirol. – *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl. 61, 65–76, Stuttgart – Berlin (Borntraeger).
- KERSCHNER, H. (1993): Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. – In: PETERMÜLLER-STROBL, M. & STÖTTER, J. (Hsg.): *Der Geograph im Hochgebirge. Beiträge zu Theorie und Praxis geographischer Forschung* (Festschrift für Helmut Heuberger), Innsbrucker Geographische Studien, 20, 47–55, Innsbruck.
- KERSCHNER, H., HERTL, A., GROSS, G., IVY-OCHS, S. & KUBIK, P.W. (2006): Surface exposure dating of moraines in the Kromer valley (Silvretta Mountains, Austria) – evidence for glacial response to the 8.2 ka event in the Eastern Alps? – *The Holocene*, 16/1, 7–15.
- KRASSER, L. (1936): Der Anteil zentralalpiner Gletscher an der Vereisung des Bregenzer Waldes. – *Zeitschr. f. Gletscherkunde*, 24, 99–121.
- KASSER, L. (1949): Einführung in die Geologie von Vorarlberg. – In: SCHWARZ, A.: *Heimatkunde von Vorarlberg: 13–78, Bregenz* (Ruß).
- KINDLE, P.J. (1990): Tektonisch kontrollierte Alterationen und Neubildungen in Synrift-Sedimenten der westlichen nördlichen Kalkalpen. – *Unveröff. Diss. ETH Zürich*, 172 S., Zürich.
- KLAUS, W. (1959): Bericht über pollenanalytische Untersuchung der Bohrproben Dornbirn 1 (Preußag). – *Unveröff. Bericht Wien* (Geol. B.-A.).
- KOBEL, M. (1969): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). – *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, n.F., 118, Zürich.
- KOLLER, F. & HÖCK, V. (1990): Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps. – In: MALPAS, J., MOORES, E.M., PANAYIOTOU, A. & XENOPHONTOS, C. (eds.): *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, Proceedings Symposium „TROODOS 1987“*, 253–263.
- KOLLMANN, H.A. (2002): Gastropods from the Lower Cretaceous of Vorarlberg, Austria. A systematic review. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 103A, 23–73, Wien.
- KOSTENZER, J. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Montafons (Vorarlberg, Österreich). – *Ber. Nat.-med. Verein Innsbruck*, 53, 93–110, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1982): Zur Sedimentologie und Vererzung der Hangendquarzite im Stanzertal/Arberggebiet (Tirol). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 12/4, 81–94, Innsbruck.
- KRAL, F. (1993): Zum Aufbau von Fichten-Tannen-Buchenwäldern im jüngeren Postglazial (Bregenzerwald und Obersteiermark). – *Verh. Zool. Bot. Ges. Österreich*, 130, 171–188, Wien.
- KRAUSE, R. (2006): Siedlungsarchäologie und Bergbauforschung in Montafon, Vorarlberg. – *Forum Archaeologiae*, 38/III/2006 (<http://farch.net>)
- KRAUSE, R., OEGGL, K. & PERNICKA, E. (2004): Eine befestigte Burgsiedlung der Bronzezeit im Montafon, Vorarlberg. Interdisziplinäre Siedlungsforschungen und Montanarchäologie in Bartholomäberg und im Silbertal. – *Arch. Österr.*, 15/1, 4–21, Wien.
- KRECZY, L. (1981): Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region Thialspitze SW Landeck. – *Unveröff. Diss. Univ. Wien*.
- KRIEG, W. (1957): Zur Morphologie der Bärenhöhle am Dürrenberg ob Reuthe im Bregenzerwald (1070 m). – *Jahrbuch des Vorarlberger Landesmuseumsvereins*, 1957, 303–314, Bregenz.

- KRIEG, W. (1971): Ein fast verlorenes Naturwunder. – Montfort, 23/1, 91–99, Bregenz.
- KRIEG, W. (1981): Die Trübbachhöhle im Marultal – eine große Höhle im Gipsstein. – Montfort, 33/1, 80–86, Bregenz.
- KRIEG, W. (1982): Ein Gletschertopf in Göfis. – Montfort, 34/2, 198–202, Dornbirn.
- KRIEG, W. (1989): Der dritte Mammutfund in Vorarlberg. – Jb. Vlb. Landesmuseumsverein, 1989, 15–18, Bregenz.
- KRIEG, W. (1992): Ebniter Höhlen. – Dornbirner Schriften. Beiträge zur Stadtkunde, Sh. 1, 31–35, Dornbirn.
- KRIEG, W. & ALGE, R. (1991): Vorarlberger Naturdenkmale. Von Baumriesen, Höhlen und Teufelssteinen ... – 208 S., Hard (Hecht).
- KRIEG, W. & VERHOFSTAD, J. (Hrsg.; 1989): Gestein & Form. Landschaften in Vorarlberg (2. Aufl.). – 221 S., Hard (Hecht).
- KUHN, O. (1996): Der Einfluss von Verwitterung auf die Paläozooanographie zu Beginn des Kreide-Treibhausklimas (Valanginian und Hauterivian) in der West-Tethys. – Unveröff. Diss. ETH Zürich, 380 S., Zürich.
- KÜHN, O. (1942): Zur Kenntnis des Rhät von Vorarlberg. – Mitt. Alpenländ. geol. Ver. (Mitt. Geol. Ges. Wien), 33 (1940): 111–157, Wien.
- KÜHNELT, W. (1981): Die „Eichenberger Kugeln“. – Montfort, 33/1, 87–89, Bregenz.
- KUNTSCHER, H. (1986): Höhlen, Bergwerke, Heilquellen in Tirol und Vorarlberg. – 362 S., Berwang (Steiger).
- LADENHAUF, C. (2004): Geochemistry and Geochronology of Eclogites from the Austroalpine Silvretta Nappe. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck.
- LADENHAUF, C., ARMSTRONG, R.A., KONZETT, J. & MILLER, C. (2001): The timing of prealpine HP-metamorphism in the Eastern Alps: constraints from U-Pb SHRIMP dating of eclogite zircons from the Austroalpine Silvretta nappe. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 25, S. 131, Innsbruck.
- LADSTÄTTER, G. (1992): Ein miozänes Naschhorn (*Aceratherium mesaceratherium*) vom Gebhardsberg. – Jb. Vlb. Landesmuseumsverein, 1992, 49–54, Bregenz.
- LANGE, P.R. (1956): Die Vorarlberger Flyschzone am Südrand des helvetischen Halfenfensters zwischen Hoher Ifen und Widderstein im Kleinen Walsertal. – Geologie, 5, 172–218, Berlin.
- LANTSCHNER, M., LEIN, R. & THÖNI, M. (1996): Kristallingerölle in Liasbuntkalken der Lechtaler Alpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudenten Österr., 39/40, 211–220, Wien.
