

ERLÄUTERUNGEN
zur
**GEOLOGISCH-TEKTONISCHEN
ÜBERSICHTSKARTE
VON VORARLBERG
1 : 200.000**

Von RUDOLF OBERHAUSER

Mit 4 Faltafeln



Wien 1998

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23

Anschrift des Verfassers:
RUDOLF OBERHAUSER
Marxergasse 36/2/6/30, A-1030 Wien

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-85316-001-8

Redaktion: ALOIS MATURA, WOLFGANG SCHNABEL

Satz: Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., A-3580 Horn

Inhaltsverzeichnis

Zum Geleit (Walter KRIEG)	3
1. Vorwort	4
2. Zur Erdgeschichte von Vorarlberg	
2.1. Überblick	
2.2. Die älteren Felsgesteine, die Verteilung ihrer Vorkommen und ihre Geschichte: Vom Paläozoikum über das Mesozoikum zur Eozän-Zeit	
2.2.1. Die Europäische Plattform als Vorland	
2.2.2. Das Helvetikum als tektonisierter Anteil des Vorlandes	
2.2.3. Das Jura-zeitlich zwischen Vorland und Ostalpin geöffnete Penninikum	
2.2.4. Das Ostalpin als tektonisierter Teil der Afrikanischen Plattform	
2.2.5. Vorland und Ostalpin werden über dem sich schließenden Penninikum wieder zusammengeführt	
2.3. Die jüngeren Felsgesteine, die Verteilung ihrer Vorkommen und ihre Geschichte: Von der Oligozän-, zur Miozän- und Pliozän-Zeit	
2.3.1. Sedimentation und Tektonik von der Unteren Meeres- und Unteren Süßwassermolasse zur Oberen Meeresmolasse; von der Unteren Oligozän- zur Unteren Miozän-Zeit (36,6 bis 16,5 Mio. J. v. h.)	
2.3.2. Sedimentation und Tektonik während und nachfolgend der Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse von der Mittleren zur Oberen Miozän-Zeit (16,5 bis 5,3 Mio. J. v. h.)	
2.3.3. Hebung von Gebirge und Vorland verlagert zur Pliozän-Zeit (5,3 bis 2,47 Mio. J. v. h.) die Sedimentation schrittweise in immer entferntere Gebiete	
2.4. Die überlagernden Lockergesteine und ihre Geschichte: Von der Pleistozän- zur Holozän-Zeit	
2.4.1. Ein Absinken der mittleren Jahrestemperatur um 5–10° verursacht im Pleistozän (von 2,47 bis 0,01. Mio. J. v. h.) viele Male eine Vergletscherung bis weit ins Vorland hinaus	
2.4.2. Die Würmeiszeit als letzte Eiszeit (von 115.000 bis 10.000 J. v. h.) und das nachfolgende Holozän als Beispiel für eiszeitliche Abläufe	
2.4.3. Erdbeben	
3. Zur Kartenlegende: Ordnungszahlen (1)–(59)	
4. Zum Profilschnitt von der Bregenzer Bucht durch den westlichen Bregenzerwald, das Lechquellengebirge, Verwall und Silvretta ins Unterengadin	
5. Zur Erläuterung der tektonischen Abläufe durch einen Vergleich des Profilschnittes mit den Tafeln 1–4	
6. Literatur	
6.1. Schriften	
6.2. Karten (teilweise mit Erläuterungen)	

Zum Geleit

Diese geologisch-tektonische Übersichtskarte mit ihren Erläuterungen, herausgebracht von der Geologischen Bundesanstalt in Wien, ist das Ergebnis einer fruchtbaren Zusammenarbeit der Bundesanstalt, des Landes Vorarlberg und des Vorarlberger Landesmuseumsvereins. Sie erscheint in der Reihe „Geologische Themenkarten“ und folgt dem längst vergriffenen alten Übersichtskärtlein, das Leo KRASSER für den Landesmuseumsverein geschaffen hatte. Die Fortschritte der geologischen Landesaufnahme und auch die in allen Bereichen der Erdwissenschaften spiegeln sich in ihr. Neben österreichischen Universitäten haben auch solche aus dem Ausland, namentlich aus der Schweiz, aus Deutschland und aus den Niederlanden, den Kenntnisstand stark erweitert. Der Dank an alle auch finanziell Beteiligten ist tief empfunden.

Die aus der Erforschung der Ozeanböden entstandene Plattentektonik erbrachte neue Einsichten. Aus der Weltraumforschung erwuchs eine massive Förderung mineralogischer, petrographischer, geochemischer und geophysikalischer Befassung. Vor allem sei auf den, die Arbeit des Paläontologen ergänzenden, raschen Fortschritt bei der radiometrischen Altersbestimmung hingewiesen.

Besonderer Dank gilt Rudolf OBERHAUSER, der für dieses Werk diesen neuen Kenntnisstand umsetzen konnte. Seine Verdienste um die geologische Erforschung seines Heimatlandes wurden anlässlich seines 65. Geburtstages im Jahrbuch des Vorarlberger Landesmuseumsvereins 1992 gewürdigt. Anders als Karten im Maßstab 1 : 10.000, 1 : 25.000 und 1 : 50.000, wie sie dank der Arbeit der Geologischen Bundesanstalt für große Teile Vorarlbergs vorliegen und die Vorkommen der Gesteine ausweisen, bietet der Maßstab 1 : 200.000 einen Gesamtüberblick. Dieser wird durch die in einer tektonischen Karte übliche Einschränkung auf die Darstellung der tektonischen Groseinheiten erleichtert, wobei eine bis in große Tiefe reichende Schnittdarstellung ihre Lagerungsverhältnisse offenlegt. Eine geologische Karte 1 : 200.000, welche zusätzlich auch das Gesteinsinventar darstellt, sollte nachfolgen.

Die Fülle an Details soll das Gesamtbild schon auf den ersten Blick darbieten und soweit wie überhaupt möglich allen Interessierten Antwort auf viele Fragen geben. Freilich ist es unvermeidlich, dass man Karte, Profilschnitt und Erläuterungen mit großer Geduld studiert. Das Werk ist bemüht, durch Profile und Abbildungen die Kernfragen des Alpenbaus durch die Darlegung der zeitlichen Abläufe der gebirgsbildenden Ereignisse zu erhellen. Dies sei wieder ein Hinweis auf die sehr großen Fortschritte, welche die Geologie seit dem ersten Übersichtskärtlein gemacht hat.

So bleibt erwartungsvoll zu wünschen, daß diese neue Publikation, zu der auch der Vorarlberger Landesmuseumsverein große finanzielle Opfer gebracht hat und die auch von diesem Mitherausgeber vertrieben wird, großes Interesse in breiten Kreisen findet und zu vertiefter Landeskenntnis führt.

Walter KRIEG

1. Vorwort

Diese Karte entstand aus einem Manuskript für eine geologische Karte 1 : 200.000 einerseits durch vereinfachte Darstellung des Quartärs und dessen Einschränkung auf großflächige Vorkommen, andererseits durch das Herausnehmen stratigraphischer Trennlinien. In Zusammenarbeit mit Wolfgang SCHNABEL erwies sich ihre Beibehaltung in vereinfachter Form für das helvetische Autochthon und das eingewickelte Helvetikum nordwestlich Chur als sinnvoll. Dies im Zusammenhang mit ihrer Darstellung im Profilschnitt. Weil einem tektonischen Großereignis nachfolgend, wurden aus dem gleichen Grund in der Allgäu- und Lechtaldecke zwei Gosau-Vorkommen vermerkt.

Im schon durch Druck und Wärme sehr stark veränderten Kristallin der Silvrettedecke ist es bei den Trennflächen zwischen den geologischen Körpern nicht mehr abschätzbar, ob sie tektonischer oder stratigraphischer Art waren oder aber magmatogene Körper abgrenzten. Daher war es erforderlich, sie alle vereinfacht beizubehalten. Denn es könnte sein, dass eine weitere Erforschung dieser zur Zeit der variszischen Gebirgs-Bildung im jüngeren Paläozoikum metamorph gewordenen Gesteine diese Trennflächen dann klarer zuordnen kann: indem sie z.B. als Deckengrenzen oder als solche von Intrusionskörpern erkennbar werden.

Wegen ihrer großen Bedeutung für das Verständnis tektonischer Vorgänge wurden die Ophiolith-Vorkommen im Penninikum und im Silvretta-Kristallin sowie die Melaphyr-Einschaltungen in der Lechtaldecke eingetragen.

Wegen der vielfältigen Zusammenhänge von Metamorphose und Tektonik wurde versucht, Gesteinsverbände, welche einer stärkeren Belastung durch Druck und Wärme ausgesetzt waren, gegen solche, bei denen dies nicht oder in geringerem Maße der Fall war, abzugrenzen, und die Metamorphose-Ereignisse in die geologische Zeitenfolge einzuordnen.

Um die Geologie Vorarlbergs ausreichend zu erklären, reicht es aus, mit einer ausführlicheren Erörterung nach dem Erdaltertum mit dem Beginn des Erdmittelalters um 245 Millionen Jahre vor heute in der Triaszeit zu beginnen und dann mit dem Einsetzen der alpidischen Tektonik in der Kreidezeit gründlicher zu werden. Letztere veränderte die Lagebeziehungen des Silvrettakristallins zu den Kalkalpen und erreichte dort mit der Schaffung des vorgosauischen Deckenbaues einen ersten Höhepunkt um ca. 90 Mio. J. v. h.: zur Turonzeit.

Das heutige Alpengebirge ist jedoch sehr viel jünger. Zu seiner Bildung führten gewaltige Überschiebungs-Vorgänge. Sie erfolgten von der Zeit des mittleren Eozän zum Miozän mit einem letzten Höhepunkt um die Oligozän-Miozän-Grenze um etwa 24 Mio. J. v. h. Von einer uns vertrauter erscheinenden Oberflächengestalt kann man erst im Pliozän, das etwa vor 5 Millionen Jahren begann, sprechen. Der alteiszeitliche Mensch erschien dann im Alpenraum im vor etwa 2,5 Millionen Jahren einsetzenden Eiszeitalter.

Sicher eignet sich Vorarlberg und sein Umland infolge seiner geologischen Eigenart und seiner guten Aufschlussverhältnisse für eine Aneignung von Grundkenntnissen in Geologie, namentlich für solche über junge Faltengebirge. Jedoch kann eine tektonische Karte, auch wenn sie sehr gut erläutert sein sollte, solchen Ansprüchen nur eingeschränkt gerecht werden. Denn sie zeigt zwar, wo Bewegungsflächen zwischen zusammengehörenden Gesteinsverbänden die Erdoberfläche erreichen. Sie unterteilt aber nicht weiter die innerhalb der tektonischen Umgrenzungs-Linien so festgelegten Flächen nach der Gesteinseigenart. Jedoch bietet schon die Karte auch einige diesbezügliche, über die Tektonik hinausgehende Informationen an.

Dies geschieht verstärkt hier in den Erläuterungen, u. a. durch ein zusätzliches Kapitel über Lockergesteine. Der Profilschnitt unter der Karte erleichtert die Einsicht in tektonische Zusammenhänge. Tafel 1 soll die Aufeinanderfolge der tektonischen Abläufe darstellen, die folgenden Tafeln 2, 3, 4 auch jene der Schichten. Letztere sind in Bezug gesetzt zur Paläogeographie und Tektonik sowie zu plutonischen und vulkanischen Ereignissen.

Ein Studium weiterer einführender Literatur sei jedoch empfohlen. Es sind dies u. a. die Vorarlberg-Geologien von L. KRASSER (1949) und O. KELLER (1995), die Borträger-Führer von M. RICHTER (1978), H. HEIERLI (1984), D. RICHTER (1984) und die Arbeiten von H. und U. SCHOLZ (1991) und von H. SCHOLZ (1995). Zweckdienlich sind auch die Führer zu den Tagungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins 1939 und 1979 in Dornbirn sowie 1983 in Kempten und 1993 in Bregenz. Ebenso auch der Führer zur Tagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 1986 in Dornbirn.

Nützlich wäre auch ein Besuch der Museen in Dornbirn, Kempten, St. Gallen und Chur sowie dazu die Begehung von Naturlehrpfaden.

Unerlässlich ist die Befassung „malleo et mente“ (mit Hammer und Geist) im Gelände, wenn möglich unter kundiger Führung!

2. Zur Erdgeschichte von Vorarlberg

2.1. Überblick

In kaum einem anderen Alpenteil lässt sich, verkehrsmäßig gut erschlossen, auf so kurze Distanz in sehr guten Aufschlüssen ein Überblick über die Grundzüge des Alpenbaues gewinnen.

Das die Ostalpen dominierende Ostalpin, das in Kalkalpen, Grauwackenzone und Altkristallin unterteilt werden kann, endet hier einerseits mit dem Lechquellengebirge und dem Rätikon und andererseits mit Verwall und Silvretta.

Unter dem Ostalpin tauchen nach Norden, Westen und Süden Gesteine auf, für die in der Schweiz die Namen „Flysch“ und, durch Metamorphose verändert, „Bündner Schiefer“ geprägt wurden. Gemeinsam mit den Sulzfluhkalk-Klippen des Rätikon-Hauptkammes östlich der Schesaplana und den westlichen Falknis-Klippen gehören sie zum Penninikum.

Im Allgäu und Bregenzerwald unter penninischem Flysch auftauchend und westlich des Rheins zu den Churfürsten und zum Säntis weiterziehend, erhebt sich das Faltengebirge des Helvetikums und verbindet die Geologie Österreichs mit jener der Schweiz. Auch die vorgelagerten nagelfluhreichen Molasseberge des nördlichen Bregenzerwaldes setzen sich ins Appenzell fort.

Dazwischen ist das Rheintal geologisch vorgezeichnet: Zahlreiche tektonische Verbindungen queren es oder folgen ihm. So trennt im Süden das Churer Rheintal auf kurze Distanz die penninischen Bündner Schiefer des südlichen Prätigaus vom Helvetischen Autochthon. Weiter nördlich visavis der Klus vor dem Prätigau kommen, von unter der Talau, die Schuppen des eingewickelten Helvetikums herauf und legen sich bei Bad Ragaz breit über das gefaltete Autochthon. Mit dieser Auflage dürfte es sich nach Osten, von Flysch und Ostalpin überwältigt, in Richtung Verwallgebirge in die Tiefe fortsetzen.

Südlich davon wären dann, über Chur vom Vorderrheintal her, tief unter das Silvretta-Kristallin hinein, die Wurzeln der Helvetischen Decken der Ostschweiz und Vorarlbergs einzuordnen. In den Tagesaufschlüssen der vor der ostalpin-penninischen Front obenauf liegenden Säntisdecke erkennen wir in den von Südwesten her zum Rheintal streichenden Faltenachsen ab der Dornbirner Ach ein Einschwenken in die West–Ost-Richtung, die dann im Bregenzerwald anhält. Von der Bregenzer Ach zur Iller erfolgt teilweise ein Einschwenken nach Südosten.

Wie Bohrungen bei Hohenems und bei Balzers im südlichen Liechtenstein nachweisen, ist die Hohlform des Rheintales im Eiszeitalter wieder und wieder mit lockeren Verlandungssedimenten eines weit nach Süden reichenden Bodensees verfüllt worden. Die Basis dieser Hohlform liegt heute unter Meeresniveau. Eine für die Erörterung des geologischen Baus günstige Schnittlage ist jene von der Bregenzer Bucht ins Unterengadin. Daher wurde sie für die Darstellung unterhalb der Karte ausgewählt. Hier ließ sich, wie sonst nirgends längs des Alpenbogens von Wien bis an die Riviera, ein Profilschnitt zeichnen, der auf eine Erstreckung von nur 98 km Folgendes bieten kann:

Wie durch Tiefbohrungen erkundet, transgredieren hier über Altkristallin mit überlagernden Perm-, Trias- und Jura-zeitlichen terrestrischen und marinen Schichtfolgen Tertiär-zeitliche Molasse-Ablagerungen. Diese wurden nach Süden hin aufgerichtet und grenzen so mit steil stehender Trennfläche, über die im Profilschnitt verschluckte Angepresste Molasse hinweg, an die Abgeschürfte Molasse. Letztere wurde zu engen Mulden gefaltet und untergreift so den Alpenkörper weit nach hinten – mit Spurschollen bis unter die Silvretta hinein, wo dann der Schnitt im Abschürfungs-Bereich des Helve-

tikums endet. Die Herkunftsbereiche des im Schnitt nur entwurzelt vorliegenden Penninikums sind außerhalb des Profilschnittes im tieferen Untergrund verschwunden, jene des Ostalpins weiter im Süden oder Osten zu suchen.

Der Alpenkörper wurde durch die Berg und Tal schaffende Erosion schon weitgehend abgetragen. In ihm finden wir, unter den Resten von penninischen Flyschdecken und Ultrahelvetikum, ein breit aufbrechendes Helvetikum. Darüber lagern als kaum bis nicht metamorphe Anteile des Ostalpins die in Decken gegliederten Kalkalpen. In ihnen finden wir in Fenstern die Arosazone, auf der Klesenza Alpe z.T. mit Ophiolithen. In der Verwallgruppe folgen nach schwer zu deutenden Aufschlüssen im Klostertal, vielleicht auch mit zwischengeschalteten Grauwacken, die älteren Anteile des Ostalpins mit der schwächer metamorphen Phyllitgneiszone und der stärker metamorphen Silvretta-decke. Sie alle können als Teile des ursprünglichen Untergrundes der Kalkalpen gedeutet werden, von denen sie schon vor sehr langer Zeit abgetrennt wurden. Unter ihnen liegen immer wieder Schürflinge, welche sowohl an die Kalkalpen als auch an die Engadiner Dolomiten erinnern.

Weiter nach Südosten öffnet sich im Ostalpin das Unterengadiner Fenster. Es gewährt, ähnlich wie das Tauernfenster weiter östlich, Einblick in die Tiefen des Alpenbaues: wiederum Penninikum, diesmal als durch Druck und Temperatur metamorph gewordene Flysche (Bündnerschiefer), mit Schürflingen von den Hochzonen (Klippen) und von Ozeanboden-Gesteinen (Ophiolithen).

Um das Verständnis der Karte zu erleichtern, wurde der Profilschnitt beigegeben. In ihm wird ohne Überhöhung der Verlauf der Trennflächen bis in Tiefen von mehr als 10 km dargestellt: natürlich nur eine Wahrscheinlichkeits-Aussage. Zu dieser zusätzlichen Darstellung wurde ich auch veranlasst, weil diese Karte auch für den Unterricht in Schulen und im Rahmen von Weiterbildungsaktivitäten verwendet werden soll. Um diesem Anspruch genügen zu können, wurde ich von Walter KRIEG unterstützt. Auf Literaturhinweise im Text wurde verzichtet.