- LANZL, H. (1966): Der ehemalige Eisenbergbau Haslach bei Dornbirn. – Jb. Vlb. Landesmus. Ver., 1966, 50–61, Bregenz.
- LEICHTFRIED, W. (1978): Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 101 S., Innsbruck.
- LEISS, O. (1988): Neue Wege zum Verständnis des kalkalpinen Deckenbaues als Konsequenz der Beckenanalyse intrakalpalpiner orogener Kreidesequenzen. – Documenta Naturae, 43, 95 S., 72 Abb., München.
- LEISS, O. (1992): Orogonically Controlled Sedimentation in the Lechtaler Kreideschiefer (Lechtal Shale; Cretaceous) and Geodynamics of the Inner Western NCA (Northern Calcareous Alps; Lechtal Alps). – Geologische Rundschau, 81, 603–684.
- LENHARDT, W.A. (1995): Regional earthquake hazard in Austria. – In: DUMA, G. (ed.): Proc. 10th European Conference on Earthquake Engineering, Balkema, 63–68.
- LENHARDT, W.A., MELICHAR, P., STEINER, R. & HORN, N. (2001): Erdbebenstationen in Österreich. – In: HAMMERL, Ch., LENHARDT, W., STEINACKER, R. & STEINHAUSER, P. (Hrsg.): Meteorologie und Geophysik in Österreich.
- LIEBETRAU, V., POLLER, U., TODT, W. & MAGGETTI, M. (1996): Geochronological studies on eclogites of the Silvretta Nappe / Central Alps. – Mitt. Österr. Min. Ges., 141, 136–137, Wien.
- LIHOU, J. (1995): A new look at the Blatten-grat unit of Eastern Switzerland: Early Tertiary foreland basin sediments from the South Helvetic realm. – Eclogae geol. Helv., 88, 91–114, Basel.
- LIHOU, J.C. & ALLEN, P.A. (1996): Importance of inherited rift margin structures in the early North Alpine Foreland Basin, Switzerland. – Basin Research, 8, 425–442.
- LIHOU, J.C. (1996): Stratigraphy and Sedimentology of the Sardona unit, Glarus Alps: Upper Cretaceous/Middle Eocene deepmarine flysch sediments from the Ultrahelvetian realm. – Eclogae geol. Helv., 89, 721–752, Basel.
- LOACKER, H. (1977): Bericht 1976 über Aufnahmen im Helvetikum auf Blatt 112, Bezau. – Verh. Geol. B.-A., 1977/1, A99–A101, Wien.
- LOACKER, H. (1986): Geologische Beschreibung des Walgaustollens (Vorarlberg, Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 78 (1985), 221–230, Wien.
- LOACKER, H. (1992): Kraftwerksbauten im Bregenzerwald und ihre Anpassung an die geologischen Verhältnisse. – In: HEINRICH, M. (Red.): Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 135/4, 857–866, Wien.
- LOACKER, H. (1993): Geologie der Kraftwerksbauten der Vorarlberger Illwerke AG (Exkursion E am 15. April 1993). – Über. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 75, 127–136, Stuttgart.
- LOOK, E.-R. (Red.; 1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland. Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland. – Angewandte Landschaftsökologie, 9, 105 S., Appendix 1–4, Bonn – Bad Godesberg.
- LORENZ, T. (1901): Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpinen Fazies. – Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br., 12.
- LUPU, M. (1972): Mikrofazielle Untersuchungen eines Quintnerkalk-Profiles der Mittagshöhe in Vorarlberg. – Verh. Geol. B.-A., 1972/2, 281–287, Wien.
- LÜDIN, P. (1987): Flysch- und Melangebildungen in der südpenninisch/unterostalpinen Arosa-Zone (Mittelbünden und Rätikon, Schweiz). – Diss. Univ. Basel.
- MACROBERTS, Ch.A., FURRER, H. & JONES, D.S. (1997): Palaeoenvironmental interpretation of a Triassic-Jurassic boundary section from Western Austria based on palaeoecological and geochemical data. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 136, 79–95, Amsterdam.
- MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (eds.): Pre Mesozoic Geology of the Alps, 469–484, Berlin (Springer).
- MAISCH, M. (1981): Glazialgeomorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal. (Kt. Graubünden, Schweiz). – Physische Geographie, 3, 215 S., Geogr. Inst. der Univ. Zürich.
- MANSTEIN, Ch., LEILER, W. & IRGANG, G. (2005): Materialintensitätsanalyse „Steinbruch Hohenems“ – Ökologische Bewertung verschiedener Abbauprozesse – Kurzfassung. – Studie i. A. d. Rhomberg Steinbruch Ges.m.b.H. & Co., Wien – Rankweil.
- MARK, E. (1984): Das Fenster von Nüziders (Vorarlberg) und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., 127, 331–347, Wien.
- MASCH, L. (1973): Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). – N. Jb. Miner. Mh., 11, 485–509, Stuttgart.
- MATHIS, C. (2005): Die Fidelisque. – Mitt. Hydrograph. Zentralbüro, 70, 59–65, Wien.
- MATTERN, F. (1988): Die interne Überschiebungstektonik im Flysch (Kreide) der westlichen Bayerischen Alpen. – Berliner geowiss. Abh., (A)101, 1–94, Berlin.
- MATTERN, F. (1998): Lithostratigraphie und Fazies des Reiselberger Sandsteins: sandreiche, submarine Fächer (Cenomanium–Turonium, westlicher Rhenodanubischer Flysch, Ostalpen). – Berliner geowiss. Abh., (A)198, 1–139, Berlin.
- MATTERN, F. (1999): Mid-Cretaceous basin development, paleogeography, and paleogeodynamics of the western Rhenodanubian Flysch (Alps). – Z. dt. geol. Ges., 149/4, 89–132, Stuttgart.
- MATTERN, F. (2004): The main internal flysch thrust, thrust tectonic subdivision, and structure of the western Rhenodanubian Flysch Belt (eastern Alps). – Z. dt. geol. Ges., 155/1, 11–34, Stuttgart.
- MAY, T. (1998): Kinematik der Krabach-Klippen und des Kreideschieferbeckens, Tirol, Österreich. – Unveröff. Diss. Univ. Karlsruhe: 126 S., Karlsruhe
- MAY, T. & EISBACHER, G. (1999): Tectonics of the synorogenic „Kreideschiefer basin“, northwestern Calcareous Alps, Austria. – Eclogae geol. Helv., 92, 307–320, Basel.
- MAYERL, J. (2005): Geologie des östlichen Rätikon (Vorarlberg): Stratigraphie, Tektonik und Kinematik. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck.
- MEESMANN, P. (1925): Geologische Untersuchungen der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodensee-Rheintales. – Verh. naturforsch. Ges. Basel, 37, 112 S., Basel.