Es ist sehr mühsam, aus den heutigen Ortslagen der auf unserer Karte verzeichneten tektonischen Einheiten die erdgeschichtlichen Abläufe abzuleiten. Daher wurde, um in diese Problematik einzuführen, eine Graphik erstellt (Tafel 1), welche zeigen soll, auf welche Weise aus den Meeren der Kreidezeit die Alpen im Verlauf von mehr als 100 Millionen Jahren entstanden sein könnten.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

CHRIST, P. & NABHOLZ, W. (1959, 1975; Karten); DOBEN, K. et al. (1996; Karte); FREUDENBERGER, W. & SCHWERD K. (1996); HANTKE, R. (1991); HEIERLI, H. (1984); KELLER, O. (1994, 1995); HOFMANN, Th. & JANOSCHEK, W. (1992); KRASSER, L. (1949); OBERHAUSER, R. (1980a,b,c; 1991); OBERRHEINISCHER GEOLOGISCHER VEREIN (1939, 1979, 1983, 1993; Führer zu Tagungen); ÖSTERREICHISCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT (1986; Führer zur Tagung); PFIFFNER, O.A. et al. (1997); RICHTER, D. (1984); RICHTER, M. (1978); SCHOLZ, H. (1995); SCHOLZ, H. & SCHOLZ, U. (1991); SCHOLZ, H. & ZACHER, W. (1993; Karte); SCHREINER, A. et al. (1991; Karte); SPICHER, A. (1972a,b; Karten); TOLLMANN, A. (1977, 1985, 1986a,b,c); TRÜMPY, R. (1998); TRÜMPY, R. et al. (1980a,b).

2.2. Die älteren Felsgesteine, die Verteilung ihrer Vorkommen und ihre Geschichte: Vom Paläozoikum über das Mesozoikum zur Eozänzeit

Für das Verständnis unserer geologisch-tektonischen Übersichtskarte und der beigefügten Schnittdarstellung ist von den paläogeographischen Verhältnissen zu Beginn der Kreidezeit um 146 Millionen Jahre vor heute auszugehen. Tafel 1 in Verbindung

mit den Tafeln 2, 3 und 4 sowie die paläogeographischen Karten in meiner Arbeit aus dem Jahre 1995 sollen erläutern.

2.2.1. Die Europäische Plattform als Vorland

Am Beginn der Kreidezeit waren südliche Teile der Europäischen Plattform landfest geworden. Ihren in variszischer Zeit metamorph gewordenen kristallinen Untergrund können wir heute im Schwarzwald studieren. Die auf ihm vom Perm über die Trias bis zum Ende der Jurazeit (von 290 bis 146 Mio. J. vor heute) abgelagerte Schichtfolge setzte sich nach Süden in Richtung Helvetikum fort.

Sie kann vom Aargau über das Gebiet von Schaffhausen (mit dem Rheinfall über Jurakalke hinunter) ins Schwäbische Schichtstufenland hinüber in klassischen Aufschlüssen studiert werden. Mit Beginn der Kreide-Zeit zog sich das Meer zurück und daher war der heute südlich der Donau anschließende spätere Molasse-Untergrund über sehr lange Zeiträume bis weit ins Eozän hinein Festland. Neben Bohnerz-Bildungen sind dort in Spalten und Höhlen Knochenreste Eozän-zeitlicher Säugetiere erhalten geblieben.

Von Süden her griffen dann nach und nach wieder Meeresablagerungen von der Kreide bis ins Alttertiär hinauf nach Norden aus. Wir können sie im Helvetischen Autochthon, mit dem sich die Europäische Plattform im Alpeninnern wieder hochwölbt, von Chur abwärts im Gebirge westlich des Rheins bis vis-a-vis Landquart untersuchen, wo sie mit Flysch-Ablagerungen im Unteren Oligozän etwa um 33 Mio. J. v. h. enden.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

DOBEN, K. et al. (1996; Karte); FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. et al. (1996); LAUBSCHER, H. (1987); LEMCKE, K. (1975); MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1980); MÜLLER, M. (1985a); OBERHOLZER, J. (1920; Karte); PFIFFNER, O.A. (1980); SCHREINER, A. et al. (1991; Karte); SPICHER, A. (1972a,b; Karten); TRÜMPY, R. et al. (1980a,b).

2.2.2. Das Helvetikum als tektonisierter Teil des Vorlandes

Die hinter diesem Autochthon zur Oligozän-Zeit hochgeschürften Helvetischen Decken lagern heute weit entfernt von ihren Wurzeln. So erstrecken sie sich ab Sargans flußabwärts einsetzend, mit Ausnahme des Fläscher Berges zunächst weiter linksrheinisch und, mit dem Schellenberg wieder übertretend, dann von Feldkirch bis Dornbirn auch rechtsrheinisch. Über den Bregenzerwald verlaufen sie zur Iller und überschreiten diese dann mit dem Grünten nach Osten. In den Helvetischen Decken endet die Sedimentation in der Eozän-Zeit.

Auf der Schweizer Talseite wurden die Helvetischen Decken durch schichtparallele Gleitvorgänge in ein Perm-Trias-, ein Jura- und ein Kreide-Eozän-Stockwerk getrennt: die Verrukano-, Axen- und Säntisdecke.

Die tieferen Decken fast völlig abdeckend, unterquert die Säntis-Decke das Vorarlberger Rheintal. Hier zeigen neben dem Jura-Aufbruch der Canisfluh, bestens erkundet durch die Bohrung Au, die Bohrungen Kirwang und Maderhalm im Allgäu, dass sich die Stockwerks-Tektonik der Schweizer Talseite hier nicht mehr fortsetzt. Denn es blieb hier der Verbund der Kreideschichten mit dem unterlagernden Jura weitgehend erhalten.

Die in den Allgäuer Kalkalpen östlich Sonthofen mit dem Plan, im tief unten liegenden autochthonen Vorland Erdgas zu erkunden, niedergebrachte Bohrung Hindelang brachte weitere Erkenntnisse. Wenn sie auch vor Erreichen des darunter zu vermutenden Vorlandes aus technischen Gründen abgebrochen werden musste, so erschroten sie jedoch junge Flyschbildungen, die solchen im Autochthon nordwestlich Chur ent-

sprechen dürften. Diese überlagert dann das Helvetikum mit einer Hohenemser-, Hindelanger-, Säntis- und Grünen-Decke. Darüber folgt dann, nach einer weiteren tektonischen Trennfläche, das Penninikum mit Oberstdorfer Decke und Arosazone. Zuerst liegt das Ostalpin der Kalkalpen mit Hauptdolomit.

Auch auf diesen Erkenntnissen aufbauend, wurde unser Schnitt von der Bregenzer Bucht ins Unterengadin gezeichnet und in ihm das Helvetikum in eine Hohenemser-, Hindelanger- und Säntis-Decke gegliedert. Ihre Abschürfungs-Bereiche werden in der Tiefe vom südlichen Verwall zur Silvretta hin vermutet.

Vortrefflich eignen sich die an der Oberfläche weithin abdeckenden Gesteine der Säntis-Decke zum Studium jener Veränderungen, wie sie in einem allmählich tiefer werdenden Meer sich schrittweise vollzogen haben. So vermergelt der aus zerriebenen Riffschutt aufgebaute Schrottenkalk jeweils schelfaufwärts: sei es vom Hohen Ifen zum Didamskopf, sei es von der Weissen Fluh zur Mörzelspitz, sei es von den Schluchten der Dornbirner Ach oder vom Talrand im Rheintal zum Hohen Freschen. Analog vermergeln auch die weitgehend kalkfreien, grünsandigen Folgen der Mittelkreide. Gleiches zeigt sich auch im Vergleich der Säntis- mit der Churfürsten-Alvier-Gruppe.

Das ganz außen nahe dem Kontinentalrand einzuordnende und noch stärker Mergel-betonte Ultrahelvetikum der Liebensteiner Decke oder der Schuppenzone von Wildhaus und Brülisau etc. erlitt eine besonders intensive tektonische Beanspruchung. Es wurde schon vor der Abschürfung der Helvetischen Decken von der Tektonik erfasst, dabei wurden fernverschleppte Teile als Ragazer Flysch gemeinsam mit Teilen des Kontinentalhang-nahen Penninikums (Sardona- und Feuerstätter-Flysch) zwischen dem Helvetischen Autochthon und dem Helvetischen Deckenpaket eingeklemmt. So können sie heute als eingewickelter Helvetikum und Penninikum an den Hängen bei Bad Ragaz angetroffen werden.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

ALEXANDER, K. et al. (1965); COLINS, E. et al. (1990); EUGSTER, H. et al. (1960, 1982; Karten); FELBER, P. & WYSSLING, G. (1979); FESSLER, U. et al. (1992); FÖLLMI, K.B. (1989); FÖLLMI, K.B. & OUWEHAND, P.J. (1987); FUCHS, W. (1971); GRÜNVOGEL, E. (1940); HANTKE, R. (1961); HEIERLI, H. (1984); HEIM, A. et al. (1933, 1934); HEIM, A. & OBERHOLZER, J. (1917; Karte); HERB, R. (1988); MEESMANN, P. (1926); MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1980); MÜLLER, M. (1985); OBERHAUSER, R. (1953, 1956a,b, 1980,b,c, 1983, 1988); OBERHAUSER, R. et al. (1992, 1994; Karten); OBERHOLZER, J. (1920; Karte); SAX, H. (1925); SCHAAD, H. (1926); SCHWERD, K. et al. (1995, 1996b); SCHWIZER, B. et al. (1985; Karte); SCHOLZ, H. (1984); TRÜMPY, R. (1969); VACEK, M. (1879); WYSSLING, G. (1984, 1986); ZACHER, W. (1973); ZACHER, W. (1985, 1990; Karten).

2.2.3. Das Jura-zeitlich zwischen Vorland und Ostalpin geöffnete Penninikum

Der nach Süden anschließende tiefermeerische Raum des Penninikums mit einigen inliegenden Hochzonen war Jura-zeitlich durch Dehnungsvorgänge entstanden, damit war die Europäische von der Afrikanischen Plattform abgetrennt worden. Hiermit öffnete sich, ausgehend von einem damals Rumpf-Asien von Indien und Afrika sehr weiträumig trennenden Ozean mit einer Bucht in Richtung Europa, ein Verbindungsweg hin zum sich zuerst zwischen der marokkanischen Küste und Nordamerika öffnenden Atlantik. Dieser verlief auch durch jene Gebiete, wo sich nachfolgend der Alpen-Karpatenbogen entwickelte.

Hochquellende Ozeanboden-Basalte schufen damit bis weit in die Kreide-Zeit hinein immer wieder neue Ozeanböden und damit neue Sedimentationsräume. Diese wurden dann nach und nach vornehmlich mit Flyschsedimenten verfüllt, welche als nach Korngrößen sortierte Ablagerungen aus Trübestrom-Wolken verstanden werden. Solche

wurden längs der Küstensäume durch Erdbeben immer wieder losgerüttelt, um dann, lawinenartig abgegangen, von Meersströmungen verschleppt zu werden. Größere Mengen von feinem Korn lagen dafür in Flusseinmündungen auf Halde. Größeres Korn kam auf kürzeren Transportwegen an die Küsten. Mit dem Abgang von großen Kubaturen war einige Male pro Jahrtausend zu rechnen.

Die Hochzonen innerhalb des Penninikums im Meridian von Vorarlberg, nämlich die Rhenodanubische Nordschwelle, die Falknis-Tasna-Schwelle und die Sulzfluh-Schwelle, wurden, weil hochgelegen, von den Trübestrom-Ablagerungen nur wenig betroffen. Hier dominieren auf kristallinem Untergrund abgelagerte Kalk- und Mergelkalksedimente. Ihre oft roten Oberkreide- und Paleozän-Anteile werden als „Couches Rouges“ bezeichnet. Sehr ähnlich gleich alten Kalkmergeln des Ultrahelvetikums sind sie auch fast immer voll zinziger Schalen von Plankton-Foraminiferen: Oberkreide-zeitlich sind es die Globotruncanen und nach dem Impaktereignis der Kreide-Tertiärangrenzlinie neu entwickelnd die großen Globigerinen und Globorotalien. In den tiefermeeri-schen Räumen zwischen den Schwellen blieben die Schalen dieser für die geologische Altersbestimmung wichtigen Mikrofossilien nur erhalten, wenn sie vom Trübestrom mitgerissen und rasch eingebettet wurden. Nur so entgingen sie der in größeren Meerestiefen üblichen Kalklösung.

Wenn es beim Helvetikum noch möglich war, die Herkunftsgebiete der einzelnen Decken auf dem in Richtung Tiefmeer abfallenden Schelf mit höherer Wahrscheinlichkeit anzugeben, so sind bezüglich der Palaeogeographie des Penninikums schlüssige Beweisführungen schwierig. Jedoch ist von eher küstenparallelem Verlauf von Hochzonen mit einer Längserstreckung von mehreren 100 km auszugehen und eine solche auch für die tiefermeeri-schen Räume anzunehmen. Oft ergeben sich aus der Zusammensetzung der Sedimente Hinweise auf Liefergebiete. Fossilführende Gerölle oder auch Schwerminerale können hier aufklären. So können zirkonreiche Spektren ein Liefergebiet aus Granitgestein, granatreiche eines aus metamorphem Variszikum, chromtreiche eines mit Ophiolithen der Arosazone oder solche mit Glaukophan eines mit aus großer Tiefe hochgehobenen Blauschiefern belegen. Für die paläogeographische Einordnung eines Sedimentationsraumes ist es auch wichtig, durch Fossil-Bestimmungen sicherzustellen, wann er durch die sich nähernde Orogen-Stirn ausgeschaltet wurde.

Aus solchen und anderen Argumenten Schlüsse ziehend, ordnen wir zwischen dem Süden der Europäischen Plattform und der Rhenodanubischen Nordschwelle den heute südwestlich und südlich des Rätikons aufbrechenden Triesner- und Prätigau-flysch ein. Jenseits der Silvretta im Unterengadiner Fenster mögen metamorph gewordene tiefere Anteile, nämlich die der Pfundser Zone und jene der Zone von Roz – Campatsch – Pezid, dazugehören. In ihnen finden wir Relikte magmatogener Ozeanboden-Gesteine, die Ophiolithe. Relikte der Rhenodanubischen Nordschwelle sind in der Feuerstätter Klippendecke nordöstlich Sibratsgfall erhalten geblieben. Heute zwischen Helvetikum und Vorarlberger Flysch eingeschaltet und oft allgemein als Wildflysch bezeichnet, wurden sie von zerscherenden Relativ-Bewegungen massiv betroffen und zeigen oft extremste Gesteinszerrüttung. Ein gemeinsames Herkunfts-Gebiet zahlreicher Gesteine der Feuerstätter Klippen mit dem Sardona-Flysch ist wahrscheinlich.

Der südlich einer Rhenodanubischen Nordschwelle einzuordnende Vorarlberger Flysch entspricht in seinen Oberkreide-Sedimenten jenen der Oberstdorfer Decke. Nur in letzterer sind auch Unterkreide-Sedimente überliefert. Diese wurden vom gleichen Küstensaum her geliefert wie jene auf der Falknis-Tasna-Schwelle. Dabei handelt es sich in erster Linie um Tristelschichten, bestehend aus Korngrößen-gesondert abgelagertem Riffschutt mit Hütchen-förmigen Großforaminiferen, den Orbitolinen, und dem

sie überlagernden Quarz- und Glaukonit-führenden Gaultflysch. In der nachfolgenden Oberkreide- und Paleozän-Zeit folgen im Falknis-Tasna-Bereich dann oft rötliche Mergelkalke, die Couches Rouges genannt werden und ebenfalls in der weiter südlich beheimateten Sulzfluh-Decke vorkommen. Die Sulzfluh-Decke bildet den Rätikon-Hauptkern östlich der dem Ostalpin zugehörigen Schesaplana, die Falknis-Decke die Grenzberge Liechtensteins in Richtung Prätigau. Der Falknis-Decke entspricht jenseits der Silvretta im Unterengadin die Tasna-Decke, die Sulzfluh-Decke setzt sich nicht hierher fort.

Unter Altkristallin der Tasna-Decke, dem Tasna-Granit, liegt ein Ophiolith-Komplex. Der Zone von Prutz-Ramosch zugerechnet, könnte man diesen als einen Untergrund-Überrest des Vorarlberger Flysches bezeichnen. Die Fimberzone führt ähnliche Gesteine, jedoch fehlen die Couches Rouges. Auch in ihr finden sich wie in der Oberstdorfer Decke im Allgäu Tristelschichten und auch Gaultflysch.

Die soeben beschriebene Anordnung der Ablagerungsräume des Penninikums wurde in den Tafeln 1 und 3 dargestellt. Sie folgt meiner Arbeit aus dem Jahre 1995. Es sei jedoch nicht verschwiegen, dass sich auch eine andersartige Verteilung der Ablagerungs-Räume gut vorstellen lässt. Vor allem über die Möglichkeit einer Einordnung des Rhodanubikums noch weiter im Süden in unmittelbarer Nähe des Ostalpins sollte man nachdenken. So könnte ein unmittelbarer Anschluss des Rhodanubischen Flysches an den Innsbrucker Quarzphyllit und seine westlichen und östlichen Fortsetzungen ebenfalls in Betracht gezogen werden. In diesem Falle wären die Hochzonen des Falknis-, Tasna- und Sulzfluhbereichs als Rhodanubische Nordschwelle zu verstehen.

Die Arosazone, in der reichlicher magmatogene Ozeanboden-Gesteine eingeschaltet sind, ist südlich der Sulzfluschwelle einzuordnen. Sie ist einem ursprünglich wohl großflächigen Südpenninikum zuzuordnen und erstreckt sich in Richtung des sich langsam öffnenden Nordatlantiks zunächst in Richtung Südwesten. Von der höheren Unterkreide zur tieferen Oberkreide unterschiebt das Südpenninikum das vorrückende Ostalpin, dabei kamen kalkalpine Schürflinge wie die Scholle von Gasünd E Bludenz, die Tschagggunser Mittagsspitze, oder Schollen Prätigau-wärts der Madrisa, unter den Schlitten.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

ALLEMANN, F. (1957); ALLEMANN, F. et al. (1951); BERTLE, H. (1972); BIEHLER, D. (1990); BLUMENTHAL, M. (1926, 1936); BURGER, H. (1978); CADISCH, J. et al. (1929, 1941, 1968; Karten); CORNELIUS, H. P. (1926, 1927); EBERHARD, M. (1984); EGGER, H. (1990); FESSLER, U. et al. (1992); FRISCH, W. et al. (1994); HALDIMANN, P. A. (1975); HAFNER, W. (1926; Karte); HEISSEL, W. et al. (1965, 1967; Karten); HITZ, L. (1996); KALLIES, H. B. (1961); KLAY, L. (1957); KRAUS, E. (1926, 1927); MATTERN, F. (1988); MATTMÜLLER, C. R. (1996); NÄNNY, P. (1948); OBERHAUSER, R. (1956, 1980b,c, 1995); REITHOFER, O. et al. (1964); RING, U. (1994); RING, U. et al. (1990); RUDOLPH, J. (1982); SCHMID, S.M. et al. (1997); SCHWERD, K. et al. (1995, 1996b); SCHWIZER, B. (1983); SCHWIZER, B. et al. (1985; Karte); STAHEL, H. A. (1926); STEINMANN, M. (1994); THUM, I. (1969); THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972); TRÜMPY, R. (1969, 1970, 1992, 1997); TRÜMPY, R. et al. (1972, 1980a,b); UCIK, F.H. (1993); WEISSERT, H. & BERNOULLI, D. (1985); WINKLER, W. (1988); ZACHER, W. (1985, 1990; Karten).

2.2.4. Das Ostalpin als tektonisierter Teil der Afrikanischen Plattform

Das Ostalpin gilt als Teil der Adriatischen Platte und damit als Abspaltung vom afrikanischen Kontinent. Die hier weggeschürfte Silvretta-Decke demonstriert hochmetamorphes Altkristallin von variszischem Alter, wobei neben Ortho- und Paragneisen die Amphibolite besonders häufig sind. Ihr kalkalpenwärts liegender, weniger metamorpher Anteil kann als Phyllitgneiszone abgetrennt werden. Ihr Kontakt zu den Kalkalpen

liegt invers und ist tektonisch stark überprägt. Dies kennzeichnet vor allem den Südrand der Lechtaldecke im Rätikon, von der Wildbergmulde über das Lünenseegebiet und die überkippte Falte vom Freskalot zum Golm und weiter zum fensterartigen Kristalkopf-Aufbruch in der Phyllitgneiszone bei Tschagguns. Das Arlberg-Gebiet zeigt gleichartige Überkippungs-Tendenzen. Bei der schon vor der Überkippung des Kalkalpen-Südrandes erfolgten Differenzierung der Kalkalpen in eine Allgäu- und Lechtaldecke dürften schichtparallele Gleitvorgänge in den gipsreichen Raiblerschichten eine große Rolle gespielt haben und Ursache dafür sein, dass die Allgäudecke ihre unter- und mitteltriadischen Anteile hinten lassen musste und diese, die Hänge des Klostersals aufbauend, der Lechtaldecke zugerechnet werden müssen. Im Rahmen ähnlicher Gleitvorgänge kann die Lechtaldecke von der Phyllitgneiszone abgeglitten sein. Krabachjoch- und Inntaldecke wären von heute erodierten Fortsetzungen der Phyllitgneiszone zu beziehen.

Auch eine schwächere Kreide- bis Alttertiär-zeitliche Metamorphose ist nachweisbar, welche auch basale Anteile der Kalkalpen mitbetrifft. Ihr kreidezeitlicher Höhepunkt dürfte in die Zeit vor der Ablösung der Kalkalpen von ihrem Untergrund einzuordnen sein, die oben beschriebene Individualisierung der Kalkalpen-Decken in die Turonzeit, um 90 Millionen Jahre vor heute.

Unmittelbar über den Kontaktflächen des Silvrettakristallins zu den Gesteinen des Unterengadiner Fensters finden sich Kluffüllungen aus Pseudotachylith-Gestein. Man deutet diese als erstarrte Gesteinsschmelzen. Da sie nie in die unterlagernden Gesteine des Fensters übergreifen, nimmt man an, dass sie während der Abschürfung der Silvretta-Gesteine von ihrem tieferen Untergrund entstanden sein könnten, vielleicht auch während einer nachfolgenden Ferntransport-Phase?

Während der Triaszeit war der Ostalpine Raum, aus dem die Kalkalpen stammen, in einer rasch zunehmenden Absenkung begriffen. Dabei dauerte die Flachwasser-Sedimentation an und, die Absenkung ausgleichend, entstanden jene großen Schichtmächtigkeiten, welche die Hauptdolomitberge des Rätikon und des Lechquellengebirges so eindrucksvoll zeigen.

Auch im nachfolgenden Jura hält die Absenkungs-Geschwindigkeit an. Da jedoch das Riffwachstum aufhört, kann die klastische Sedimentation nicht voll ausgleichen. Es bilden sich Hochzonen aus, auf denen (oft rote) Ammonitenkalke abgelagert werden und dazwischen tiefere Becken mit Fleckenmergel-Sedimentation oder auch mit Radiolarien-Schlamm: heute Radiolarite. So zeigen die Trias-, Jura- und später auch Kreide-Gesteine der Kalkalpen keine Beziehung zur Europäischen Plattform und mit wenigen Ausnahmen auch keine zu den Abfolgen der Intrapenninischen Schwellen. Daraus kann geschlossen werden, dass die Ablagerungsräume beider Plattformen ursprünglich sehr weit voneinander entfernt waren.

Zur Zeit der höheren Unterkreide und der tieferen Oberkreide finden sich in den Brandelfleck-Schichten der nördlichsten Anteile der Kalkalpen und in der unterlagernden südpenninischen Arosazone in Sandsteinen eigenständige Schwermineralspektren mit Chromspinell und seltener auch Glaukophan. Dies weist auf eine Belieferung von durch tektonische Vorgänge hochgehobenen und nachfolgend der Erosion ausgesetzten Ophiolithen und Blauschiefern hin.

Es wurden ja auch zu dieser Zeit die Kalkalpen von ihrem tieferen Untergrund, dem auch die Silvrettadecke zugehörte, abgetrennt. Gleichzeitig bis nachfolgend wurden sie im Rahmen ihrer Deckenstapelung in den nördlich bis westlich anschließenden, und nun vom Tiefensog erfassten, südpenninischen Raum verbracht. Ereignisse, welche ganz besonders auffällig in den Aufschlüssen der Arosazone dokumentiert werden. So liegt heute etwa auf Tilisuna die damals mitverschleppte Silvrettadecke auf Verspala-

Flysch mit Turon-Alter auf. Also endet hier die Sedimentation um etwa 90 Millionen Jahre vor heute, sehr knapp vor der Ablagerung der später in der Oberkreide-Zeit über die Trennflächen der Decken hinweg transgredierenden Gosauschichten. Im Arlberggebiet blieben auf mittelkretazischen Kreideschiefern Erosionsrelikte von Inntal- und Krabachjoch-Decke erhalten.

Über das nachfolgende Schicksal des nun tektonisiert vorliegenden Ostalpins können die Gosauschichten Auskunft geben. Nach einer Erosionsphase setzen diese zur Zeit des Coniac–Santon oft mit Konglomeraten ein und bilden auch Muschel-Riffe aus. Nachfolgend steigt die meist marine Sedimentation mit Sandsteinen und Mergeln über die Kreide/Tertiär-Grenze hinweg auf, um dann vermutlich im Oberen Eozän oder Unteren Oligozän (zwischen 42 und 30 Millionen Jahre vor heute) zu enden, wobei zwischenzeitlich im Mittleren und Oberen Eozän wiederum Chromspinell in den Schwermineralspektren erscheint. Allerdings sind diese Jungschichten-Anteile in den westlichsten Kalkalpen von der Erosion fast völlig entfernt worden. Jedoch können die in die Molasse des Bregenzerwaldes und des Allgäu aus den Kalkalpen umgelagerten Gosau-Gerölle wie auch dorthin umgelagerte Foraminiferen-Schalen mit Informationen aushelfen.

Gegen Ende der Oberkreide-Zeit kommen jene Kräfte zur Ruhe, welche die schweren Ozeanboden-Gesteine in die Tiefe hinuntergezogen haben. Daher können bei diesen Vorgängen angeschleppte, weniger gewichtige Massen wie variszisches Kristallin und Sedimente im isostatischen Ausgleich hochsteigen und der Erosion ausgesetzt werden. So werden neben Kleinschutt, Sand und Schlamm auch Körner des Schwerminerals Granat aus metamorphem Variszikum bis in die Paleozän-Zeit hinein mittels Trübeströmen in die Meere der kalkalpinen Gosau und ebenso in jene des Europa-wärts anschließenden Penninikums hinaustransportiert – bis an die Rhenodanubische Nordschwelle heran. Nördlich davon im Prätigauflysch und in den metamorphen Flyschen des Unterengadiner Fensters dominiert gleichzeitig Zirkon die Schwermineralspektren.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

AMPFERER, O. (1934); AMPFERER, O. et al. (1932; Karte); AMPFERER, O. & REITHOFER, O. (1932, 1937; Karten); BERTLE, H. (1970); CADISCH, J. et al. (1929, 1941, 1968); DOERT, U. & HELMCKE, D. (1976; Karte); FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996); FRIEBE, J. F. (1997); FROITZHEIM, N. et al. (1997); FUCHS, G. et al. (1984, 1990); FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. (1986); FURRER, H. (1981); HAMMER, W. (1923; Karte); HEISSEL, W. et al. (1965, 1967); HELMCKE, D. (1974; Karte); HUCKRIEDE, R. (1958); JACOBSHAGEN, V. (1965); KOBEL, M. (1970); LOACKER, H. (1985); MATTMÜLLER, C. R. (1996); OBERHAUSER, R. (1970, 1995); OTTE, O. (1988; Karte); SCHIDLÖWSKY, M. (1962); SCHMIDEGG, O. (1955); SCHWERD, K. et al. (1995b); SCHWIZER, B. et al. (1985; Karte); RICHTER, M. (1956); RING, U. (1994); THONI, M. (1982, 1986); TOLLMANN, A. (1970, 1977); TRÜMPY, R. et al. (1980); WENK, E. (1934).

2.2.5. Vorland und Ostalpin werden über dem sich schließenden Penninikum wieder zusammengeführt

Mit dem Ende der Paleozän-Zeit (um 55 Millionen Jahre vor heute) erwachen jene Kräfte erneut, die Ozeanböden des Penninikums in die Tiefe abführen: und zwar zunächst nach Osten und ab dem Untereozän dann nach Süden. Es werden auch die Sulzfluh- und Falknis-Tasna-Hochgebiete, aber auch die Rhenodanubische Nordschwelle miterfasst. Wiederum werden auch Ozeanboden-Relikte hochbringende Kräfte wirksam, die, eingepackt in leichtere Gesteine, Ophiolith-Abfolgen aufsteigen lassen. Von letzteren aus erfolgt, wie vorher in der Kreidezeit, eine Chromit-Belieferung des Ostalpinen Raumes bis zum Ende der Eozän-Zeit um 38 Millionen Jahre vor heute.

So driftet nun das schon zur Zeit der Mittleren Kreide tektonisierte Ostalpin aus Silvrettakristallin und Kalkalpen, zusammen mit einem rasch angegliederten Vorarlberger Flysch, vom Beginn der Eozän-Zeit bis zu ihrem Ende über das sich verschmälernde Penninikum hinweg nach Norden. Sulzfluh und Falknis-Tasna werden überfahren und hinten liegen gelassen, der Rhenodanubische Flysch angegliedert, seine Nordschwelle zertrümmert, und, ihre Reste vor sich her stoßend, wird über den Prätigauflysch hinweg die Europäische Plattform erreicht.

Die hiermit hier eingeleitete Kollisionstektonik, die auch die über den Karpatenbogen und das Balkengebirge in Richtung Kleinasien und den Kaukasus weiterziehenden Kettengebirge mitbetraf, war Teil jener globalen Ereignisse, die als Folge des Vergehens der Neotethys zwischen Rumpfasien und Indien ein Öffnen des Indischen Ozeans zur Folge hatten. Nachfolgend im jüngeren Tertiär hat der Alpen-Karpaten-Raum nur noch Anteil an flachmeerischen Verbindungen zwischen Westen und Osten. Tiefermeerische Verbindungswege zwischen Atlantik und Indischem Ozean verlaufen in Zukunft weiter südlich.

Im Alpenraum wurde nach der Kontinental-Kollision zur Zeit der Wende vom Eozän zum Oligozän der vom Tiefensog erfasste südliche Teil der Europäischen Plattform hinuntergebogen. So wurde vor der weiter vorrückenden Gebirgsfront für die Zeit vom Oligozän zum Mittleren Miozän (von 38 bis 11,5 Mio. Jahre vor heute) ein Depötraum für den zukünftigen Alpenschutt geschaffen: das Molassebecken. In diesem Umfeld entstanden die nachfolgend zu besprechenden jüngeren Felsgesteine.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

FUCHS, W. (1985); HERB, R. (1988); HEJL, E. & GRUNDMANN, G. (1989); OBERHAUSER, R. (1968, 1980b, 1995); RING, U. (1994); SCHMID, S. M. et al. (1997); WINKLER, W. (1988); TRÜMPY, R. (1997).

2.3. Die jüngeren Felsgesteine, die Verteilung ihrer Vorkommen und ihre Geschichte: von der Oligozän- zur Miozän- und Pliozän-Zeit

2.3.1. Sedimentation und Tektonik von der Unteren Meeres- und Unteren Süßwassermolasse zur Oberen Meeresmolasse; von der Unteren Oligozän- zur Unteren Miozän-Zeit (von 38 bis 16,5 Mio. J. v. h.)

Über einer schon Obereozän-zeitlich im Molassebecken mit Flachmeer-Bildungen einsetzenden Sedimentation kam zunächst zur Zeit des Unteren Oligozän Flysch zur Ablagerung: die Deutenhausener Schichten. Sie sind an der Bödelestraße hinter Watzenegg oder auch im Gebiet von Egg-Großdorf aufgeschlossen. Die Sedimentbelieferung erfolgte mit der nun fortschreitenden Vertiefung vom teilweise verlandeten Alpenraum her, wobei im größeren Korn dunkle Dolomite auffallen, die Gesteinen der Grauwackenzone entstammen könnten. Darüber folgt mit den mächtigen Tonmergeln und den Pflanzenreste führenden Bausteinschichten, in denen im Schwarzachtobel verlassene Wetzsteinbrüche liegen, die Untere Meeresmolasse.

Während ihrer Ablagerung im Unteren Oligozän schürfte weiter hinten im Kontinentalrand-Bereich das näherrückende Deckengebirge schon verfestigte penninische Sedimente ab, welche nachfolgend durch Kräfte der Schiefen Ebene, auf ihr lagernde Jungschichten des Ultrahelvetikums und Helvetikums oft mit erfassend, ins Vorland hinaus befördert wurden. Es sind dies Feuerstätter und Liebensteiner Decke und die sehr weit vorgeglittenen Anteile: Sardona- und Ragazer Flysch. Das die letzteren unter-

lagernde Helvetische Autochthon wurde gleich nachfolgend von in die Tiefe abführenden Subduktionskräften erfasst und unter die Überlast des sich aufstürmenden Stapels von an schichtparallelen Trennflächen zergleitenden Helvetischen Decken hinuntergezogen. Sardona- und Ragazer Flysch werden daher als „eingewickelt“ bezeichnet.

Trotz dieser heftigen Tektonik, welche immer wieder Erdbeben ausgelöst haben dürfte, zeigt die Paläogeographie für die Zeit des Unteren Oligozän südlich bis südöstlich der Küste des Molasse-Meeres ein langsam aus einer Ebene ansteigendes Hügelland, jedoch kein höheres Gebirge. Träge dahinfließende Gewässer bringen ihre Feinkornfracht zur Küste, von wo aus der Weitertransport zunächst noch durch Turbidite erfolgt.

Die nach Norden und Nordwesten in Richtung Vorland vorrückende Orogen-Front zog ein tektonisch überdeckendes Ostalpin hinter sich nach. Oberflächennah waren es vor allem kalkalpine Gesteine, und zwar heute vielfach nicht mehr vorhandene höhere Decken. Dazu kamen auch nicht mehr erhalten gebliebene Jungschichten. Im tieferen Untergrund wurden zur gleichen Zeit infolge von Druck- und nachfolgend auch Temperatur-Erhöhung unten zurückgebliebene Anteile des Penninikums und des Helvetikums sowie vergrabene Teile des Vorlandes metamorph. Davon betroffene Flysche nennt man Bündner Schiefer.

Vom Oberen Oligozän zum Untersten Miozän (vom Unteren zum Oberen Eger) weist nun die massiver einsetzende Erosion ein durch die Kräfte der Isostasie hochgehobenes Gebirge nach, aus dem die mehrere 1000 m mächtige, Grobkorn-reiche Untere Süßwassermolasse geschüttet wurde. Nummulitenkalk-Gerölle und in den Schlammproben sehr häufige Eozän-Planktonforaminiferen weisen auf eine zur Zeit der Ablagerung der Weißbachschichten erfolgende Erosion der Jungschichten der Kalkalpen hin. Die Feldspat-reichen Sandsteine der nachfolgenden Granitischen Molasse wurden hingegen von Südwesten her geschüttet.

Später im Untermiozän zur Zeit der Ablagerung der Oberen Meeresmolasse vom Eggenburg über das Ottnang ins Karpat ereigneten sich hinten im Gebirge weitere tektonische Kraftakte. Die sich nun zu den kalkalpinen Geröllen häufiger gesellenden Flyschgerölle zeigen an, dass die Erosion bereits ins Penninikum hinuntergreift. Eine nun im Schwermineral-Spektrum einsetzende Epidot-Schüttung signalisiert, dass auch seine metamorph gewordenen Anteile freigelegt wurden. Man findet immer mehr Argumente dafür, dass neben der Erosion auch gebirgsparallele Dehnungsvorgänge verbunden mit Seitenverschiebungen bei der Freilegung des tieferen Untergrundes mitwirkten.