- MEISTER, Ch. & FRIEBE, J.G. (2003): Austroalpine Liassic Ammoniten von Vorarlberg (Austria, Northern Calcareous Alps). – Beitr. Paläont., 28, 9–99, Wien.
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. – Lithos, 65, 69–112.
- MERHART, G. VON (1926): Kreide und Alttertiär zwischen Hochblanken und Rhein. – Sonderschriften Naturhist. Komm. des Vorarlb. Landesmuseums, 4, 63 S., Karte

- 1:25.000, 3 Tafeln als Beil., Dornbirn (Vorarlberg Druckereigesellschaft).
- MIKBEL, Sh.R. (1969): Die Geologie des Pfänders in Vorarlberg/Österreich. – Unveröff. Dipl.-Arb. FU Berlin, 52 S., Berlin.
- MOLENAAR, J.D. (1993): Geomorphological description of the northern Ill-Valley around Satteins (Vorarlberg, Austria). – Unpubl. thesis, Univ. Amsterdam, 54 S., Amsterdam.
- MOSTLER, H. (1972): Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Verh. Geol. B.-A., 1972, 171–174, Wien.
- MOSTLER, H., SANDERS, D., STINGL, V. & KRAINER, K. (1988): Erfassung des Rohstoffpotentials im Raum Imst – Arlberg. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-C-007c/84F, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv, 173 Bl., 64 Abb., 17 Beil., Innsbruck.
- MUHEIM, F. (1934): Subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. – *Eclogae geol. Helv.*, 27, 281–296, Basel.
- MÜLLER, B., KLÖTZLI, U. & FLISCH, M. (1995): U-Pb and Pb-Pb zirkon dating of the older orthogneiss suite in the Silvretta Nappe, Eastern Alps: cadomian magmatism in the upper Austro-alpine realm. – *Geol. Rundschau*, 84, 457–465.
- MÜLLER, B., KLÖTZLI, U., SCHALTEGGER, U. & FLISCH, M. (1996): Early Cambrian oceanic plagiogranite in the Silvretta Nappe, Eastern Alps: geochemical, zirkon U-Pb and Rb-Sr data from garnet-hornblende-plagioclase gneisses. – *Geol. Rundschau*, 85, 822–831.
- MÜLLER, M. (1985): Maderhalm 1 und Kierwang 1 – zwei Tiefbohrungen in das Helvetikum des bayerischen Allgäus. – *Jb. Geol. B.-A.*, 127, Wien.
- MÜLLER, M., NIEBERDING, F. & WANNINGER, A. (1984): Tectonic style and pressure distribution at the northern margin of the Alps between Lake Constance and the River Inn. – *Geol. Rdsch.*, 77/3, 787–796, Stuttgart.
- MÜLLER, St. (1925): Zur Geschichte des spätmittelalterlichen Bergbaues im Montafon. – *Montfort*, 9, 33–44, Bregenz.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1970): Sedimentologische Untersuchungen im Hauptdolomit der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- NAGEL, Th. (2006): Structure of Austroalpine and Penninic units in the Tiliisuna area (Eastern Rätikon, Austria): Implications for the paleogeographic position of the Allgäu and Lechtal nappes. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, 99/2, 223–235, Basel.
- NIEDERMAYR, G. & GABRIEL, W. (2004): Auf Mineraliensuche in Vorarlberg. – *Mineralien-Welt*, 15/6, 21–34, Haltern.
- NOORD, H. VAN (1996): The role of geomorphological information in ecological forest site typology in mountainous areas. A methodological study in the E-Rätikon and NW-Montafon mountains (Vorarlberg, Austria). – Dissertation Univ. Amsterdam, 122 S., Amsterdam.
- NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M. (1993): Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin. – In: *Geologie des Oberinntaler Raumes – Schwerpunkt Blatt 144 Landeck*, Arbeitstagung der Geol. B.-A., 55–91, Wien.
- ÖBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdenser Formation (Oberkreide, Helvetische Decken der Schweizer Alpen). – *Beitr. geol. Kt. Schweiz*, N.F. 150, 83 S., Bern.
- ÖBERHAUSER, R. (1951): Zur Geologie des Gebietes zwischen Canisfluh und Hohem Ifen (Bregenzerwald). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 45 S., Innsbruck.
- ÖBERHAUSER, R. (1953): Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel (Vorarlberg). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1953, 176–183, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1958): Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1958/2, 121–140, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1962): Bericht über Aufnahmen 1961 auf Blatt Feldkirch (141). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1962, A41–A42, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreich in mikropaläontologischer Sicht. – *Jb. Geol. B.-A.*, 106, 1–88, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1965): In memoriam Prof. Dr. G. Smit Sibinga. – *Jb. Vlb. Landesmuseumverein*, 1964, 163–164, Bregenz.
- ÖBERHAUSER, R. (1966): Siegfried Fussenegger (Nachruf). – *Mitt. Geol. Ges. in Wien*, 59/2, 265–269, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – *Jb. Geol. B.-A.*, 111, 115–145, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1970): Die Überkippenerscheinungen des Kalkalpen-Südlandes im Rätikon und im Arlberggebiet. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 477–485, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1970): Bericht über Aufnahmen auf Blatt Dornbirn 111 und Bezau 112. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1970/5, A42–A44, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1972): Geologisches Gutachten über das Gebiet des Walgaues nach Fragestellung der Raumplanung. – Unveröff. Bericht, Amt d. Vorarlberger Landesreg., Bibl. Geol. B.-A., Wiss. Archiv, 7 Teile, 14 Beil., Kt. 1:25.000, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1973): Geologisches Gutachten über das Gebiet des oberen Vorarlberger Rheintales nach Fragestellung der Raumplanung. – Unveröff. Gutachten, Amt d. Vorarlberger Landesreg., Bibl. Geol. B.-A., 7 Teile, 28 Beil., Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1979): Helvetikum, Südliche Flyschzone und Quartär am Rheintalrand und im westlichen Walgau (Exkursion F am 20. April 1979). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F., 61, 57–70, Stuttgart.
- ÖBERHAUSER, R. (1980): Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysch und Klippenzone in Vorarlberg. – In: ÖBERHAUSER, R. (Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 177–188, Wien (Geol. B.-A.).
- ÖBERHAUSER, R. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. – *Geol. B.-A.*, 1 Bl., Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalflysch des Rätikon. – *Jb. Geol. B.-A.*, 126/1, 71–93, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1983): Zur Geologischen Eigenart. – In: *Hohenems. Natur und Wirtschaft*, 35–47, Hohenems (Marktgemeinde Hohenems).
- ÖBERHAUSER, R. (1984): Bericht über geologische Aufnahmen im Helvetikum und der nördlichen Flyschzone auf Blatt 111 Dornbirn. – *Jb. Geol. B.-A.*, 127/2, 226–229, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (Red.; 1986): *Exkursionsführer. Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn mit Exkursionen in Vorarlberg und Tirol sowie mit Überritten in die Schweiz und nach Liechtenstein*. – 130 S., Wien (Geol. B.-A.).