Nach sedimentologischen Dokumenten für diese Ereignisse kann man am Vorarlberger Rheintalrand von Dornbirn bis ins Schwarzachtobel in Tonmergeln, Bausteinschichten und Weißbachschichten mit grauen und bunten Tonmergeln, Sandsteinen und als „Nagelfluh“ bezeichneten Konglomeraten in der Abgeschürften Molasse forschen. Und dann weiter nach der Anpressfläche zur Aufgerichteten Molasse, von Bildstein bis zum Pfänder in der sehr mächtigen Granitischen Molasse sowie in der wiederum Konglomerat-reicheren Oberen Meeresmolasse.

Von Chur westlich des Rheins talabwärts kann man in den von der Erosion übriggelassenen Gebirgsruinen den gleichzeitig mit der Ablagerung der Molassegesteine erfolgten Gebirgsaufbau des Helvetikums studieren. Als dessen Resultat liegen heute Ragazer- und Sardonaflysch südlich Mels über dem Helvetischen Autochthon und unter der Verrukano-Decke. Jenseits der Walenseefurche liegt, an Trennflächen zerglitten, zunächst die hier nur aus einer Jura-Schichtfolge bestehende Axendecke. Darüber folgt dann die aus einer Kreide-Eozän-Schichtfolge bestehende Säntisdecke.

Der durch die Karte schräg nach Südosten verlaufende Profilschnitt zeigt auch den Herkunftsbereich der im Unter- bis Mitteloligozän abgeglittenen Feuerstätter- und Liebensteiner Decke. In ihn sind auch die „früh abgeglittenen“ Divertikel aus Sardona- und Ragazer Flysch heimzuweisen. Nachfolgend wurden dann vom unterschobenen Vorland weg aus Positionen, die heute unterhalb des Paznauntals liegen, drei helvetische Decken abgeschürft. Jurakerne enthaltend, sind es die Säntis-Grünten-Decke, die Hindelanger und die Hohenemser Decke. Sie wurden auf die „früh abgeglittenen“ Divertikel aufgeschoben. Letztere werden im Profilschnitt als „Eingewickelter Helvetikum“ bezeichnet. Die trennenden Scherflächen wären in der Tiefe ins Vorderrheintal südwestlich Chur hinüber zu verbinden. Die im Profilschnitt noch verwendete sehr bildhafte Bezeichnung „Wurzelzone“ entspricht eigentlich nicht mehr der Vorstellungswelt der heute allgemein anerkannten Plattentektonik.

All dies erfolgte unter Beeinflussung durch die Auflast der schon sehr lange vorher entwurzelten Ostalpinen Decken mit angegliedertem Rhenodanubikum, über der nach Süden sich hinunterbewegenden und dabei sich in der vorher besprochenen Weise zerlegenden Europäischen Plattform. Ihre dadurch in größere Tiefen verbrachten Anteile und das anschließende Penninikum wurden dabei durch zunehmenden Druck und Temperatur metamorph, was sich durch Mineral-Neubildungen in den durch die Erosion wieder freigelegten Gesteinen des Gebirges beiderseits des Rheintals in Graubünden nachweisen lässt.

Ausdünnende Dehnungsvorgänge parallel zu den Faltenachsen und eine immer wieder durch Gebirgshhebung verstärkte Erosion brachten Druckentlastung und Abkühlung. Der Schutt des vorher auflastenden Gebirges wurde durch die Alpenflüsse in die Ablagerungsräume der Molasse abgeführt.

Zur Zeit der Ablagerung der Oberen Meeresmolasse wurden diese von erneut nordwärts ausgreifender Tektonik erfasst und die Alpen-nahen Anteile als „Abgeschürfte“ und „Angepresste Molasse“ nach Norden fortschreitend einbezogen. Ihr tieferer Untergrund wurde dabei, bis unter das Verwall-Gebirge hinein, hinuntergezogen. Die ihm aufliegenden Sedimente wurden zu engen Mulden gefaltet und zwischen der sich aufrichtenden Vorlandmolasse und dem Alpenkörper eingeklemmt.

Gleichzeitig bis nachfolgend auf die Entwurzelung der Alpen-nahen Molassen geschieht die Kleinfaltung der Helvetischen Decken, namentlich der Säntisdecke. Es entstanden, immer die überschobenen höheren Decken einbeziehend, nord- bis nordwest-vergente Falten mit Radien von 50 bis 500 m, die sich, im Streichen meist nur einige Kilometer, jeweils zwischen Achsial-Depressions-Zonen erstrecken: so von Hohenems-Schwefel über den Staufan zur Ebniter Straße, oder von dort über die Weiße Fluh und die Klus zur Bezegg, oder von der Schnepfegg über den Hirschberg nach Schönenbach etc.

Schräg zu den Faltenachsen verlaufende Blattverschiebungen sind während der Faltung entstanden. Bekannt ist der Sax-Schwendi-Bruch, der sich im Talrand-Bereich der Alviergruppe ankündigt, vom Rheintal bei Sax durch das Gebirge ins Appenzell verläuft und dort in eine Trennfläche zwischen zwei Molasseschuppen einzuscharen scheint. Nordwest-verlaufende Brüche betreffen den Schellenberg, den Talrand von Sennwald bis Oberriet, bzw. von Götzis bis Dornbirn. Vielleicht haben sie, wie auch der Emsrüttlbruch, nichts mehr mit der Faltung zu tun und setzen das regional bedeutsame Churer Lineament fort.

Auch für eine heute tief unter der Rheinebene von Sargans zum Bodensee verlaufende Tiefenrinne könnte Lineament-Tektonik Vorarbeiten geleistet haben. Längs der den Canisfluh-Jura nach Osten abschneidenden linksseiten-verschiebenden Osterguntenstörung, die an die Trennfläche zur Molasse heranstreicht, hat sich die Faltung rechts

und links der Störung verselbständigt. Von größerer Bedeutung ist die ebenfalls links-seiten-verschiebende Gargellenstörung, die vom Landwassertal über Gargellen sowie durchs Verwall und über den Spullersee ins Lechtal führt. Ob sie noch mit im Illertal in Richtung Molasse verlaufenden Störungen zusammenhängt, ist ungewiss.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

BERTLE, H. (1970); EBEL, R. et al. (1983; Karte); EUGSTER, H. et al. (1960; Karte); FUCHS, W. (1976, 1980, 1985); HANTKE, R. (1983, 1991); HEIERLI, H. (1984); HEJL, E. & GRUNDMANN, G. (1989); HUF, W. (1963); LEMCKE, K. (1975, 1988); HEIM, A. et al. (1928); MATTMÜLLER, C.R. (1996); MÜLLER, M. (1984); OBERHAUSER, R. et al. (1982, 1992; Karte); PFIFFNER, A. (1978, 1981); SAXER, F. (1964, 1965; Karte); SCHWERD, K. et al. (1986); TRUMPY, R. (1969, 1980).

2.3.2. Sedimentation und Tektonik während und nachfolgend der Ablagerung der Oberen Süßwassermolasse von der Mittleren zur Oberen Miozän-Zeit (von 16,5 bis 5,0 Mio. J. v. h.)

Die wiederum mächtige und Nagelfluh-reiche Obere Süßwasser-Molasse setzt im Gipfelbereich des Pfänders ein und reicht über das Baden ins Sarmat. Die Gerölllieferung erfolgte hauptsächlich wieder aus den damals noch sehr weitflächig abdeckenden Kalkalpen. In diesen waren zu dieser Zeit, verursacht durch orogenparallele Dehnung, das Gebirge zerteilende Seitenverschiebungen immer wieder wirksam geworden.

Ab dem Baden und im Sarmat, evtl. übers Pannon ins Pliozän hinein anhaltend, liefen weiter hinten im Gebirge unter geringer Überlagerung die späthelvetischen Stauch- und Gleitphasen ab. Bei Straßen- und Tunnelbauten in der Walenseefurche sind tektonische Brekzien aufgeschlossen worden, welche auf damals neu aktivierte Bewegungshorizonte hinweisen. Alpenauswärts fortschreitend wurde das Molassebecken weiter einbezogen und der Aufrichtungswinkel der Vorland-Molasse noch mehr versteilt.

Zu dieser Zeit hatte der Ur-Rhein seinen heutigen Weg im Bodensee-Rheintal zunächst noch nicht gefunden. Er entwässerte zusammen mit der Ur-Landquart und vielleicht auch der Ur-III über das Toggenburg zum Hörnli-Irchel-Schuttfächer sowie die Ur-Lutz und Ur-Frutz nach Nordwesten über den Sommersberg-Schuttfächer bei Altstätten in Richtung St. Gallen - Thurgau. Eine Ur-Bregenzerrach schüttete den Pfänder-Schuttfächer, eine Ur-IIIer den Adelegg-Schuttfächer. Als weitere Vorflut wirkte im Bereich des Thurtales die Glimmersand-Rinne, welche in Richtung Rhonetal zum Mittelmeer verlief.

Nachfolgend, noch Miozän-zeitlich, entwickelte sich eine Verbindung einer Ur-Aare über das Donausystem zur Paratethys, von der aus auch die weiter nach Osten aus den Alpen austretenden Flüsse abgefangen wurden. Da diese Umorientierung des Abflusses durch Hebungsvorgänge verursacht wurde, fand sich für den Abtrag kaum ein Depotraum, und es sind aus dieser Zeit keine Sedimente nachweisbar.

An der Umorientierung des Bündner Ur-Rheines ins Bodenseerheintal haben die vorher erwähnten späthelvetischen Stauch- und Gleitphasen mitgewirkt. Durch sie wurde hier das alte Alpentor des Ur-Rheins nach Nordwesten durch eine erneut alpenauswärts bewegte Axen- und Säntisdecke und dadurch abgeschürfte Molasse-Anteile verstellt.

Sicherlich boten dem nach Nordosten durchbrechenden Rhein von Sargans in Richtung Feldkirch die vor dem Kalkalpen-Westende in Richtung Prätigau einschwenkenden Flysche wenig Widerstand. Es war auch der talparallele Verlauf der anschließenden

Inselberge bei Feldkirch förderlich, ebenso vermutlich schon damals das Churer Li-
neament fortsetzende Störungen.

Weiter nach Nordnordosten längs des Rheins etwa bis Mäder schließt dann die sehr
ausgeprägte Achsial-Depression in der Säntis-Decke an, vielfach begleitet von Tal-
rand-parallelen Blättern. In Richtung Bodensee wird dann jene durch eine Reduzierung
der Nagelfluh-Anteile bewirkte Verschmälerung der Abgeschürften Molasse nördlich
von Dornbirn wirksam, und so der erodierende Fluss vom Anschluss an den Sommers-
berg-Fächer nach Osten weggeführt. Auch unter dem Bodensee-Ufer sind in der Auf-
gerichteten Molasse feinkornreichere Sedimente zu vermuten. Die Ur-Donau dürfte
dann der Alpenrhein über Ravensburg längs der heutigen Schussen nach Norden bei
Ehingen erreicht haben.

Nordwestlich der späteren Lechmündung in die Donau erfolgte bei Nördlingen noch
zur Zeit des Baden vor ca. 15 Millionen Jahren der Impakt eines großen Steinmeteori-
ten, der mit einer Geschwindigkeit von etwa 16 km pro Sekunde aufschlug und 600 m
tief in die Gesteine der Alb eindrang. Zunächst kam es zu einem flachen Ausschub und
Auswurf von Trümmern bis 40 km ins Umland. Eine dem Verdampfen des Meteori-
ten nachfolgende Gasexplosion erbrachte einen weiteren Auswurf, der auch durch
den Impakt neu gebildete Gesteine (den Suevit) mit betraf. Die Umrisse des Kraters von
ca. 25 km Durchmesser zeigen sich heute noch im Kartenbild. Sicher wurde auch der
Alpenraum von der Katastrophe miteingefasst, namentlich seine damalige Lebewelt. In
tektonischer Hinsicht ist eine Verstärkung der Erdbebenaktivität anzunehmen.

Im Oberen Obermiozän waren die heute zu Basalt-Stümpfen zurückgewitterten Heg-
gau-Vulkane nordwestlich des Bodensees aktiv. Da zu dieser Zeit im östlichen Boden-
seeraum nicht mehr sedimentiert wurde, sind vom Hegau her stammende Tuffe am
Pfänder nicht mehr nachweisbar.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

BUCHNER, E. (1998); EBERHARD, M. (1986); MÜLLER, M. (1985b); FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996); FUCHS, W. (1976, 1980); HANTKE, R. (1983, 1991); HEIERLI, H. (1984); HEIM, A. et al. (1928); HERRMANN, P. (1985; Karte); HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1983; Karte); MATTMÜLLER, C.R. (1996); SAXER, F. (1965; Karte); SCHREINER, A. et al. (1991); SCHWERD, K. (1986; Karte); SCHWERD, K. & ZEH, U. (1986; Karte); VOLLMAYR, Th. (1956, 1957; Karte); VOLLMAYR, Th. & ZIEGLER, J.H. et al. (1976; Karte); ZACHER, W. (1972; Karte).

2.3.3. Hebung von Gebirge und Vorland verlagern zur Pliozän-Zeit die Sedimentation schrittweise in immer entferntere Gebiete (von 5,0 bis 2,5 Mio. J. v. h.)

Aus der Pliozän-Zeit fehlen Sedimente, Abtragung hat vorgeherrscht. Der Grund da-
für ist eine Gesamthebung des Alpenkörpers und seines nördlichen Vorlandes, die in
besonderem Maß die Schweizer Zentralmasse mit etwa 2000 m betraf. Der Bodensee-
raum dürfte sich seit der Ablagerung der Oberen Meeresmolasse um etwa 1000 m ge-
hoben haben. Es wurde unermüdlich erodiert und der Fels bis zum Feinkorn zermahlen,
und dieses dann über den Alpenrhein der Aaredonau etwa nördlich Biberach bei Ehingen
zugeführt. Gegen Ende der Pliozänzeit wurde vom Oberrheingraben her die Aare
abgefangen. Nun verlief die Europäische Wasserscheide vom Säntisgebirge über
Hörnli und Irchel zum Randen und zum Schwarzwald. Jedoch Alpenrhein und Iller flos-
sen weiterhin nach Norden zur Donau. Durch diese Hebungsvorgänge wurde der Rück-
zug der Paratethys in Richtung Schwarzes Meer eingeleitet. Zu Sedimentablagerun-
gen im größeren Umfang kam es erst im Miozän-zeitlich eingebrochenen Wiener

Becken und im großen Umfang im anschließenden pannonischen Becken im heutigen Ungarn.

Zeugen dieser Hebungs-Vorgänge sind die Überbleibsel alter Landoberflächen, auf denen sich an den Talrändern die Berg-Gemeinden aneinanderreihen, wie etwa zwischen Götzis und Feldkirch: Meschach, Fraxern, Viktorsberg, Dafins, Batschuns-Suldis und Übersaxen zwischen 750 und 900 m, oder auf höherem Niveau hinter Dornbirn die Altfläche Kühberg – Schuttannen von 950 bis 1100 m, oder hinter Hohenems auf etwa 1100 m Alpele – Millrütli – Spallen – Moos etc. Auch auf der Sonnseite des Großen Walsertales reihen sich um 900 m die Ortschaften Thüringer Berg, St. Gerold, Blons, Sonntag und Buchboden hintereinander. Von oben nach unten markieren dabei jeweils die „Ebenheiten“ die „alte Landoberfläche“ und die darunter liegenden „steilen Hänge“ eine zeitlich nachfolgende „Hebungsphase“, die zu verstärkter Abtragung führte.

Ebenso wurden durch diese Hebungsvorgänge unterirdische Wasserwegsamkeiten aktiviert und im Kalkgebirge zu Höhlensystemen erweitert. Es besteht ja ein Drittel der Landesfläche Vorarlbergs aus Gesteinsverbänden mit hohem Karbonat-Anteil und ist deshalb bei meist großem Relief verkarstet. Neben dem typischen hochalpinen Karst mit großen Karrenfeldern am Gottesacker-Plateau des Hochifens und des Sulzfluhgebietes sind vor allem die „unauffälligen“ Grünkarstbereiche des Bregenzerwaldes und der Rheintalhänge fast durchwegs unterirdisch zu wenigen, umso größeren Quellen hin entwässert.

Die meisten der etwa 670 größeren Höhlen in Vorarlberg sind im Schrattenkalk und im Sulzfluhkalk angelegt. Nur wenige von ihnen führen heute noch Bäche, ein Zeichen dafür, dass die heutige Entwässerung tiefer im Gebirge erfolgt. Auch ein Beweis für anhaltende Gebirgshebung.

Über etwaige tiefere unter die Talböden reichende aktive oder ruhende Karstschläuche weiß man hingegen nichts. So liefert die Höhlenkunde keine Argumente dafür, dass etwa nachfolgend einer Höhlenentstehung noch Senkungsvorgänge stattgefunden hätten.

Die diese jungen Hebungsvorgänge begleitende Erosion behindert einerseits fortlaufend die tangentielle Übertragung tektonischer Kräfte, legt aber andererseits immer wieder die Resultate ihres Wirkens frei, so die von Albert HEIM beschriebenen prachtvollen Gesteinsfalten im Säntisgebirge – aber auch deren Fortsetzungen nach Vorarlberg! In den noch nicht von der Erosion geöffneten Tiefen wirken diese Kräfte aber weiter und lassen das Gebirge weiterhin in Richtung Vorland wachsen.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

LEMCKE, K. (1975, 1988); HANTKE, R. (1991); KELLER, O. (1994); KRIEG, W. (1988); SCHWERD, K. et al. (1996).

2.4. Die überlagernden Lockergesteine und ihre Geschichte: Vom Pleistozän zum Holozän

2.4.1. Ein Absinken der mittleren Jahrestemperaturen um 5–10° verursacht im Pleistozän (von 2,5 bis 0,01 Mio. J. v. h.) viele Male Vergletscherungen bis weit ins Vorland hinaus

Nachdem gegen Ende der Miozän-Zeit durch die Alpenhebung der Abfluss in Richtung Rhone verbaut wurde, stellte sich das Flusssystem des Ost-Westalpen-Grenzgebietes zusammen mit der Aare zunächst auf die Ur-Donau ein. Nachdem am Ende der Pliozänzeit die Aare in Richtung Oberrheingraben ausbrach, verblieb im älteren Pleistozän der durch das Bodensee-Rheintal abfließende Alpenrhein zunächst weiter der

Donau tributär. Immer war dabei eine Art Ur-Bodensee zwischengeschaltet. Zu dessen Entstehung trug die von Freiburg im Breisgau her nach Ost-südost durch Schwarzwald und Randen zum Bodensee-Südufer streichende Bonndorfer Grabenzone bei. Sie war bis ins Unterpliozän aktiv und begünstigte sicherlich Fluß- und Eiserosion. In ihr waren vorher die Vulkangebiete des Kaiserstuhls und des Hegau aktiv gewesen. Auch der Freudenstädter Graben dürfte über Tuttlingen zum Überlinger See einschwenken.