- ÖBERHAUSER, R. (1988): Zur Geologie von Götzis. – In: *Götznert Heimatbuch*, Teil 1, 19–33, Götzis (Selbstverl. d. Marktgemeinde Götzis).
- ÖBERHAUSER, R. (1991): Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. – 72 S., Wien (Geol. B.-A.).
- ÖBERHAUSER, R. (1991): Zur Hydrogeologie des Rheintals zwischen Illfächer und Diepoldsauer Rheinschlinge, der Talränder und des Freschengebietes. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 13, 101–110, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1992): Zur Problemverzahnung von Geologie, Landschafts-, Ur- und Frühgeschichte bei der Frage, ob in Lustenau Felsuntergrund in geringer Tiefe vorhanden sei. – *Schriften Vorarlberg. Landesmuseum, Reihe A, Landschaftsgeschichte und Archäologie*, 5, 19–22, Bregenz.
- ÖBERHAUSER, R. (1993): Molasse, Helvetikum, Flysch und Kalkalpen längs eines Schnittes vom Bodensee durch den Bregenzerwald zum Großwalsertal (Exkursion F am 16. April 1993). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F., 75, 137–153, Stuttgart.
- ÖBERHAUSER, R. (m. Beitr. v. HANTKE, R., HERRMANN, P., LOACKER, H. & RESCH, W.) (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, 110 St. Gallen Nord und 111 Dornbirn Nord. – 1 Bl., Wien (Geol. B.-A.).
- ÖBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paläozän- und Eozänzeit. – *Jb. Geol. B.-A.*, 138, 369–432, Wien.
- ÖBERHAUSER, R. (1995): Zur Geologie von Bezau. – In: MEUSBURGER, W.: *Bezau. Geschichte, Gesellschaft, Kultur*, 11–23, Bezau/Lochau (Ruß).
- ÖBERHAUSER, R. (1998): Erläuterungen zur Geologisch-Tektonischen Übersichtskarte von Vorarlberg 1:200.000. – 42 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- ÖBERHAUSER, R. (2005): Zur Geologie der Staufenspitz-Gruppe südlich Dornbirn. – *Vorarlberger Naturschau – Forschen und Entdecken*, 14, 109–152, Dornbirn.
- ÖBERHAUSER, R., RESCH, W. & HANTKE, R. (1979): Helvetikum, Nördliche Flyschzone und Molasse von Hohenems bis Dornbirn (Exkursion B am 17. April 1979). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F., 61, 11–18, Stuttgart.
- ÖBERHAUSER, R. & STOJASPAL, F. (1976): Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in der Gosau südlich des Hohen Lichts (Allgäuer Hauptkamm) auf Blatt 113, Mittelberg. – *Verh. Geol. B. A.*, 1976, A158–A159, Wien.

- ÖGGL, K. (2003): Vegetations- und Siedlungsgeschichte im Montafon. – *Rheticus*, 3, 49–53, Dornbirn.
- ÖGGL, K., KOFLER, W. & WAHLMÜLLER, N. (2005): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte im Montafon. – In: J. ROLLINGER (Hrsg.): *Montafon 1: Mensch – Geschichte – Naturraum. Die lebensweltlichen Grundlagen*, Schröns 2005, 183–207 (Band 1 der Reihe: „Das Montafon in Geschichte und Gegenwart“, hrsg. von A. RUDIGIER).
- OLLIER, C.D. (2002): The structure and origin of mountains: pre-planation and post-planation gravity structures. – *Estratto Numero Speciale 2002, International Workshop Large-scale vertical movements and related gravitational processes* (Camerino – Rome, June 1999).
- OLLIER, C.D. & PAIN, C. (2000): *The Origin of Mountains*. – 368 S., London (Routledge).
- ÖNORM (1997/1999): Belastungsannahmen im Bauwesen, Außergewöhnliche Einwirkungen, Erdbebeneinwirkungen, Grundlagen. – ÖNORM B 4015–1 (1997) und ÖNORM B 4015–2 (1999), Österreichisches Normungsinstitut (ON), ICS 91.010.30
- ORTNER, H. (2001): Growing folds and sedimentation of the Gosau Group, Muttekkopf, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 90, 727–739.
- ORTNER, H. (2003): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences from synorogenic sedimentation and structural data. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 94, 63–77, Wien.
- ORTNER, H. (2006): Relative thrust timing at the northern front of the Alpine orogen between Vorarlberg and Inn valley. – In: TESSADRI-WACKERLE, M. (Hrsg.): *Pangeo Austria 2006*. Innsbruck university press, Conference Series, 227–228, Innsbruck.
- OSTERMANN, M., SANDERS, D. & KRAMERS, J. (2006): $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ages of calcite cements of the proglacial valley fills of Bürs and Gamperdona (Riss ice age, Vorarlberg, Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 99, 31–41, Wien.
- OTT, W.F. (1969): Zur Geologie des Sulzfluhkalkes (Malm) in Graubünden und Vorarlberg. – Unveröff. Diss. T.H. Darmstadt.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K. (1970): Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsdünnschliffen (Microfacies Austriaca). Mit Beiträgen von H. HEKEL, F. KAHLER, R. OBERHAUSER, M.E. SCHMIED, W. SCHLAGER & H. STRADNER. – *Jb. Geol. B.-A.*, Sb. 16, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bd., 1199 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PETERS, T. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalperpentins bei Davos. – Inaug.-Diss. Univ. Bern, Zürich.
- PETERS, T. & STETTLER, A. (1987): Radiometric age, thermobarometry and mode of emplacement of the Total peridotite in the Eastern Swiss Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 67, 285–294.
- PFEIFER, A. (2004): Fenster in die Vergangenheit – Neue Erkenntnisse zur Frühgeschichte des Bregenzerwaldes. – *Bregenzerwald-Heft 23*, Dornbirn – Bludenz.
- PIFFNER, O.A. (1993): The structure of the Helvetic nappes and its relation to mechanical stratigraphy. – *J. Struct. Geol.*, 15, 511–521.
- PLICHT, J. VAN DER, BECK, J.W., BARD, E., BAILLIE, M.G.I., BLAKWELL, P.G., BUCK, C.E., FRIEDRICH, M., GUILDERSON, T.P., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., RAMSEY, C. BRONK, REIMER, P.J., REIMER, R.W., REMMELE, S., RICHARDS, D.A., SOUTHON, J.R., STUIVER, M. & WEYHENMEYER, C.E. (2004): NOTCAL04–Comparison/Calibration ^{14}C records 26–50 Cal kYr BP. – *Radiocarbon*, 46/3, 1225–1238.
- PLÖCHINGER, B., OBERHAUSER, R. & WOLETZ, G. (1958): Das Molasseprofil längs der Bregenzer Ach und des Wirtatobels. – *Jb. Geol. B.-A.*, 101/2, 293–322, Wien.