Durch die Klimaschwankungen kontrolliert, flossen durch das durch die Pliozän-zeitlichen Hebungen geschaffene Erosions-Relief viele Male Eisströme weit ins Vorland hinaus. Dabei schürften sie im Bodenseerheintal und im anschließenden Bodensee weit unter das Meeresniveau hinunter. Ebenso oft schmolzen sie wieder in die Hochgebirge zurück. Denn wir können heute mindestens sieben Kaltzeiten konkreter erfassen und müssen innerhalb jeder Kaltzeit mit mehreren Eisvorstößen und Rückzügen rechnen.

Immer wieder kam es dabei zur Ausbildung eines Ur-Bodensees. Er war oft viel größer als heute. In den Warmzeiten des Plio- und Pleistozän erfolgte sein Abfluss nach Nordosten zur Ur-Donau, ebenso in den Kaltzeiten jener der Schmelzwässer der immer wieder in ihn eingedrungenen Eismassen. Eine bedeutende Verlegung der Europäischen Wasserscheide nach Osten bewirkte dann die Umleitung des Bodensee-Abflusses von der Donau weg und, zunächst über ein heutiges Nebental der Aare, zum Hochrhein hin. Sie soll nach der Günz-zeitlichen Vorland-Vergletscher erfolgt sein, vielleicht 600.000 Jahre v. h., zur Zeit des *Homo heidelbergensis*.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

HANTKE, R. (1978, 1980, 1983, 1991); JERZ, H. (1996); KELLER, O. (1994, 1995); KELLER, O. & KRAYSS, E. (1997); SCHOLZ, H. & SCHOLZ, U. (1991); VILLINGER, E. (1998).

2.4.2. Die Würmeiszeit als letzte Eiszeit (von 115.000 bis 10.000 Jahre v. h.)

und das nachfolgende Holozän als Beispiel für eiszeitliche Abläufe

Das Eiszeitalter begann um etwa 2,5 Mio. J. v. h. vom Höchststand der Würmvereisung bis heute sind nur ca. 20.000 Jahre vergangen. So wird klar, dass die zu besprechenden Würm-eiszeitlichen Bildungen, die uns fast allein erhalten geblieben sind, nur über einen sehr kleinen Teil der eiszeitlichen Ereignisse Auskunft geben können. Vorstöße von Eismassen bis über den Bodenseeraum hinaus gab es sehr viele Male.

Dennoch dürfte die Würmeiszeit ausreichen, um einen Eindruck von der erdgeschichtlichen Eigenart eiszeitlicher Abläufe zu vermitteln. Weil der vorstoßende Würmgletscher fast alle Ablagerungen früherer Eiszeiten weggeschürft hatte, sind ihm fast alle in der Karte verzeichneten eiszeitlichen Ablagerungen zuzuordnen. Es sind dies Moräne, Schotter, Sande oder Seetone aus vom Gletscher angestauten Nebentälern etc. Solche aus der vorhergehenden Rib-Eiszeit, deren Höchst-Eisstand vielleicht um 200 m höher lag, finden sich fallweise noch an den höheren Talflanken.

Der letzte Abschnitt der Würmeiszeit begann etwa vor 70.000 Jahren. Durch viele oft sehr lange Interstadiale unterbrochen, ergab sich ein Gletscher-Höchststand etwa um 20.000 Jahre vor heute. Bei der Talgabelung von Sargans, wo sich der Bündner Rheingletscher in einen Bodensee- und einen Linth-Rheingletscher teilte, lag er auf 1700 m über NN, bei Feldkirch bei mindestens 1550 m, im Talquerschnitt Rüthi – Rankweil auf über 1400 m, auf der Hohen Kugel und am Fähnern auf über 1300 m. Im Zusammenfluss-Bereich von Rhein- und Bregenzerach-Gletscher liegt ein Wall auf 1200 m, für Bregenz werden 1000 bis 1050 m angenommen und am Rorschacher Berg 960 m.

Die äußeren Endmoränen Hochrhein-abwärts liegen in den Tälern des Randen und im Klettgau bei Schaffhausen. Das Abschmelzen des Würmgletschers erfolgte sehr rasch. Etwa vor 14.500 Jahren lag der Spiegel des wieder entstehenden Bodensees für kurze Zeit um ca. 15 m höher als heute und erreichte einen Eisrand mit vielleicht aufschwimmendem Eis links und rechts vom Kummern bei Götzis. Nach ¹⁴C-Bestimmungen war das Gebiet von Feldkirch mindestens seit 13.400 Jahren wieder eisfrei, wahrscheinlich aber schon früher. Denn vor 14.000 Jahren dürfte sich der Gletscher bis zur Talgabel bei Sargans und bald danach bis nach Chur zurückgezogen haben, wobei der Rheintalsee mit allmählich sinkendem Spiegel nachfolgte.

Seine Verfüllung begann gleichlaufend mit seiner Entstehung, schritt aber im Gebirgsinneren schneller voran. Schon vor etwa 13.500 Jahren wurde er vom Prätigau her durch den Landquartfächer geteilt. Um 12.230 trennte der Seez-Schutfächer aus dem Weißtannental den Rheintalsee vom Walensee ab. Vor 10.100 Jahren stand bei Feldkirch-Giesingen auf einem ihn einengenden Ill-Frutz-Fächer auf 415 m Meereshöhe ein Föhrenwald. Vor etwa 4.000 bis 3.000 Jahren war der südliche Rheintalsee schon lange, wenn auch nur lückenhaft, verfüllt, und es dürfte sich die Rheinebene bereits wieder bis Lustenau vorgebaut haben. Eine Zeitmarke von ± 1.900 vor heute ist die Trasse der Römerstraße zwischen St. Magarethen und Lauterach.

So ist also eine Rheinebene, die sich bis hinauf nach Graubünden erstreckt, viele Male vergangen und entstanden. Immer wieder flossen oft bis unter Meeresniveau tiefkerbende Eisströme durch das Tal und die Bodensee-Hohlform weit ins Alpenvorland hinaus. Beim Abschmelzen folgte immer ein Rheintal-Bodensee dem zurückschmelzenden Eis nach. Seine Verfüllung erfolgte von den zunächst vegetationlosen und oft übersteilten Talflanken her durch Murschutt, Talzuschub, Bergsturz und Hangschutt, ebenso durch Kies und Sand einspeisende Flüsse und Bäche. Des weiteren auch aus der Trübe des Stromes sowie seiner Geschiebefracht mit Ton, Schluff, Sand und Kies. So wird immer wieder eine Rheinebene vorgebaut und entstehen in den Restseen, wie heute bei Lauterach oder Koblach, immer wieder Niedermoore.

Ebenso wurden durch die vorstoßenden und sich zurückziehenden Eismassen die Erosions- und Sedimentationsabläufe in den Gebieten außerhalb der Tallandschaften, sei es an den Talrändern oder im Gebirge, sei es im Umfeld eines Bodensees, sich immer wiederholend beeinflusst. Bedingt durch die relative Höhenlage erfolgte aber hier sowohl die Erosion als auch die Sedimentation, im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Talebene, im Regelfall unter Voraussetzungen, die ein rascheres Abfließen von Oberflächen- und Grundwasser erlaubten.

Es schürfte hier der vorstoßende Gletscher nicht nur aufgelockerte Oberflächen samt auflagernden Schuttmassen ab, sondern er schnitt tief ins Gebirge hinein. Beim Zurückschmelzen blieben neben Moränenschutt auch Eisstau-Sedimente aus Kies, Sand und Ton zurück, vor allem in den meist früher als das Haupttal eisfrei werdenden Nebentälern. Dies gilt in größerem Umfang auch für den vor dem Rheintal eisfrei gewordenen Bregenzerwald.

So bietet sich in der letzten Hocheiszeit, im Pleniglazial der Würmeiszeit, vor etwa 20.000 Jahren etwa folgendes Bild von Vorarlberg: Die großen Hauptgletscher (Rhein-, Ill-, Bregenzerach- und Breitachgletscher) werden durch die Seitentalgletscher miternährt. Aus dem Eisstromnetz ragen nur wenige hohe Gipfel als Nunatakker heraus. Die Gletschermassen, sich gegenseitig oft berührend und abdrängend, stoßen mit meist sehr geringem Gefälle und größtenteils Nährgebiete darstellend, gegen Norden vor. Die gegenseitige Beeinflussung der Eismassen führt vielerorts zu Stauerscheinungen.

Beim raschen Abschmelzen am Ende der Würmeiszeit wurden kleinere und weniger hoch gelegene Bereiche der Seitentäler in der Regel deutlich früher eisfrei als die

Haupttäler mit ihren trägen, länger ernährten, riesigen Eismassen, sodass im Bregenzerwald und im Großwalsertal große Eisrandstauseen entstanden, die durch Deltaschüttungen mit Schotter ganz oder teilweise verfüllt wurden. Die Seitenbäche konnten häufig nicht ins noch durch Eis abgedämmte Haupttal schütten und mussten kurzfristig oft schon vorerodierte haupttalparallele Trockentäler benützen - noch heute charakteristische Züge am Walgau-Sonnenhang und am Rheintalrand. Im wesentlichen Pliozän-zeitlich durch chemische Erosion geöffnete Höhlensysteme wurden dabei wieder als Abflusswege benützt. Erst nach dem Abschmelzen auch der Haupttalgletscher bildeten sich holozäne Schlucht- und Klammstrecken in den Unterläufen der Seitentäler aus. Die zahlreichen Hängetäler haben sich fluvial und nicht durch Glazialerosion gebildet.

Nach dem jeweiligen Abschmelzen des Eises bestimmten die Verwitterungsart der Gesteine und die Umstände der Geländeform, oder ob das Medium seiner Ablagerung Luft oder Wasser war, welche Art Schutt angeliefert wurde: Löß, Bergsturz, Hangschutt, Rutschmassen, Muren, Bach- oder Seeablagerungen. Ob dieser Schutt liegen blieb oder aber weiter transportiert wurde, hing von Art und Größe des Depotraumes ab.

Die größten Ansammlungen von Lockergesteinen, namentlich von Seetonen, mit Mächtigkeiten bis über 700 m hinaus, befinden sich im Rheintal abwärts vom Kummern bei Götzis etwa bei Diepoldsau. Abseits der Fließstrecken im unteren Rheintal bildeten sich zuletzt vielfach Niedermoore aus, u. a. bei Ruggell, Koblach, Kriessern oder Lauterach.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

DE GRAAF, L.W.S. (1992, 1997); DE JONG, M.G.G. et al. (1997); EBERLE, M. (1987); HÄRING, Ch. et al. (1994; Karte); HANTKE, R. (1978, 1980, 1983, 1991); JERZ, H. (1996); KELLER, O. (1994, 1995); KELLER, O. & KRAYS, E. (1997); KRIEG, W. (1968); LOACKER, H. (1971); SCHOLZ, H. & SCHOLZ, U. (1991); SCHOOP, R.W. & WEGENER, H. (1984); SCHREIBER, H. (1910); VILLINGER, E. (1998); WILDI, W. (1984; Karte); WILDI, W. & PUGIN, A. (1998).

2.4.3. Erdbeben

Eine normal auf den Alpenbogen gerichtete Druckspannung und eine in Streichrichtung der Alpen wirkende Zugspannung bzw. minimale Druckspannung ist seit der Tertiärzeit erhalten geblieben. Erstere ist im Felsuntergrund in der Nordschweiz und im anschließenden Vorarlberg nach Nordnordwesten gerichtet, letztere westsüdwest-ostnordost.

Dadurch wird nachgewiesen, dass alpenauswärts drängende tektonische Kräfte nach wie vor wirksam sind. Eine nordwestlich an die hochgehobenen autochthonen Massive anschließende Zone erhöhter Erdbeben-Häufigkeit erreicht zwischen Sargans und Dornbirn das Alpenrheintal und zieht, diese Richtung beibehaltend, durch Vorarlberg weiter. Ebenso verläuft eine solche vom Bodenseegebiet durch das St. Galler Rheintal in Richtung Chur und Veltlin. Ein stärkeres Beben in Feldkirch wird aus dem Jahre 1778 vermeldet. Schwerpunkte der Seismizität befinden sich auch bei Chur und nahe Buchs - Sennwald und im Bodensee-Gebiet. In den letzten Jahren galt das Gebiet zwischen Feldkirch und Götzis als Kleinbebenherd, u.a. bei Meiningen, wobei es sich um Aktivitäten seichter Herde von 3–4 km Tiefe handelt. Sie setzen nur wenig Schwingungsenergie frei. Einzelne heftige Erdstöße gibt es gelegentlich im Bereich Klostertal in Richtung Arlberg, zuletzt wiederholt im Jahre 1996 und 1998 im Großwalsertal.

Die ab dem Oberen Miozän nachweisbaren Hebungsvorgänge halten gerade im Ost-Westalpen-Grenzbereich weiter an. So konnten Präzisions-Nivellements in den

zentralen Alpen pro Jahr Hebungen im Millimeterbereich feststellen, was größenordnungsmäßig dem Abtrag etwa gleichkommen könnte.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

BAER, M. et al. (1997); DEICHMANN, N. et al. (1998); DRIMMEL, J. (1980); KELLER, O. (1995); PAVONI, N. (1977, 1987); PAVONI, N. et al. (1997); PFIFFNER, O.A. et al. (1997); SCHNEIDER, G. (1997); TRÜMPY, R. (1998)

3. Zur Kartenlegende: Ordnungszahlen 1–59

1–4) Quartär (Pleistozän–Holozän)

Posttektonische Lockersedimente

Neben einer Abgrenzung der letzten Eisrückzugsgebiete (1) wurden die Sedimente in den übertieften Tälern (2), mit zusätzlicher Ausscheidung einmündender Deltas (3), jenen auf den Talrändern und im Gebirge (4) gegenübergestellt. Isohypsen, bezogen auf die Sedimentbasis in Bodensee, Rheintal und Walgau verweisen auf die glazialgeologische bis neotektonische Problematik der übertieften Alpentäler.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

DE GRAAF, L.W.S. (1992, 1997); DE JONG, M.G.G. et al. (1995); EBERLE, M. (1987); HANTKE, R. (1978, 1980, 1983, 1991); KELLER, O. (1994); KELLER, O. & KRAYSS, E. (1997); LOACKER, H. (1971); WILDI, W. (1984; Karte); SCHOOP, R.W. & WEGENER, H. (1984); VILLINGER, E. (1998).

5–12) Vorland, nach Süden unter den Alpen zunehmend tektonisiert (Übergang zum Helvetikum)

Der in Tiefbohrungen unter der Molasse erschlossene Untergrund des Vorlandes kommt mit variszischem Kristallin (12) und einer sich darüber vom Perm zum Eozän zunehmend komplettierenden Schichtfolge (8–11) nordwestlich Chur schon deutlich verfault als helvetisches Autochthon zutage. Seine Fortsetzungen, unter das Deckengebäude der Ostalpen hinein, werden im Profilschnitt tief unter der Silvretta dargestellt.

Hier noch als Flysch bezeichnete Sedimente (in 8) leiten die Sedimentation im sich an der Wende vom Eozän zum Oligozän ausbildenden Molassetrog ein. Durch eine Verlandungs-Phase vom Oberen Oligozän zum unteren Untermiozän unterbrochen, blieb das Meer bis ins Obere Untermiozän erhalten. Bis zum Ende des Mittelmiozän folgen dann wieder Süßwasser-Ablagerungen.

Vor der sich Vorland-wärts bewegendes Orogenfront liegend, wird das Molassebecken dabei mit großen Sedimentmassen beliefert und zugleich fortschreitend in die Tektonik einbezogen. Dabei zuerst eingeeengt, dann entwirzelt und verschleppt, entstanden als eigenständige tektonische Körper die Abgeschürfte (7) und Angepresste Molasse (6). Als Folge der alpenauswärts fortschreitenden Tektonik wurde dabei der jeweilige Südrand der ungefalteten Molasse immer wieder losgeschürft, aufgerichtet und nachfolgend überwältigt. So entstand zuletzt im Oberen Miozän eine Aufgerichtete Molasse (5). Pliozäne und quartärzeitliche Hebungsvorgänge fördern nachfolgend die Erosion.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

EBERHARD, M. (1986); EUGSTER, H. et al. (1960; Karte); FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996); FUCHS, W. (1976, 1980); HANTKE, R. (1991); HEIM, A. et al. (1928); HERRMANN, P. (1985; Karte); KELLER, O. (1994); LEMCKE, K. (1988); MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1980); MÜLLER, M. (1984); OBERHOLZER, J. (1920); PFIFFNER, O.A. (1980); SAXER, F. (1965; Karte); SCHOLZ, H. (1986); SCHREINER, A. et al.

(1991; Karte); SCHWERD, K. (1986; Karte); SCHWERD, K. & ZEH, S. (1986; Karte); SCHWERD, K. et al. (1995, 1996b); TRUMPY, R. (1969); VOLLMAYR, Th. (1956, 1958; Karte); VOLLMAYR, Th. & ZIEGLER, J.H. (1976; Karte).

13–24) Helvetikum (Terrestrische und Flachmeersedimente des Vorlandes, fernverschürfte Anteile)

Auf dem nach Süden hinter dem Ablagerungsraum der abgeschürften Molasse sich weiter vertiefenden Schelf liegen die Ablagerungsräume des Helvetikums in nördlicher und südlicher Ausbildung. Vom Oberen Oligozän zum Miozän wurden sie von der nordwärts ausgreifenden Tektonik erfasst und in Decken gegliedert.

Die weit draußen am Kontinentalrand abgelagerten ultrahelvetischen Folgen wurden schon im Unteren Oligozän gleich nach der Kontinentalkollision hochgeschürft und dem von Süden anrückenden Deckenkörper angegliedert. Dadurch in eine Hochlage verbracht, glitten sie vom Unteren zum Mittleren Oligozän in die in Richtung Vorland anschließenden Ablagerungsräume des nördlichen Helvetikums hinein, dabei schon Alpen-nahe Anteile der Unteren Meeresmolasse abdeckend.

So lagern sie heute östlich des Rheins mit Jura-Anteilen als Schuppe des südlichen Fläscherberges (22) und mit Kreide-, Paleozän- und Eozän-Anteilen als Liebensteiner Decke (19) auf, vor, oder unter der Säntis- und Grüntendecke. Auf der Hohen Kugel und bei Dafins findet sich auch ultrahelvetische Unterkreide.

Am Alpenrand beiderseits des Rheintales sind die Jungschichten südlicher Herkunft oft mit solchen nördlicher Herkunft (13) verschuppt, was westlich des Rheins auch für den Flammenegg-Zug (13 f) zutrifft.

Der Liebensteiner Decke östlich des Rheins entspricht westlich von ihm am Alpenrand die Schuppenzone von Brülisau (20) und weiter im Süden die Schuppenzone von Wildhaus (21).

Rheintalaufwärts südlich Ragaz liegen dann die damals im Unteren bis Mittleren Oligozän noch weiter nach Norden gegliederten Schuppen auf dem Helvetischen Autochthon und unter der Verrukano-Decke als Ragazer Flysch (23) mit eingelagerten Schürflingen aus Trias (24 t), Jura (24 j) und Kreide (24 k). Zusammen mit damals mitgerissenen Divertikeln aus dem Ablagerungsbereich der penninischen Feuerstätter Decke, dem Sardona-Flysch, werden sie als eingewickelter Ultrahelvetikum und Penninikum bezeichnet.

Zu dieser Einwicklung kam es dadurch, dass sich bald nachher im davor überglittenen Hang Scherflächen ausbildeten, aus denen heraus die Helvetischen Decken abgeschürft und, nachfolgend einer Ruhephase, in den Molasseraum eingebracht wurden. Nach Beginn des Unteren Miozän zerglitten sie dabei westlich des Rheins in eine Verrukano- (17), Axen- (16) und Säntisdecke (18).

Im Bereich des Profilschnittes individualisierte sich zur gleichen Zeit eine Hohenemser Decke (14), der auch die Jungschichten am Alpenrand zugehören können (13), sowie die Hindelanger- (15) und die das Rheintal unterquerende Säntis- und Grüntendecke (18). Der Quintner Kalk des Oberen Jura (j) wurde im Profilschnitt in den Helvetischen Decken ausgeschieden.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

ALEXANDER, K. et al. (1965); COLINS, E. et al. (1990); EUGSTER, H. et al. (1960, 1982; Karten); FELBER, P. & WYSSLING, G. (1979); FESSLER, U. et al. (1992); FÖLLMI, K.B. (1989); FÖLLMI, K.B. & OUWEHAND, P.J. (1987); FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996); FUCHS, W. (1971); GRÜNVOGEL, E. (1940); HANTKE, R. (1961); HEIERLI, H. (1984); HEIM, A. et al. (1933, 1934); HEIM, A. & OBERHOLZER, J. (1917; Karte); HERB, R. (1988); MEESMANN, P. (1926); MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1980); MÜLLER,

M. (1985); OBERHAUSER, R. (1953, 1956a,b, 1980b,c, 1983, 1988); OBERHAUSER, R. et al. (1992, 1994; Karten); OBERHOLZER, J. (1920; Karte); PFIFFNER, O.A. (1978, 1981); SAX, H. (1925); SCHAAD, H. (1926); SCHWERD, K. et al. (1995, 1996b); SCHWIZER, B. et al. (1985; Karte); SCHOLZ, H. (1984); TRÜMPY, R. (1969); TRÜMPY, R. et al. (1980a,b); VACEK, M. (1879); WYSSLING, G. (1984, 1986); ZACHER, W. (1973); ZACHER, W. (1985, 1990; Karten).

25–48) Penninikum (Durch Ozeanisierung entstandener Raum größerer Meerestiefe mit Flysch-Sedimenten und kalkigen Sedimenten auf Hochzonen)

Die tiefermeerisch abgelagerten Flyschgesteine haben bei ihrer Paleozän- und Eozän-zeitlichen Entwurzelung ihren tieferen Untergrund, an dem vulkanische Ozeanboden-Gesteine vermutlich großen Anteil hatten, fast völlig verloren. Daher ist die Heimweisung in die ursprünglichen Nachbarschaften nicht mit Sicherheit möglich. Das gilt in geringerem Maße auch für die Relikte der in die Flyschräume eingeschalteten Hochzonen.

Die infolge tektonischer Ausdünnung in ihrer Mächtigkeit sehr stark wechselnde Feuerstätter Klippendecke (25) entstammt dem Kontinentallhang-Bereich. Sie beinhaltet aber auch Gesteinsabfolgen, welche durch den überlagernden Vorarlberger Flysch (26) von weit im Süden her mitgeschürft wurden.

Für letztere ist gemeinsam mit der Oberstdorfer Decke (27), dem Vaduzer Flysch mit Gaschloserie (28) und dem Bargella Flysch (29) ein Ablagerungsraum weiter im Süden im Umkreis der Herkunftsbereiche der Gesteine von Falknis- (38) und Tasna-Decke (40, 41) mit hoher Wahrscheinlichkeit anzunehmen. In den Tafeln wird ein Ablagerungsraum nördlich von letzteren darzustellen versucht. Dies darum, weil die Unterkreide-Ablagerungen der Oberstdorfer Decke im Allgäu mit Tristelschichten und Gaultflysch unter den Kalkalpen und dem Silvrettakristallin hindurch zur Falknis- und Tasna-Decke sowie zur Fimberzone enge Beziehungen erkennen lassen.

Die Flyschfolgen der höheren Oberkreide des dem Rhenodanubikum zuzuordnenden Vorarlberger Flysches zeigen mit den Gosauablagerungen der Kalkalpen verbindende Geröll- und Schwermineralspektren. Daher ist anzunehmen, dass die Kalkalpen auf ihrer ganzen Länge vom „Rhein“ bei Feldkirch bis zur „Donau“ bei Wien diesen „Rhenodanubischen“ Flysch über nördlich anschließende Flyschräume hinweg während der Eozänzeit nach Norden mitgeschleppt haben.

Die dabei beim Ferntransport hinten unten zurückgebliebenen Flysche liegen heute im Süden. Dort durch die Eo- bis Oligozän-zeitliche Tektonik in eine Tiefenlage verbracht, sind sie in ihren tieferen Anteilen zunehmend metamorph geworden und werden dann Bündner Schiefer genannt. Im Regelfall wird durch die fortschreitende Metamorphose ihr altersweisender Fossilgehalt reduziert bis ausgelöscht.

Sie kommen hinter dem Rätikon im südlichen Liechtenstein mit Triesner Flysch (31) zutage und erfüllen im Prätigau mit dem dreigeteilten Prätigauflysch (Vilan-Schubmasse: 30, Prätigauflysch-Hauptmasse: 33, Gempischuppe: 36) die Landschaft. Innerhalb der Silvrettadecke schließt das Gargellenfenster noch Abfolgen der Gempischuppe auf.

Hinter der Silvretta sind diese Flysche im Unterengadiner Fenster zugänglich. Zutiefst liegt hier die Pfundser Zone (32), im Schnitt mit Hochstegenkalk (j) und Zentralgneis (p). Dann folgt mit Schürflingen an ihrer Basis (35), u.a. die Stammerspitz aufbauend, die Zone von Roz-Champatsch-Pezid (34) und dann die Zone von Prutz-Ramosch (37), letztere wiederum mit Schürflingen aus Trias (t) Jura (j) und Kreide (k). Hier sind auch Ophiolithe aufgeschlossen, welche mit dem Vorarlberger Flysch in Beziehung gesetzt werden können.

Schürflinge von Hochzonen sind hinter den Kalkalpen im südlichen Rätikon und unterhalb der Silvrettadecke im östlichen Prätigau zu finden. Es sind dies die Falknis-Decke (38) und die Sulzfluh-Decke (44). Die Klippe von Grabs (39) westlich Buchs könnte zugehören.

Im Unterengadiner Fenster bauen sich über der Zone von Prutz-Ramosch die Tasna-Decke (41) mit Tasna-Granit etc. (43) auf und aus ihr hervorgehend die Fimberzone (42). Auch im Fenster von Nüziders (40) westlich Bludenz findet sich Tasna-Decke. Schürflinge wurden im Schnitt in Trias (t), Jura (j) und Kreide (k) untergeteilt. Tristelschichten und Gaultflysch der Falknis-Decke, der Tasna-Decke und der Fimberzone stellen, gemeinsam mit den Ophiolithen der Zone von Prutz-Ramosch, eine Verbindung zur vor den Kalkalpen liegenden Oberstdorfer Decke her und damit auch zum Vorarlberger Flysch.

Als Folge einer mit Turon-zeitlichem Höhepunkt ablaufenden Ost-gerichteten Unterschiebung des Südpenninikums unter die Silvrettadecke und die schon vorher von ihr abgetrennten Kalkalpen hinein entstand die Arosazone (45). Sie zeigt extreme tektonische Zerrüttung. Sie enthält u. a. bei Davos oder auf Tiliisuna im Osträtikon, aber auch auf der Idalpe bei Ischgl, größere Ophiolith-Vorkommen. Immer wieder glitten im Rahmen dieser Unterschiebungs-Vorgänge größere Gesteinsverbände von der sich verstellenden Deckenstirn herunter und kamen dann nachfolgend, oft in überkippter Position, unter den weiter vorrückenden Schlitten zu liegen.

So finden wir in subsilvrettider Position den Sedimentzug Geisberg – Tschagggunser Mittagsspitz (46), der ein Relikt des sonst vollständig hinten in Graubünden zurückgebliebenen Unterostalpins sein könnte. Des weiteren sind anzuführen die überkippte Madrisazone und die Schürflinge bei Klosters und Davos (47), die Schollen unterhalb der Gemblespitz im Fimbertal sowie auf der Idalp bei Ischgl, aber auch die Scholle von Gasünd östlich Bludenz (48). Im Schnitt wurden auch wiederholt Verrukano (v) und Triasdolomit (t) abgetrennt.

Auch während der vom Unteren zum Mittleren Eozän einsetzenden Nord-gerichteten Bewegung des ostalpinen Deckengebäudes wurden die Trennflächen in der Arosazone sowie zwischen ihr und dem unterlagernden Penninikum wieder benützt.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

ALLEMANN, F. (1957); ALLEMANN, F. et al. (1951); BERTLE, H. (1972); BIEHLER, D. (1990); BLUMENTHAL, M. (1926, 1936); BURGER, H. (1978); CADISCH, J. et al. (1929, 1941, 1968; Karten); CORNELIUS, H.P. (1926, 1927); EBERHARD, M. (1984); EGGER, H. (1990); FESSLER, U. et al. (1992); FRISCH, W. et al. (1994); HALDIMANN, P.A. (1975); HAFNER, W. (1926; Karte); HEISSEL, W. et al. (1965, 1967; Karten); HITZ, L. (1996); KALLIES, H.B. (1961); KLÄY, L. (1957); KRAUS, E. (1926, 1927); MATTERN, F. (1988); MATTMÜLLER, C.R. (1996); NÄNNY, P. (1948); OBERHAUSER, R. (1956, 1980c, 1995); RING, U. (1994); RING, U. et al. (1990); RUDOLPH, J. (1982); SCHWERD, K. et al. (1995, 1996b); SCHWIZER, B. (1983); SCHWIZER, B. et al. (1985; Karte); STAHEL, H.A. (1926); STEINMANN, M. (1994); THUM, I. (1969); THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972); UCİK, F.H. (1993); WEISSERT, H. & BERNOULLI, D. (1985); WINKLER, W. (1988); TRUMPY, R. (1969, 1970, 1992, 1997); TRUMPY, R. et al. (1972, 1980); ZACHER, W. (1985, 1990; Karten).

49–57) Ostalpin (Terrestrische und marine Sedimente der Adriatischen Platte und ihr variszisch metamorpher Untergrund)

Über der nach Süden abtauchenden Europäischen Plattform, mit einem zerdrückten Polster aus Flysch und hochgeschürftem Helvetikum dazwischen, liegt als Teil der Afrikanischen Plattform die Adriatische Platte mit dem Ostalpin.

Im ursprünglich der Europäischen Plattform näher gelegenen Bereich des Ostalpins waren die Kalk- und Dolomitgesteine der Trias durch terrestrische Transgressions-

Bildungen mit einem oft variszisch metamorphen Untergrund fest verwachsen. Daher blieb hier, beim Zuschnitt zu Deckenkörpern durch die zu Beginn der Oberkreide-Zeit massiver einsetzende Tektonik (Tafeln 1 und 4), das Altkristallin mit den aufliegenden kalkalpinen Gesteinsfolgen verbunden. So geschehen in den südlich des Unterengadiner Fensters anschließenden Engadiner Dolomiten und auch in der in den Kartenraum hereinreichenden Silvrettadecke, auf der weiter im Südwesten die Ducan-Trias aufliegt.

Da infolge der hochgradigen variszischen Metamorphose eine tektonische Untergliederung der Silvrettadecke noch nicht möglich ist, konnten nur die vorkommenden Gesteinstypen aufgezeigt werden. Es sind dies: Amphibolit (54), Para- und Mischgneis (55), Glimmerschiefer (56), Ortho- und Mischgneis (57). Einige der ausgeschiedenen Trennflächen dürften tektonisch entstanden sein. Der Verlauf möglicher Scheitel variszischer Tauchfalten wurde eingetragen.

Die Abgrenzung einer schwächer metamorphen Phyllitgneiszone von einem stärker metamorphen Kristallin der Silvrettadecke mittels einer tektonischen Trennfläche ist nicht im Sinne einer hier durchziehenden Haupt-Deckengrenze zwischen Mittel- und Oberostalpin gemeint. Wir vermuten hier eine Molasse-zeitlich aktivierte ältere Zerrüttungszone, welche mit der Überkipfung des Kalkalpen-Südrandes zu tun haben könnte.

In ursprünglich der Europäischen Plattform ferner gelegenen Bereichen des Ostalpins lagern vielfach zwischen den Kalk- und Dolomitgesteinen der Trias und unterlagernden paläozoischen Abfolgen Steinsalz- oder Gips-führende Sedimente. Auch innerhalb der den Hauptdolomit unterlagernden Raibler Schichten findet sich reichlich Gips. So fand hier die zu Beginn der Oberkreide-Zeit intensiver einsetzende Tektonik geeignete Wegsamkeiten unterhalb von Muschelkalk und Buntsandstein für das Ablösen der Krabachjoch- (53), Inntal- (52) und Lechtaldecke (51) mit transgredierender Gosau des Coniac-Santon im Allgäuer Hauptkamm (g). Aus der Lechtaldecke heraus individualisierte sich durch Gleitvorgänge in den Raiblerschichten die mit Hauptdolomit auf dem Penninikum des Bregenzerwaldes und der Walsertäler aufreitende Allgäu-decke (49). Ihre Jungschichten, die altersmäßig den Gosauschichten entsprechenden Branderfleck-Schichten (b), blieben südlich Schröcken erhalten. Nur die Lechtaldecke setzt, zunehmend löchrig werdend, in den Rätikon fort. Basisschollen (50) aus Muschelkalk, Partnach- und Arlbergsschichten unterlagern hier nach Norden und Westen.

In den Arlbergsschichten der Lechtaldecke bei Lech vorkommende Melaphyrlaven und -tuffe weisen für die Wende von der Mittleren zur Oberen Trias vulkanische Aktivitäten größeren Umfangs nach.

Sowohl die Silvrettadecke als auch die abgetrennt liegenden Kalkalpendecken werden von Arosazone unterlagert. Mit dem Gesteinsinventar eines aktiven Kontinentalrandes mit eingebauten Relikten ozeanischer Kruste dokumentiert sie jenes Südpeninikum, in dem das Ostalpine Deckengebäude getrennt in Silvretta-Decke und Kalkalpen nach der Turon-zeitlich kulminierenden Deckenstapelung um ca. 90 Mio. J. v. h. vorläufig zur Ruhe kam. Die im Rätikon und längs des Klostersales nachweisbare Überkipfung des Kalkalpen-Südrandes dürfte nachfolgend in der Oberkreide oder auch erst mit der im Eozän einsetzenden Nord-vergenten Tektonik erfolgt sein. Da die Wurzelzone des Helvetikums unter Prätigau und Silvretta etwa in Richtung Paznauntal weiterzieht, ist die aus ihr erfolgende Abscherung der Helvetischen Decken in die Molassezeit einzuordnen.

Durch eine Unterschiebung der Europäischen Plattform unter den Alpenkörper verursacht, drifteten diese mit aufliegendem Penninikum und Ostalpin zur Zeit der Ablage-

rung der Abgeschürften und der Angepressten Molasse – und nachfolgend – nordwärts. Seit der Pliozän-Zeit massiv gehoben und der Erosion ausgesetzt, durchqueren wir die Front des Ostalpins und damit der Afrikanischen Plattform heute im Allgäu südlich Oberstdorf, im Bregenzerwald zwischen Schoppernau und Schröcken und sehen sie auf der Walgau-Südseite vom Talgrund in Richtung Drei Schwestern aufsteigen.

Ebenso durch die Pliozän-zeitliche Hebung ruhiggestellt, verweilt die Front des unterlagernden Penninikums und Helvetikums weiter vorne auf einer Linie Weißbad im Appenzell – Krießern – Dornbirn – Egg – Balderschwang – Agathazell nördlich Sonthofen.

Der zwischen Iller und Subersach, aber auch am Hochälpele bei Dornbirn und am Fährner westlich des Rheins weit vorn erhalten gebliebene Vorarlberger Flysch konnte nur dorthin gebracht werden, weil eine nur wenige Kilometer dahinter andrängende Kalkalpen-Front für Nachdruck sorgen konnte. Auch weist die beginnende Metamorphose in südlichen Anteilen der Säntisdecke und des Vorarlberger Flysches in Vorarlberg und im Allgäu auf eine weiter vorreichende Überlagerung durch die Kalkalpen hin. Ebenso westlich und südwestlich des Rätikons müssen die Kalkalpen schon zur Zeit der Ablagerung der Unteren Meeresmolasse bis in Positionen nach vorne gereicht haben, von denen aus ein Abgleiten bis ins Gebiet der Iberger Klippen im Kanton Schwyz möglich war.