- POTT, R. (1996): Biotoptypen: schützenswerte Lebensräume Deutschlands und angrenzender Regionen. – 448 S., Stuttgart (Ulmer).
- RABEDER, G. (1995): Die Bärenhöhlen in der Sulzfluh, Rhätikon – Les grottes à ours de la région de la Sulzfluh (Rhétie). – *Stalactite*, 45/1, 36–43.
- RABEDER, G. (1997): Sulzfluh-Höhlen. – In: DÖPPES, D. & RABEDER, G. (eds.): *Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. Ein Katalog der wichtigsten Fossilfundstellen und ihrer Faunen*, Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 10, 231–234, Wien.
- REITH, W.J. & BROGGI, M.F. (1984): Untersuchungen über Möglichkeiten zur Sanierung der Baggerseen im Walgau mit Abklärung möglicher Folgewirkungen im räumlichen Gesamtzusammenhang, Arbeitsphase I: Grundlagenbeschaffung und Analyse. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt V-C-003a/82, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 109 Bl., 2 Abb., 13 Tab., 13 Pläne, Bregenz.
- REITHOFER, O. (1946): Bericht über Quarzsande in Vorarlberg und Westtirol, I. Teil. – Unveröff. Abschrift, *Archiv Geol. B.-A./FA Rohstoffgeologie*, 2 Bl., Tschagguns.
- REITHOFER, O., SCHMIDEGG, G. & OBERHAUSER, R. (1964): Exkursion III/1, Rätikon. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57/1, 225–242, Wien.
- RESCH, O. (1961): Kugelpyrit. – *Der Aufschluss*, 1961/3, 49–52, Heidelberg.
- RESCH, W. (1963a): Vorbericht über geologische Aufnahmen in der subalpinen Molasse zwischen Rheintal und Bregenzer Ach (Vorarlberg). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1963/1–2, 128–130, Wien.
- RESCH, W. (1963b): Die Deutenhausener Schichten und Tonmergel-Schichten zwischen Rheintal und Bregenzer Ach (Vorarlberg). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 143 S., Innsbruck.
- RESCH, W. (1975): Blatt 111, Dornbirn. Geologische Aufnahme (Tertiär). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1975/1, A80–A83, Wien.
- RESCH, W. (1976a): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Molasse-Helvetikum bei Dornbirn auf Blatt 111, Dornbirn. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976/1, A122–A126, Wien.
- RESCH, W. (1976b): Bericht über den Stand der Untersuchungen von zwei Ophiolithvorkommen im östlichen Bregenzerwald (Blatt 112, Bezaun). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976/1, A128–A131, Wien.
- RESCH, W. (1977a): Bericht 1976 über Profilaufnahmen und mikropaläontologische Untersuchungen in der Oberen Meeresmolasse auf Blatt 82, Bregenz. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1977/1, A82–A84, Wien.
- RESCH, W. (1977b): Bericht 1976 über Aufnahmen in der Faltenmolasse im nordwestlichen Vorarlberg (Blätter 111, Dornbirn und 112, Bezaun). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1977/1, A93–A95, Wien.
- RESCH, W., HANTKE, R. & LOACKER, H. (1979): Molasse und Quartär im Vorderen Bregenzerwald mit Besuch von Kraftwerksbauten (Exkursion C). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F., 61, 19–36, Stuttgart.
- RICHTER, M. (1957): Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – *Z. dt. geol. Ges.*, 108, 156–174, Hannover.
- RICHTER, M. (1970): Beginn und Ende der Flysch-Sedimentation. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1970, 225–234, Stuttgart.
- RICHTER, M. (1972): Über die Spillite in der Oberkreide der Feuerstätter Decke im Allgäu und in Vorarlberg. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1972, 371–384, Stuttgart.
- RICHTER, M. (1978): *Vorarlberger Alpen* (2. Aufl.). – Sammlung geol. Führer, 49, 171 S., Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- RIEDEL, L. (1940): Zur Stratigraphie der Oberkreide in Vorarlberg. – *Z. dt. geol. Ges.*, 92/2, 69–107, Hannover.
- RIEPPPEL, O. (1996): The status of the sauropterygian reptile *Partanosaurus zitteli* SKUPHOS from the Middle Triassic of the Austrian Alps, with comments on *Microleptosaurus schlosseri* SKUPHOS. – *Paläont. Z.*, 70 (3/4), 567–577, Stuttgart.
- RING, U. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary Zone: The Arosa Zone (Grisons – Rätikon area, Swiss-Austrian Alps). – Unveröff. Diss., 177 S., Tübingen.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1988): Plate Boundary Kinematics in the Alps: Motion in the Arosa Suture Zone. – *Geology* 16, 696–698.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRÁLIK, M. (1989): Kinematics of the Alpine Plate Margin: Structural Styles, Strain and Motion along the Penninic – Austroalpine in the Swiss – Austrian Alps. – *J. Geol. Soc.*, 146, 835–849, London.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., DÜRR, S. & BORCHERT, S. (1990): The internal structure of the Arosa Zone. – *Geologische Rundschau*, 79, 725–739.
- ROCKENSCHAUB, M. (1990): Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und der Phyllitgneiszone. – *Jb. Geol.-B.-A.*, 133/4, 619–633, Wien.
- RUDOLPH, J. (1982): Tieferes Tertiär im oberen Fimbertal. – *Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1982, 181–183, Stuttgart.
- RUFF, M., KASSEBEER, W. & CZURDA, K. (2002): Die Geologie in der Umgebung von Schopperrau (Vorarlberg, Österreich) und ihre Bedeutung bei der Entstehung von Hangbewegungen. – *Vorarlberger Naturschau – Forschen und Entdecken*, 11, 59–72, Dornbirn.
- RUPKE, J. & JONG, M.G.G. DE (1983): Slope collapse destroying ice marginal topography in the Walgau (Vorarlberg, Austria). An example of the application of a 1:10.000 geomorphological mapping system. – *Materialien zur Physiogeographie*, 5, 33–41, Basel.
- RÜF, B. (2006): Quelltuff in Vorarlberg – Sedimentologische, materialkundliche und

- bauhistorische Aspekte. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Innsbruck: 173 S. + 49 S. Anhang, Innsbruck.
- SALOMON, D. (1987): Geologisch-paläontologische Untersuchungen der helvetischen Kreide im nördlichen Bereich der Gottesackerwände (Allgäu/Vorarlberg), unter besonderer Berücksichtigung der Biostratigraphie, Sedimentologie und Fazies. – Diplomarb. Fachber. Geowiss., Freie Univ. Berlin, 140 Bl., Berlin.