Erst die mit dem Ende der Oligozän-Zeit einsetzende Hebung der Westalpen und des Umraums des Unterengadiner Fensters bewirkte eine verstärkte Erosion des Ostalpins und legte das unterlagernde Penninikum und Helvetikum nach und nach großflächiger frei, wobei der Kalkalpen-Schutt zunächst durch das absinkende Molassebecken aufgenommen wurde. Mit dem Ausgreifen der Hebungen ins Vorland kam dann ab der Zeit der Oberen Meeresmolasse zunehmend Flysch-Schutt dazu und sehr spät auch jener des Helvetikums. Im Pliozän ist durch die auch das Vorland erfassenden Hebungen ein Verweilen der Aufarbeitungs-Produkte der Gebirgs-Abtragung in Alpennähe nicht mehr möglich. Es entsteht die heutige vom Ostalpin des Hochgebirges zum Vorland sich abstufoende Landschaftsform und erwartet nur noch den eiszeitlichen Feinschliff.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

AMPFERER, O. (1934); AMPFERER, O. et al. (1932; Karte); AMPFERER, O. & REITHOFER, O. (1932, 1937; Karten); BERTLE, H. (1970); CADISCH, J. et al. (1929, 1941); DOERT, U. & HELMCKE, D. (1976; Karte); FRIEBE, J.F. (1997); FROITZHEIM, N. et al. (1997); FUCHS, G. et al. (1984, 1990; Karten); FURRER, H. (1981); HAMMER, W. (1923; Karte); HEISSEL, W. et al. (1965, 1967; Karten); HELMCKE, D. (1974; Karte); HUCKRIEDE, R. (1958); JACOBSHAGEN, V. (1965); KOBEL, M. (1970); LOACKER, H. (1985); MATTMÜLLER, C.R. (1996); OBERHAUSER, R. (1970, 1995); OTTE, O. (1988; Karte); SCHIDLÖWSKY, M. (1962); SCHMIDEGG, O. (1955); SCHWIZER, B. et al. (1985; Karte); RICHTER, M. (1956); THONI, M. (1982, 1986); TOLLMANN, A. (1970, 1977); TRÜMPY, R. (1997); WENK, E. (1934).

58, 59) Relikte vulkanischer Ozeanboden-Gesteine („Ophiolithe“)

Alpidische Ophiolithe (58) werden dem Penninikum zugerechnet (vgl. Tafeln 1 und 3). Vorkommen nicht metamorphisierter Ophiolithe, u.a. basische Vulkanite mit Pillowstrukturen im Verband mit Gesteinen der Feuerstätter Decke im Bregenzerwald östlich Egg und im Allgäu können sowohl als Hochschürfungen aus dem Untergrund (Tafel 3) als auch als Olistholithe gedeutet werden, die Eozän-zeitlich von den vorrückenden Deckenstirnen heruntergeglitten sind.

Ophiolith-Vorkommen, welche aus dem nördlichen Penninikum stammen, finden sich nur im Unterengadiner Fenster. Im Bereich der Karte finden wir sie, das Großvorkommen des Piz Mundin fortsetzend, in der Pfundser Zone und in der Zone von Prutz-

Ramosch. In letzterer unmittelbar unter dem Tasnagranit liegend, könnte man sie als Ozeanboden-Relikte dem vor den Kalkalpen liegenden Rhenodanubikum zuordnen, denn es werden enge Beziehungen der Gault-Sandsteine der Tasna-Decke zu jenen der Oberstdorfer Decke im Allgäu angenommen.

Im Südpenninikum finden wir Ophiolithe nicht nur im Unterengadiner Fenster, sondern auch innerhalb der Arosazone im Prätigau, hinter den Fluhen im Rätikon, in Fenstern innerhalb der Kalkalpen sowie vor ihrer Front vom Großen Walsertal bis ins Allgäu. Sie werden aufgrund ihrer Zusammensetzung und anderer geologischer Evidenz einem sich langsam ausbreitenden mittelozeanischen Rücken in einem schmalen ozeanischen Becken zugeordnet.

Im Verband mit Migmatitgneisen und Amphiboliten wurden durch G. FUCHS in der Silvrettadecke südlich Galtür Ophiolithe (59) vermutlich variszischer Herkunft getroffen. Sie bestehen aus Ultramafiniten wie Dunit und Pyroxenit sowie Serpentiniten.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

BIELER, D. (1990); BURGER, H. (1978); CADISCH, J. et al. (1929, 1941, 1968; Karten); CORNELIUS, H.P. (1926, 1927); FRISCH, W. et al. (1994); FUCHS, G. et al. 1990 (Karte); FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. 1986; HALDIMANN, P.A. (1975); HÖCK, V. & KOLLER, F. (1987); LAGABRIELLE, Y. & LEMOINE, M. (1997); RESCH, W. (1976); TRÜMPY, R. (1972).

Gesteinsveränderungen durch Druck und Wärme (Metamorphose)

Die Hauptmasse des Altkristallins der Silvrettadecke wurde zu variszischer Zeit meso- bis katazonal metamorphisiert. In ihren nördlichen Anteilen war die Metamorphose-Belastung geringer, wodurch die Abtrennung einer Phyllitgneiszone möglich ist. Eine erneute Aufwärmung erfolgte zur Zeit der Unteren und Mittleren Kreide und ergriff auch tiefere Anteile der Kalkalpen. In der Silvrettadecke hat sie sich infolge einer hier geringeren Überlagerung weniger ausgewirkt als etwa in der Öztaldecke (vgl. Tafel 4).

In dieser Zeit (um 100 Mio. J. v. h.) aus mehr als 80 km Tiefe in die Gesteine der Lechtaldecke der westlichen Kalkalpen Tirols bei Ehrwald eingedrungene basanitische Ganggesteine (Ehrwaldite) mögen zur Erwärmung beigetragen haben (vgl. Tafel 4). Durch die in der Turon-Zeit erfolgende Stapelung der Kalkalpen wurde der Wärmefluss aus der Tiefe gestoppt und es kamen wiederholt stärker erwärmte Schichtfolgen auf schwächer erwärmte zu liegen.

Vom Mittleren zum Oberen Eozän erfolgte nach Norden ausgreifend die Abdeckung der nördlichen Flyschräume des Prätigau- und Triesner Flysches sowie der Falknis-Decke und ihrer heute im Unterengadiner Fenster aufgeschlossenen Fortsetzungen nach Osten durch das Deckengebäude des Ostalpins mit angegliedertem Voralberger Flysch. Nachfolgend vom Unteren zum Mittleren Oligozän wurde dann von Süden nach Norden fortschreitend die Europäische Plattform einbezogen.

Dadurch wurden das helvetische Autochthon westlich des Rheins sowie die darüber eingewickelten Folgen, die versenkten Flysche des Prätigaus mit der überlagernden Falknis-Decke und die versenkt zurückgebliebenen Flysche des Unterengadiner Fensters mit der überlagernden Tasna-Decke nach und nach erhöhter Auflast und erhöhten Temperaturen ausgesetzt. Dies bewirkte eine nach oben und nach Norden in ihrer Intensität abnehmende Metamorphose (vgl. Tafeln 2, 3). Ihre Benennung als Bündner Schiefer ist üblich. Schon im Fenster von Gargellen oder im Triesner Flysch in Liechtenstein sind diese Gesteine kaum metamorph. Ab dem Mittleren Miozän bewirkte die fortschreitende Erosion einen Abbruch der Metamorphose.

Kapitelbezogene Literaturhinweise

CADISCH, J. et al. (1941, 1968; Karten); FERREIRO MAHLMANN, R. (1994); FREY, M. et al. (1980); HEJL, E. & GRUNDMANN, G. (1989); NÄNNY, P. (1948); PETSCHIK, R. (1989); STEINMANN, M. (1994); THÖNI, M. (1982); THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972); TROMMSDORFF, V. (1980); TROMMSDORFF, V. et al. (1990).

4. Zum Profilschnitt von der Bregenzer Bucht durch den westlichen Bregenzerwald, das Lechquellengebirge, Verwall und Silvretta ins Unterengadin

Auf eine Distanz von 98 km wird versucht, die Geologie bis in Tiefen gegen 10.000 m darzustellen. Für die nördliche Schnitthälfte bis zum Lechquellengebirge konnten dafür noch Resultate von Bohrungen, welche westlich und östlich des Schnittes niedergebracht wurden, berücksichtigt werden. Im südlichen Teil des Schnittes sind jedoch Aussagen über die geologischen Verhältnisse in größerer Tiefe nur mit geringerer Wahrscheinlichkeit möglich. Sie fußen im wesentlichen auf Überlegungen zur paläogeographischen und tektonischen Geschichte des Ost-Westalpen-Grenzbereichs, aber auch auf geophysikalischen Erkundungen.

Der Schnitt zeigt, wie im Alpenvorland die Fortsetzungen des Schwäbischen Schichtstufenlandes aus variszisch metamorphem Kristallin (12), Perm- (11), Trias- (10) und Juragesteinen (9) den Untergrund der Flachliegenden bis Aufgerichteten Molasse (5) bilden und dann zunehmend tektonisiert unter die Alpen hinein abtauchen. Erst unter dem Alpenkörper werden die Juragesteine von marinen Sedimenten von Kreide- bis Unteroligozän-Alter (8) überlagert. Die Angepresste (6) und die Abgeschürfte Molasse (7) wurzeln unter dem Verwall-Gebirge hinter bereits tektonisierten Teilen des Vorlandes. Ganz hinten erstreckt sich quer über die Karte die Wurzelzone der Helvetischen und Ultrahelvetischen Decken. Sie verläuft vom Vorderrheintal her über Chur unter dem Prätigauflisch (30, 33, 36) hindurch unter die Silvretta hinein in Richtung Galtür – Ischgl. Zwischen der Basis der Abgeschürften Molasse und ihr ist noch das eingewinkelte Helvetikum und Penninikum (23) einzuordnen. Es wird in den Ragazer (R) und Sardona-Flysch (S) unterteilt, wobei letzterer schon Anklänge zum Penninikum zeigt. Trias-, Jura- und Kreideschürflinge (24t, 24j, 24k) können teilweise ausgeschieden werden. Aus der helvetischen Wurzelzone heraus wurden, im Bregenzerwald unter Flysch aufbrechend, die Hohenemser (14) und die Hindelanger Decke (15) nach Norden verschürft; ebenso auch, mit tektonisch im Sinne einer Axendecke (16) separiertem Jura der Canisfluh, die Säntisdecke (18). Darüber lagert, die Helvetischen Decken teilweise einwickelnd, das Ultrahelvetikum der Liebensteiner Decke (19) und die schon dem Penninikum zuzurechnende Feuerstätter Decke (25).

Im Unterengadin schnitt die Erosion in jene Teile des Penninikums hinunter, welche ursprünglich unmittelbar an das Ultrahelvetikum anschlossen. Weil nicht vom Ferntransport nach Norden erfasst, lagert hier über dem Herkunftsgebiet der Feuerstätter Klippendecke die Pfundser Zone (32). Als sich hierher fortsetzende Tauern-Kerne werden ihr in der ungeöffneten Tiefe Zentralgneis (p) und Hochstegenkalk (j) zugeordnet. Wie die Pfundser Zone ebenfalls größere Ophiolith-Komplexe (58) enthaltend, folgen über ihr die Zone von Roz – Champatsch – Pezid (34) sowie die Zone von Prutz – Ramosch (37).

Die Zone von Prutz – Ramosch kann mit der überlagernden Tasna-Decke (41) und der Fimberzone (42) mit dem fernverschleppt vor den Kalkalpen liegenden Vorarlberger Flysch (26) des Rhenodanubikums in Beziehung gebracht werden, dem auch die

Oberstdorfer Decke zugehört (27). Sie lässt sich mit ihren Unterkreide-Gesteinen, wie Tristelschichten und Gault, unter den Kalkalpen und der Silvrettadecke hindurch direkt mit der Tasnadecke in Beziehung bringen. In letzterer und in der Fimberzone werden im Profilschnitt Schollen von Trias, u.a. Keupergips (t), Jura, u.a. Steinsberger Lias, (j) und Kreide bis Untereozän, u.a. Couches rouges (k), ausgeschieden. Die im Bereich des Klostertales, als Fortsetzungen der Abfolgen der Tasna-Decke bei Nüziders (40), eingetragenen Schürflinge vermitteln.

Die extrem zerrüttete Arosazone (45) unterlagert gesamthaft das in Kristallin und Kalkalpen zerglittene Ostalpin. Sie enthält ebenfalls Ophiolithe (58). Größere Schürflings-Komplexe sind in ihr sowie zwischen ihr und der Silvrettadecke bzw. den Kalkalpen vorhanden. Im Profilschnitt sind die Idalp-Gemsbleisspitz-Schollen (48), welche u. a. Verrukano (v) und Triasdolomite (t) beinhalten, ausgeschieden. Das Ostalpin wird in die Kalkalpen mit Allgäu- (49), Rätikon-Basisschollen (50), Lechtaldecke (51), Inntaldecke (52) und Krabachjochdecke (53) untergegliedert. Im als Silvrettadecke tektonisch getrennt vorliegenden, variszisch metamorphen Untergrund werden Amphibolit (54), Para- und Mischgneis (55), Glimmerschiefer (56) sowie Ortho- und Mischgneis (57) ausgeschieden.

Um die im Profilschnitt dargestellten Lagerungs-Verhältnisse erörtern zu können, ist von der in Tafel 1 dargelegten Paläogeographie am Ende der Unterkreidezeit auszugehen. Zu dieser Zeit war das Vorland als Europäische Plattform und das Ostalpin als Afrikanische Plattform durch das Penninikum getrennt. Durch während der Oberkreide (98–65 Mio. J. v. h.), vom Paleozän zum Eozän (65–38 Mio. J. v. h.), vom Eozän zum Oligozän (55–24 Mio. J. v. h.), vom Oligozän zum Miozän (38–5 Mio. J. v. h.) und im Miozän (24–5 Mio. J. v. h.) ablaufende nach Osten und Süden nach und nach in die Tiefe abführende Subduktionsvorgänge kam es zu den im Profilschnitt dargestellten Lagerungs-Verhältnissen.

In der im Profilschnitt dargestellten heutigen Ortslage erscheinen die Relativbewegungsflächen der Tafel 1 infolge der nachfolgenden tektonischen Ereignisse als vielfach verbogen bis totgefaltet. Und dies umso mehr, je länger die in Tafel 1 dargestellten Bewegungsabläufe zurückliegen.

5. Zur Erläuterung der tektonischen Abläufe im Vergleich des Profilschnittes mit den Tafeln 1–4

Zu den dargestellten Ereignissen während der Oberkreide (98–65 Mio. J. v. h.)

Diese betrafen das Ostalpin als Teil der Afrikanischen Plattform sowie südlichste Teile des Penninikums. Im Ostalpin erfolgte eine seit dem Malm anhaltende und sich während der Unterkreide-Zeit nach und nach verstärkende Durchwärmung. Sie erfasste nicht nur das Variszikum, sondern verursachte auch bis in tiefere Anteile der Allgäu- und Lechtaldecke hinein eine anchi- bis epizonale Metamorphose (Tafel 4). Diese wurde durch die zu Beginn der Oberkreidezeit einsetzende Tektonisierung des Ostalpines (Tafeln 1 und 4) abgebrochen. Dies geschah dadurch, daß südöstliche Anteile des Jura-zeitlich entstandenen Penninikums von der unter die Ostalpine Plattform nach Osten und Süden hinunter in die Tiefe abführenden Subduktion erfasst wurden. Wegsamkeiten in den Salz- und Gipsabfolgen im Permoskyth und im Karn benützend, lösten sich dabei die Kalkalpen von ihrem variszisch metamorphen Untergrund und glitten von ihm weg. Ihre kretazisch anchi- bis epizonal metamorphen tieferen Anteile mit einbeziehend wurden sie, dabei und nachfolgend sich in Decken stapelnd, an die

intrapenninischen Schwellenzonen herangeführt. Dabei abgeschürftes Südpenninikum, welches zahlreiche ostalpine Schürflinge beinhaltet, figuriert heute als Arosazone.

Der Höhepunkt für diesen vor der Transgression der Gosauschichten einzuordnenden Kraftakt lag mit etwa 90 Mio. J. v. h. in der Turonzeit. Jedoch hielt die Subduktion auch nachfolgend bis in die Campanzeit hinein, bis ca. 80 Mio. J. v. h., noch an und bewirkte u.a. eine Unterschichtung der Phyllitgneiszone durch invers gestellte Alt-schichten der Lechtaldecke. Die in Tafel 4 dargestellte Schichtenfolge des Ostalpins vom Paläozoikum bis zum Turon kann daher als vorgosauisch bezeichnet werden und die nachfolgende bis ins Eozän hinein als nachgosauisch.

Zu den dargestellten Ereignissen vom Paleozän zum Eozän (65–38 Mio. J. v. h.)

Sie betrafen neben dem Ostalpin (Tafel 4) und dem Südlichen Penninikum auch schon die nach Norden anschließenden Schwellenbereiche des Sulzfluh- und des Falknis–Tasna-Bereiches (Tafel 3). Nach einer vom jüngeren Campan bis ins Paleozän anhaltenden Ruhephase setzte vermutlich noch Paleozän-zeitlich die nun nach Süden abführende Subduktion erneut ein. Dadurch erfolgt, wie in Tafel 1 schematisch dargestellt, vom Unter- zum Mitteleozän (von 55 bis ca 45 Mio. J. v. h.) die Überwältigung der Fimberzone und der Falknis-Tasna-Schwelle. Nachfolgend vom Mittel- zum Obereozän (bis etwa 38 Mio. J. v. h.) kommt es dann zum Transport des von den Kalkalpen aus der Zone von Prutz-Ramosch abgeschürften Rhenodanubikums, über die zurückbleibend in die Tiefe absinkenden Zonen von Roz-Champatsch-Pezid und von Pfunds hinweg, hin zum europäischen Kontinentalrand.

Zu den dargestellten Ereignissen vom Eozän zum Oligozän (55–24 Mio. J. v. h.)

Sie betrafen neben dem Ostalpin (Tafel 4) den gesamten Bereich des Penninikums (Tafel 3) sowie als südlichsten Teil der Europäischen Plattform auch das Helvetikum (Tafel 2). Während dieser Zeit kommt es zur Kontinental-Kollision zwischen der schon Kreide-zeitlich zertrümmerten Stirn Afrikas mit Europa. Dabei wurden vom Vorarlberger Flysch weiter im Süden abgeschürfte Schuppen mit Elementen des Grenzbereiches Penninikum/Helvetikum zur Feuerstätter Decke zusammengeführt. Dies geschah über die absinkend zurückbleibenden und sich zugleich zu Decken formenden Zonen von Roz – Champatsch – Pezid und von Pfunds hinweg. Nachfolgend wird schon im Unteren Oligozän (von 38–30 Mio. J. v. h.) der südliche Teil der Europäischen Plattform vom Tiefensog erfasst und ihre Zerteilung in die Ultrahelvetischen und Helvetischen Decken eingeleitet.