- SALOMON, D. (1989a): Sedimentäre Entwicklung und Stratigraphie der helvetischen mittleren und oberen Kreide (Spät-Apt bis Maastricht) im Bereich der Gottesackerwände (Allgäu/Vorarlberg). – Berliner geowiss. Abh., A106, 385–407, Berlin.
- SALOMON, D. (1989b): Paleogeology and Environmental Analysis of the Lower Cretaceous Shallow-Marine Drusberg and Schratzenkalk Facies of the Gottesacker Area (Allgäu/Vorarlberg). – In: WIEDMANN, J. (ed.): Cretaceous of the Western Tethys: Proceedings of the 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, 353–375, Stuttgart (Schweizerbart).
- SANDERS, D., UNTERWURZACHER, M. & RÜF, B. (2006): Cyanolithic tufas at Lingenau (Vorarlberg, Austria): Patterns and rates of tufa formation, and implications for the „late Holocene tufa decline“. – In: TESSARDI-WACKERLE, M. (Hrsg.): Pangeo Austria 2006. – Innsbruck university press, Conference Series, 297–298, Innsbruck.
- SAX, H. (1925): Geologische Untersuchungen zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen (Vorarlberg). – Diss. Univ. Zürich, 38 S. + Beil., Zürich.
- SCHAAD, H.W. (1925): Geologische Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hochfreschen. – Diss. Univ. Zürich, 59 S., Zürich.
- SCHAAD, H.W. (1926a): Zur Geologie der jurassischen Kanisfluh-Mittagfluhgruppe im Bregenzerwald. – Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 71, 49–84, Zürich.
- SCHAAD, H.W. (1926b): Beiträge zur Valanginien- und Hauterivienstratigraphie in Vorarlberg. – Geol. Rdsch., 17/2, 81–108.
- SCHAAD, W., KELLER, B. & MATTER, A. (1992): Die Obere Meeresmolasse (OMM) am Pfänder: Beispiel eines Gilbert-Deltakomplexes. – Eclogae geol. Helv., 85/1, 145–168, Basel.
- SCHALTEGGER, U., NÄGLER, Th., CORFU, F., MAGGETTI M., GALETTI, G. & STOSCH, H. (1997): A Cambrian island arc in the Silvretta Nappe: constraints from geochemistry and geochronology. – Schweiz. Min. Pet. Mitt., 77, 337–350.
- SCHIED, A. (2001): Geomorphologische Karte Kleinwalsertal 1 : 25.000. – Vorarlberger Naturschau – Forschen und Entdecken, 10, S. 95, 2 Kt., Dornbirn.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B. & KURKA, M. (1996): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet. Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/95. – Unveröff. Ber. (Bibl. d. Geol. B.-A. Wiss. Arch.), 113 S., Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., NEINAVAE, H., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., RABEDER, J. & KURKA, M. (1997): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/96). – Unveröff. Ber. (Bibl. d. Geol. B.-A. Wiss. Arch.), 171 S., 105 Abb., 19 Tab., 37 Beil., 1 Anhang in 3 Bden, Wien.
- SCHIEFENZ, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. – Beih. Geol. Jb., 38, 119 S., Hannover.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – Tectonics, 15/5, 1036–1064.
- SCHMIDEGG, O. (1945): Bericht über eine Begehung des Kohlevorkommens von Birkenberg bei Bregenz. – Unveröff. Ber., 5 S., Wien (Geol. B.-A.).
- SCHMIDEGG, O. (1955): Zum tektonischen Gefüge des Rätikon. – Jb. Geol. B.-A., 98, 145–172, Wien.
- SCHMIDL, A., KOFLER, W., OEGGL, N., WAHLMÜLLER, K. (2005): Land Use in the Eastern Alps during the Bronze Age – An Archaeobotanical Case Study of a Hilltop Settlement in the Montafon (Western Austria). – Archaeometry, 47/2, 455–470.
- SCHMIDT, A.R. (1843): Vorarlberg nach den von dem geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg veranlaßten Begehungen geognostisch beschrieben. – 158 S., Innsbruck (Wagner).
- SCHMIDT, A.R. (1879): Bergbaue, Erz- und Kohlefunde und besonders nutzbare Gesteinsarten in Vorarlberg. – Österr. Z. Berg- u. Hüttenwesen, 27, Nr. 29, 30, 31, 349–351, 361–363, 376–378, Wien.
- SCHNEIDER, G. (1997): Abschätzung der seismischen Gefährdung für intrakontinentale Gebiete: Die Situation in Mitteleuropa. – Eclogae geol. Helv., 90/3, 421–432, Basel.
- SCHOLZ, H. (1984): Bioherme und Biostrome im Allgäuer Schratzenkalk (Helvetikum, Unterkreide). – Jb. Geol. B.-A., 127/3, 471–499, Wien.
- SCHOLZ, H. (1986): Beiträge zur Sedimentologie und Paläontologie der Oberen Süßwasser-Molasse im Allgäu. – Jb. Geol. B.-A., 129/1, 99–127, Wien.
- SCHOLZ, H. & SCHOLZ, U. (1991): Das Werden der Allgäuer Landschaft. Eine kleine Erdgeschichte des Allgäus. – 152 S., Kempten (Verein f. Heimatpflege).
- SCHORN, J. (1902): Die Erdbeben von Tirol und Vorarlberg. – Zeitschrift d. Ferdinandeums, III. Folge, 46, Innsbruck.
- SCHREIBER, H. (1910): Die Moore Vorarlbergs und des Fürstentums Liechtenstein in naturwissenschaftlicher und technischer Beziehung. – 177 S., Staab (Verl. d. Dt.-Österr. Moorvereines).
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. – 257 S., Stuttgart (Nägele u. Obermiller).
- SCHREINER, A., ZITZMANN, A. & OBERHAUSER, R. (1991): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000 der Bundesrepublik Deutschland, Blatt CC 8718 Konstanz. – Hannover.
- SCHUSTER, R., BERTLE, R. & FRANK, W. (2001): Indications for a permo-triassic metamorphic imprint in the Austroalpine Silvretta nappe (Eastern Alps). – Geol. Paläont. Mitt., 25, 195–196, Innsbruck.
- SCHUSTER, R., KOLLER, F., HÖCK, V., HOINKES, G. & BOUSQUET, R. (2004): Metamorphic evolution of the Eastern Alps. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 149, 175–226.
- SCHWEINEHAGE, R. (2000): Metamorphite der Silvrettaecke/Ostalpen: Thermobarometrische und geochemische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung. – Unveröff. Diss. Univ. Stuttgart.
- SCHWERD, K. (1978): Über die Bausteinschichten der Allgäuer und östlichen Vorarlberger Molasse zwischen Lech und Bregenzer Ach. – Geol. Jb., A46, 3–24, Hannover.
- SCHWERD, K. (1984): Zu Stratigraphie, Paläogeographie und Orogenese am Übergang vom Helvetikum zur Molasse (Obereozän – tieferes Oligozän) im Allgäu. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 66, 293–306, Stuttgart.
- SCHWERD, K. & RISCH, H. (1983): Zur Stratigraphie und Herkunft der Feuerstätter Decke im Oberallgäu. – Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N.F., 65, 279–290, Stuttgart.
- SCHWIZER, B. (1984): Die Tristel-Formation: Vergleichende Untersuchung in Graubünden, Liechtenstein, Vorarlberg und Bayern. – Diss. Univ. Bern, 185 S., Bern.
- SEJMONSBERGEN, A.C. (1992): Geomorphological evolution of an alpine area and its application to geotechnical and natural hazard appraisal in the NW-Rätikon mountains and S-Walgau (Vorarlberg, Austria). – Thesis Vakgroep Fysische Geogr. en Bodemk., Facult. Ruimtelijke Wetenschappen, Univ. van Amsterdam, 109 S., Amsterdam.
- SEJMONSBERGEN, A.C., WONING, M.P., VERHOEF, P.N.W. & GRAAFF, L.W.S. DE (2005): The failure mechanism of a Late Glacial Sturzstrom in the Subalpine Molasse (Leckner Valley, Vorarlberg, Austria). – Geomorphology, 66, 277–286, Amsterdam.
- SEITZ, O. (1930): Zur Morphologie der Ammoniten aus dem Albi. – Jb. Preuß. Geol. Landesamt, 51, 8–35, Berlin.
- SEITZ, O. (1931): Zur Morphologie der Ammoniten aus dem Albi II. – Jb. Preuß. Geol. Landesamt, 52, 391–415, Berlin.
- SIEGENTHALER, U., EICHER, U., ÖSCHER, H. & DANSGAARD, W. (1984): Lake sediments as continental ¹⁸O records from the glacial/postglacial transition. – Ann. Glaciol., 5, 149–152.
- SIMET, Ch. (1985): Zur Geologie in der Umgebung von Sibratsgfall (Vorarlberg, Österreich). – Dipl.-Arb. TU München, 95 S., München.
- SIMONS, A.L. (1985): Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg, Österreich. – Schriften Vorarlberger Landesmuseum, Reihe A: Landschaftsgeschichte und Archäologie, 1, 257 S., Bregenz.
- SINCLAIR, H.D. & ALLEN, P.A. (1992): Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. – Basin Research, 4, 215–232.
- SINREICH, M. (2000): Paläokarst am Gottesacker-Hochiften und seine Bedeutung für Paläogeographie und Karstentwässerung. – In: ROSENDAHL, W. & NIGGEMANN, St. (Red.): Hochiften und Gottesacker eine Karstlandschaft zwischen Bregenzer Wald und Allgäuer Alpen, 167–173, München (Verband dt. Höhlen- u. Karstforscher e.V.).
- SKUPHOS, Th.G. (1893): Ueber *Partanosaurus Zittelii* SKUPHOS und *Microleptosaurus Schlosseri* nov.gen., nov.spec. aus den Vorarl-

- berger Partnachschichten. – Abh. Geol. R.-A., 15/5, 16 S., Wien.
- SMIT SIBINGA-LOKKER, C. (1965): Beiträge zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache (Vorarlberg, Österreich). – Publikaties Fysisch Geografisch Laboratorium, 7, 150 S., Amsterdam.
- SPIESS, R. (1985): Kristallinegeologische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i.w.S. im Montafon. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 96 S., Wien.
- STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation (Helvetische Oberkreide der Schweizer Alpen). – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 152, 105 S., Bern.
- STAMPFLI, G.M. (1993): Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? – *Ecol. Geol. Helv.*, 86/1, 1–45, Basel.
- STARCK, P. (1971): Über die Grundwasser-Verhältnisse im Vorarlberger Rheintal unter besonderer Berücksichtigung der Flusswasserinfiltration. – In: H. MOSTLER (Hrsg.): Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 441–506, Innsbruck.
- STARCK, P. (1992): Restseen, Schwemmkegel und Torf im Vorarlberger Rheintal. – In: Der Alpenrhein und seine Regulierung, 36–37, Buchs (Buchsdruck und Verlag).
- STEINACHER, R. (2004): Stratigraphie und Tektonik des östlichen Rätikon (Vorarlberg, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 130 S., Innsbruck.
- STEINER, G.M. (1992): Österreichischer Moorschutzkatalog. – Grüne Reihe, 1, 509 S., Wien (Bundesministerium für Umwelt, Jugend und Familie).
- STEINER, G.M. & MILKOVIC, M. (2007): Sind die Moore weg, ist's für's Klima schlecht. – DERSTANDARD, Dienstag 26. Juni.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (Hrsg.; 1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 209, 19 S., Frankfurt a.M.
- STEININGER, F., RESCH, W., STOJASPAL, F. & HERRMANN, P. (1982): Biostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten im Oligozän und Miozän Vorarlbergs. – *Doc. Lab. Geol. Lyon*, 7, 77–85, Lyon.
- STINGL, V. (1982): Sedimentologie und Vererzung des alpinen Verrucano im Stanzertal (Tirol). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 12, 71–80, Innsbruck.
- STOECKHERT, B., RÖSSNER, G., KÜSTER, M., HEIDER, M., GUNDLACH, K. & RICHTER, D.K. (1990): High-Pressure Metamorphism of the Mesozoic Sediments in the Lower Engadine Window, Eastern Alps. – *Terra Abstracts*, 2, 34.
- STRASSER, A. (1979): Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz. Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. – *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F.*, 225, 208 S., Zürich.
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (2001): Moorkunde. – 622 S., Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- SULSER, H. & FÖLLMI, K.B. (1984): Eine neue Brachiopodenart (*Lacunossella acutifrons* n.sp., Rhynchonellida) aus dem helvetischen «Gault» Vorarlbergs (Österreich). – *Ecol. Geol. Helv.*, 77/3, 619–629, Basel.
- SULSER, H. & FRIEBE, J.G. (2002): Brachiopods from the Plattenwald Bed (Albian, Cretaceous) of the Helvetic Alps of Vorarlberg (Austria). – *Ecol. Geol. Helv.*, 95 (2002), 415–427, Basel.
- TERMIER, P. (1904): Sur la fenêtre de la Basse Engadine. – *C. R. Acad. Sci. Paris*, 189, 648–650, Paris.
- TIEFENTHALER, H. (2005): Wege in die Vergangenheit in Vorarlberg. – 36–38, Innsbruck (Tyrolia).
- TRIMMEL, H. (1955): Das Schneckenloch (1270 m) bei Schönenbach. – *Jahrbuch des Vorarlberger Landesmuseumsvereins*, 1955, 87–104, Bregenz.
- THÖNI, M. (1981): Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. – *Jb. Geol. B.-A.*, 124/1, 111–174, Wien.
- THÖNI, M. (1988): Rb-Sr Isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: Implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, 131/1, 169–201, Wien.
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchung im westlichen Rätikon. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.*, XLVI, Lieferung.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland. Part A: An Outline of Geology of Switzerland. – Basel – New York (Wepf).
- TRÜMPY, R. & OBERHAUSER, R. (1999): Zu den Beziehungen zwischen österreichischen und schweizerischen Geologen: die Tektonik der Alpen, 1875–1950. – *Abh. Geol. B.-A.*, 56/1, 13–28, Wien.
- TSCHIESNER, Ch. (2001): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte von Bezau anhand des Profils Grebauer Moos. – *Untersuchungsbericht vom Oktober 2001*, 9 S., Gemeinde Bezau.
- ÜBLAGGER, G. (1995): Pilotprojekt Schesansanierung (PPSS), Vorstudie (VS). – *BM f. Land- und Forstwirtschaft*, 1–141, Seekirchen.
- VACEK, M. (1879): Über Vorarlberger Kreide. – *Jb. k.k. Geol. R.-A.*, 29/4, 659–758, Wien.
- VACEK, M. (1877): Über das Kreidegebiet in Vorarlberg. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 1877, 117–118, Wien.
- VANN, I.R., GRAHAM, R.H. & HAYWARD, A.B. (1986): The structure of mountain fronts. – *J. Struct. Geol.*, 8, 215–227.
- VOLLMAYR, Th. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8426 Oberstaufen. – 55 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- VOLLMAYR, Th. & JÄGER, G. (1995): Interpretation seismischer Daten und Modelle zur Vorbereitung und Auswertung der Bohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – In: Risch, H. (Ed.): Die Tiefbohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – *Geologica Bavarica*, 100, 153–165, München.
- VOLLMAYR, Th. & ZIEGLER, H.J. (1976): Geologische Karte von Bayern 1:25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 8425 Weiler i. Allgäu. – 76 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- VONBAND, E. (1951): Steinmale in Vorarlberg und ihre Bedeutung im Volksglauben. – *Jahrbuch des Vorarlberger Landesmuseumsvereins*, 1950/51, 31–36, Bregenz.
- VÖLK, H. (2001): Geomorphologie des Kleinwalsertales und seiner Gebirgsumrahmung. Landschaftsformen der Eiszeit und Nacheiszeit unter Einbeziehung der geologischen Verhältnisse. – *Vorarlberger Naturschau – Forschen und Entdecken*, 10, 7–95, Dornbirn.
- WAGENPLAST, P. & FRIEBE, J.G. (2003): Vorkommen, Ausbildung und Entstehung der „Marmaroscher Quarze“ in Vorarlberg. – *Vorarlberger Naturschau – Forschen und Entdecken*, 12, 53–64, Dornbirn.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology*, 110, 235–254, 10 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- WANSINK, A.G. (1990): A geomorphological survey in the western Gross Walsertal valley area (Vorarlberg, Austria). Deglaciation history and mass movement processes. – *Unpubl. MSc. thesis Univ. of Amsterdam*: 109 S., Amsterdam.
- WEBER, L. (Hrsg.; 1997): *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500 000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe.* – *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 19, 607 S., Wien.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. – *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, 4, 1–317, Wien, 1983.
- WEH, M. (1998): Tektonische Entwicklung der penninischen Sediment-Decken in Graubünden (Prättigau bis Oberhalbstein). – *Unveröff. Diss. Univ. Basel*: 230 S., Basel.
- WEH, M. & FROITZHEIM, N. (2001): Penninic cover nappes in the Prättigau half-window (Eastern Switzerland): Structure and Tectonic evolution. – *Ecol. Geol. Helv.*, 94, 237–252, Basel.
- WEHRLI, H. (1928): Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. – *Jb. Geol. B.-A.*, 78, 357–498, Wien.
- WEIDICH, K.F. (1984): *Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Paläökologie der Foraminiferengemeinschaften der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman–Untercampan) der Bayerischen Alpen.* – *Abh. Bayer. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl.*, NF, 162, München.
- WEIDICH, K.F., SCHWERD, K. & IMMEL, H. (1983): Das Helvetikum-Profil im Steinbruch „An der Schanz“ bei Burgberg / Allgäu. Lithologie, Stratigraphie und Makrofauna. – *Zitteliana*, 10, 555–573, München.
- WEISSERT, H. (1974): Die Geologie der Casanna bei Klosters. – *Dipl.-Arb. ETH Zürich*.
- WEISS, A. (1984): Zur Geschichte des Braunkohlenvorkommens im Wirtatobel. – *Berg- u. Hüttenmänn. Mh.*, 129/12, 471–475, Wien.
- WENZ, W. (1933): Zur Land- und Süßwassermolluskenfauna der subalpinen Molasse des Pfändergebietes. – *Senckenbergiana*, 15, 7–12, Frankfurt a/Main.

- WENZ, W. (1935): Weitere Beiträge zur Land- und Süßwasser-Molluskenfauna der subalpinen Molasse des Pfändergebiets. – *Senckenbergiana*, 17/5–6, 223–225, Frankfurt a. Main.
- WEPFER, E. (1908): Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. – Diss. Albertus-Univ. Königsberg i. Pr., N. Jb. Miner. etc., Beil. Bd. 27, 71 S., Stuttgart.
- WESSELS, M. (1998): Geological history of the Lake Constance area. – In: BÄUERLE, E. & GAEDKE, U. (ed.): *Lake Constance. Characterization of an ecosystem in transition*. *Advances in Limnology*, 53, 1–12, Stuttgart.
- WIMMER-FREY, I., LETOUZÉ-ZEZULA, G., MÜLLER, H.W. & SCHWAIGHOFER, B. (1992): Tonlagerstätten und Tonvorkommen Österreichs („Tonatlas“). – *Geol. B.-A., Univ. f. Bodenkultur Inst. f. Bodenforschung und Baugologie, FV Stein- und Keram. Industrie und Verb. d. österr. Ziegelwerke* (Hrsg.), 57 S., Ktn. 1 : 200.000, Wien.
- WINKLER, W. (1988): Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications. – *Jb. Geol. B.-A.*, 131/2, 341–389, Wien.
- WIMMER, Ch. (1953): Die Moore. – *Montfort*, 18(1), 43–48, Bregenz.
- WYSSLING, G. (1985): Palinspastische Abwicklung der helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. – *Jb. Geol. B.-A.*, 127/4 (1984), 701–706, Wien.
- WYSSLING, G. (1986): Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – *Jb. Geol. B.-A.*, 129/1, 161–265, Wien.
- ZACHER, W. (1973): Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu – Vorarlberg). – *Geotekt. Forsch.*, 44, 1–74, Stuttgart.
- ZITTEL, K.v. (1868): Obere Jura- und Kreideschichten in den Allgäuer und Vorarlberger Alpen. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 1868, 1–4, Wien.