Zu den dargestellten Ereignissen vom Oligozän zum Miozän (38–5 Mio. J. v. h.)

Zu dieser Zeit wurden die südlichen Anteile des Vorlandes (Tafeln 1, 2) in die Ultrahelvetischen und Helvetischen Decken zerschürft. Dabei kam zu Beginn des Oligozäns das Ultrahelvetikum zusammen mit nördlichsten Anteilen des aufreitenden Penninikums, relativ zum vom Tiefensog ergriffenen Helvetikum, in eine Hochposition zu liegen. Kräfte der „Schiefen Ebene“ setzten infolgedessen den Sardona- und Ragazer Flysch in Bewegung und ließen sie, über die in Bildung begriffenen Helvetischen Decken hinweg, in Richtung des Ablagerungsraumes der Unteren Meeresmolasse abgleiten. Dort wurden sie dann unter dem nachfolgend sich ausbildenden Deckenstapel aus Liebensteiner, Säntis-, Hindelanger und Hohenemser Decke eingewickelt.

Nachfolgende kräftige Hebungsvorgänge vom Oberen Oligozän zum Unteren Miozän (von 30–22 Mio. J. v. h.) bewirkten eine Intensivierung der Erosion, welche zur Ablagerung der Unteren Süßwassermolasse führte. Nachfolgend im Untermiozän wurde die Subduktion wieder aktiv, und die sich von ihren Wurzeln ablösenden Helvetischen Decken wurden dadurch auf immer nördlichere Anteile der Europäischen Plattform beför-

dert, wo sich im nördlichen Anschluss im jüngeren Untermiozän (von 22–16,5 Mio. J. v. h.) die Obere Meeresmolasse und nachfolgend im Mittelmiozän die Obere Süßwassermolasse abgelagerte.

Zu den dargestellten Ereignissen während des Miozäns (24–5 Mio. J.- v. h.)

Zu dieser Zeit wurde, alpenauswärts fortschreitend, vorher abgelagerte Molasse (Tafeln 1, 2) von der Tektonik erfasst. Dabei entfernten sich vom Unteren zum Mittleren Miozän (von 24–11,5 Mio. J. v. h.) die Helvetischen Decken immer weiter von ihren Wurzeln. Die sich verfestigenden Sedimente der Unteren Meeres- und Süßwassermolasse wurden abgeschürft und gefaltet und als Abgeschürfte und Angepresste Molasse mit alpenauswärts verschleppt, und später im Miozän mit der sich aufrichtenden Vorlandmolasse verpresst.

Schon mit dem Ende des Mittelmiozäns und nachfolgend im Obermiozän setzen auch das Vorland mit betreffende allgemeine Hebungsvorgänge ein, welche sowohl die Bildung als auch die Überlieferung von Sedimenten stark einschränken. Sie haben auch letztlich den endgültigen Rückzug des Meeres aus dem Alpenraum bewirkt.

Literatur

Schriften

- ALLEMANN, F.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil) unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. – Jb. Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, **56**, 9–244, Schaan 1957.
- ALLEMANN, F., BLASER, R. & NÄNNY, P.: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. – *Eclogae geol. helv.*, **44/1**, 159–168, Basel 1951.
- ALEXANDER, K., BLOCH, P., SIGL, P. & ZACHER, W.: Helvetikum und „Ultrahelvetikum“ zwischen Brengener Ache und Subersach (Vorarlberg). – *Verh. Geol. B.-A.*, Sonderheft G, 134–146, Wien 1965.
- AMPFERER, O.: Erläuterungen zu den Geologischen Karten der Lechtaler Alpen 1 : 25.000. – 125 S., Wien (*Geol. B. A.*) 1934.
- BAER, M., DEICHMANN, N., FAH, D., KRADOLFER, U., MAYER-ROSA, D., RÜTTENER, E., SCHLER, Th., SELLAMI, S. & SMIT, P.: Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 1996. – *Eclogae geol. Helv.*, **90/3**, 557–567, Basel 1997.
- BERTLE, H.: Kurze Mitteilung über ein NNE–SSE streichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**, 486–490, Wien 1970.
- BERTLE, H.: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **22**, 60 S., Wien 1972.
- BERTLE, H.: Führer zum Geologischen Lehrwanderweg Bartholomäberg. – *Veröff. Heimatschutzverein im Tale Montafon*, 36 S., Schruns 1979.
- BERTLE, H., FURRER, H. & LOACKER, H.: Geologie des Walgtaus und des Montafons mit Berücksichtigung der Hydrogeologie (Exkursion G). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F.*, 71–85, Stuttgart 1979.
- BIHLER, D.: Strukturelle Entwicklung der penninisch-ostalpinen Grenzzone am Beispiel der Arosazone im Osträtikon (Vorarlberg, Österreich). – *Eclogae geol. helv.*, **83/2**, 221–239, Basel 1990.
- BLUMENTHAL, M.: Das Fenster von Gargellen (Vorarlberg). – *Eclogae geol. helv.*, **20**, 40–78, Basel 1926.
- BLUMENTHAL, M.: Der Sedimentzug der Tschaggunser Mittagsspitze und die Gliederung des oberostalpinen Deckenkernes im Vorarlberger Rätikon. – *Jb. d. naturforsch. Ges. Graubündens, N. F.* **74**, Chur 1936.
- BLUMENTHAL, M.: Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung der ultrahelvetisch-austriden Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu. – *Jb. Geol. B.-A.*, **86**, 197–203, Wien 1936.

- BUCHNER, E., E.: Die süddeutsche Molasse und die Graupensand-Rinne und ihre Beziehung zum Riesimpakt. – Jber. Mitt. Oberhein. Geol. Ver., N. F. **80**, 399–459, Stuttgart 1998.
- BURGER, H.: Madrisa- und Arosazone im Gebiet zwischen dem Schollberg und dem Verspala (Öst-
rätikon). – *Eclogae geol. Helv.*, **71/2**, 255–266, Basel 1978.
- COLINS, E., NIEDERBACHER, P. & SAUER, R.: Kohlenwasserstoffexploration in Vorarlberg – Ergebnisse
der Bohrung Vorarlberg-Au 1. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **82**, 91–104, Wien 1990.
- CORNELIUS, H.P.: Die Kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. –
Mitt. geol. Ges. Wien, **14**, 1–84, Wien 1922.
- CORNELIUS, H.P.: Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. – *Geol. Archiv*, **4/1**, 1–29, **4/2**,
49–61, **4/3**, 109–141, **4/4**, 153–168, **4/5**, 193–213 zahlreiche Abb., 1 Farbkarte, München
1926/1927.
- DE GRAAF, L.W.S.: Zur Morpho- und Chronostratigraphie des Oberen Würm in Vorarlberg. – *Jb.*
Geol. B.-A., **135/4**, 809–824, Wien 1992.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BALLARIN DOLFIN, D., FÄH, D., FLÜCK, P., KASTRUP, U., KRADOLFER, U.,
KÜNZLE, W., MAYER-ROSA, D., RÖTLISBERGER, S., SCHLER, T., SELLAMI, S., SMIT, P. & GIARDINI, D.:
Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 1997. – *Eclogae geol. Helv.*, **91/2**,
237–246; Basel 1998.
- DE GRAAF, L.W.S.: Der fluviatile Faktor in der Entwicklung alpiner Täler und der Eisrand-Topogra-
phie in Vorarlberg (Westösterreich) während des Oberpleistozäns und des Holozäns. – *Jahrb.*
Vorarlb. Landesmus. Ver., 21–53, Bregenz 1997.
- DE JONG, M.G.G., DE GRAAF, L.W.S. & RUPKE, J.: Der Eisabbau im Vorderen Bregenzerwald und in
den Nachbargebieten (Vorarlberg, Bayern, Deutschland) nach dem letzteiszeitlichen Eishoch-
stand. – *Jb. Geol. B.-A.*, **138/1**, 27–54, Wien 1995.
- DRIMMEL, J.: Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: R. OBERHAUSER
(Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 505–527, Springer, Wien 1980.
- EBERLE, M.: Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales. – *Eclogae*
geol. Helv., **80**, 193–206, Basel 1987.
- EBERHARD, M.: Das Fenster von Nüziders (Vorarlberg) und sein Rahmen. – *Jb. Geol. B.-A.* **127/3**,
331–347, Wien 1984.
- EBERHARD, M.: Litho- und Biostratigraphie im Oberen Süßwasser-Molasse Fächer der Adelegg
(Südbayern). – *Jb. Geol. B.-A.*, **129/1**, 5–41, Wien 1986.
- EGGER, H.: Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom bis Eo-
zän) der Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 147–155, Wien 1990.
- FELBER, P. & WYSSLING, G.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald
(Vorarlberg). – *Eclogae geol. helv.*, **72/3**, 673–714, Basel 1979.
- FESSLER, U., KISSLING, Th., RISCH, H. & ZACHER, W.: Die vorquartäre Geologie im Andelsbucher
Becken (Vorarlberg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **135/4**, 825–843, Wien 1992.
- FERREIRO-MAHLMANN, R.: Zur Bestimmung von Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose-
Temperaturgeschichte und Tektogenese des Austroalpins und Südpenninikums in Vorarlberg
und Mittelbünden. – *Frankfurter geowiss. Arb., Serie C Mineralogie*, **14**, 498 S., Frankfurt
1994.
- FOLLM, K.B.: Beschreibung neu gefundener Ammonoidea aus der Vorarlberger Garschella-Forma-
tion (Aptian–Albian). – *Jb. Geol. B. A.*, **132/1**, 105–189, Wien 1989.
- FOLLM, K.B. & OUWEHAND, P.J.: Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian–Coniacien),
Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlberg. – *Eclogae*
geol. helv., **80**, 141–191, Basel 1987.
- FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. et al.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern
1 : 500.000. – 4. Auflage, 329 S., 67 Abb., 21 Tab., 8 Beil., München (Bayer. Geol. Landesamt)
1996.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M. u. R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B.:
Very low grade metamorphism in external parts of the Central Alps, Illite crystallinity, coal rank
und fluid inclusion data. – *Eclogae geol. helv.*, **73/1**, 173–203, Basel 1980.

- FRIEBE, J.F.: Durch Erdbeben verursachte Mikro-Entwässerungsstrukturen aus dem liassischen Hirlatz-Basiskalk und Adnet-Kalk (Nördliche Kalkalpen – Vorarlberg/Österreich). – Vorarlberger Naturschau, **3**, 241–263, Dornbirn 1997.
- FRISCH, W., RING, U., DÜRR, S., BORCHERT, S. & BIEHLER, D.: 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., **137/1**, 19–33, Wien 1994.
- FRÖITZHEIM, N., CONTI, P. & VAN DAALEN, M.: Late Cretaceous synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinging fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **280**, 267–293, Amsterdam (Elsevier) 1997.
- FUCHS, G. & OBERHAUSER, R.: Nachexkursion F 1,2. – Führer zur Tagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn 1986 (4), 123–125, Wien 1986.
- FUCHS, W.: Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barreme aus den Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hohenems in Vorarlberg. – Abh. Geol. B.-A., **27**, 49 S., 11 Taf., Wien 1971.
- FUCHS, W.: Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhone und March. – Jb. Geol. B.-A., **119/2**, 207–249, 1 Kt., 1 Tb., 3 Taf., Wien 1976.
- FUCHS, W.: Die Molasse Vorarlbergs. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 145–151, Springer Wien 1980.
- FUCHS, W.: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – Jb. Geol. B.-A., **127/4**, 571–631, 9 Abb., 1 Beil., Wien 1985.
- FURRER, H.: Stratigraphie und Fazies der Trias-Jura-Grenzschichten in den Oberostalpinen Decken Graubündens. – Diss. Univ. Zürich, 179 S., Zürich 1981.
- GRÜNOGEL, E.: Vortertiäre Entwicklung des alpinen Raumes in der Rheintalgegend. – Jahresber. u. Mitt. des oberrheinischen geologischen Vereins, **29**, 127–175, Stuttgart 1940.
- HALDIMANN, P.A.: Arosa- und Madrisazone zwischen Klosters und dem Gafiental (GR). – Eclogae geol. Helv., **68/2**: 301–310, Basel 1975.
- HANTKE, R.: Tektonik der Helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – Vjschr. natf. Ges. Zürich, **106/1**, 1–210, Zürich 1961.
- HANTKE, R.: Eiszeitalter 1: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, Klima, Flora, Fauna, Alt- und Mittelpleistozän, Vogesen, Schwarzwald, Schwäbische Alb. – 468 S., Thun (Ott Verlag AG) 1978.
- HANTKE, R.: Eiszeitalter 2: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, Letzte Warmzeiten, Würmeiszeit, Eisabbau, Nacheiszeit der Alpennordseite vom Rhein zum Rhonesystem. – 702 S., Thun (Ott Verlag AG) 1980.
- HANTKE, R.: Eiszeitalter 3: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, Westliche Ostalpen mit ihrem bayerischen Vorland bis zum Inn-Durchbruch und Südalpen zwischen Dolomiten und Mont-Blanc. – 730 S., Thun (Ott Verlag AG) 1983.
- HANTKE, R.: Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – 312 S., Thun (Ott Verlag AG) 1991.
- HANTKE, R.: Flußgeschichte Mitteleuropas – Skizzen zur Erd-, Vegetations- und Klimageschichte der letzten 40 Millionen Jahre. – 460 S., Stuttgart (Enke) 1993.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G.: A geologic time scale 1989. – XVI + 263 S., New York (Cambridge University Press) 1990.
- HEIERLI, H.: Die Ostschweizer Alpen und ihr Vorland. – Slg. geol. Führer, **75**, 209 S., Borntäger, Berlin 1984.
- HEIM, A., BAUMBERGER, E. & FUSSENEGGER, S.: Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins (Vorarlberg und Ostschweiz). – Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., **68/2**, 155–220, Zürich 1933.
- HEIM, A., BAUMBERGER, E., STEHLIN, H.G. & FUSSENEGGER, S.: Die Subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg. – Vierteljahrsschr. naturforsch. Ges. Zürich, **73**, 1–64, Zürich 1928.
- HEIM, A., SEITZ, O. & FUSSENEGGER, S.: Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen vom Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., **69/2**, 185–310, Zürich 1934.

- HERB, R.: Eozäne Paleogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – *Eclogae geol. helv.*, **81/3**, 611–657, Basel 1988.
- HEJL, E. & GRUNDMANN, G.: Apatit-Spaltspurendaten zur thermischen Geschichte der nördlichen Kalkalpen, der Flysch- und Molassezone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/1**, 191–212, Wien 1989.
- HITZ, L.: The deep structure of the Engadine Window, Evidence from deep seismic data. – *Eclogae geol. helv.*, **89/2**, 657–675, Basel 1996.
- HOFMANN, Th. & JANOSCHEK, W.: Warum gibt es geologische Karten? Der Stand der geologischen Kartierung Vorarlbergs. – *Jb. Vorarlb. Landesmus. Verein.*, 11–22, Bregenz 1992.
- HÖCK, V. & KOLLER, F.: The Idalp ophiolite (Lower Engadine Window), its petrology and geochemistry. – *Ofioliti*, **8**, 179–192, 1987.
- HUCKRIEDE, R.: Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt – Unteres Cenoman). – *Verh. Geol. B.-A.*, 71–86, Wien 1958.
- HUF, W.: Die Schichtenfolge der Aufschlussbohrung Dornbirn 1. (Vorarlberg, Österreich). – *Bull. Schweiz. Petrol. Geol. Ing.*, **29**, Zürich 1963.
- JACOBSHAGEN, V.: Die Allgäuschichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wetterstein-Gebirge und Rhein. – *Jb. Geol. B.-A.*, **108**, 1–114; Wien 1965.
- JEZ, H.: Gesteinsfolge des Quartärs. – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000, 236–251, München (Bayer. Geol. L.-A.) 1996.
- KALLIES, H.B.: Geologie des Bregenzerwaldes beiderseits der Bregenzerach in der Umgebung von Schoppernau. – *Geol. Jb.*, **78**, Hannover 1961.
- KELLER, O.: Entstehung und Entwicklung des Bodensees – ein geologischer Lebenslauf. – In: H. MAURER (Hrsg.): *Umweltwandel am Bodensee*, UVK, 92 S., St. Gallen (Fachverlag für Wissenschaft und Studium GmbH.) 1994.
- KELLER, O.: Kleine Geologie und Landschaftsgeschichte Vorarlbergs. – Sonderabdruck aus: *Die Käfer von Vorarlberg und Liechtenstein*, **2**, Erster Vorarlberger Coleopterischer Verein (C.M. BRANDSTETTER), 35 S., Bürs 1992; Sonderdruck, Oskar KELLER, Eggersriet, Kanton St. Gallen, 1995.
- KELLER, O. & KRAYSS, E.: Eiszeit, Relief und Moorstandorte. – *Berichte der St. Gallischen Naturwiss. Ges.*, **88**, 33–54, 34 Abb., 3 Tab., St. Gallen 1997.
- KLÄY, L.: Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin). – *Eclogae geol. helv.*, **50/2**, 323–476, Basel 1957.
- KOBEL, M.: Erläuterungen zur Tektonik des Rätikon mit spezieller Berücksichtigung des Kalkalpenanteils. – *Jb. Vorarlb. Landesmus. Verein*, **1968/1969**, 245–260, Bregenz 1970.
- KRASSER, L.: Einführung in die Geologie von Vorarlberg. – In: A. SCHWAZ: *Heimatkunde von Vorarlberg*, 13–74, Bregenz (Eugen Ruß Verlag) 1949.
- KRAUS, E.: Geologische Forschungen im Allgäu. – *Geologisches Archiv*, **4/1**, 14–29, **4/2**, 61–70, **4/3**, 124–141, **4/4**, 168–179, **4/5**, 213–223, München 1926/1927.
- KRIEG, W.: Karst und Höhlen in Vorarlberg. – Hard (Hecht Verlag) 1988.
- KRIEG, W. & ALGE, R.: Vorarlberger Naturdenkmale. – Hard (Hecht Verlag) 1991.
- KUHLEMANN, J., FRISCH, W., BRÜGEL, A. & DUNKL, I.: Mass Balance of the Eastern Alps, Implication for Posteoene Geodynamics. – *Terra Nostra*, *Schriften der Alfred Wegener Stiftung*, **98/1**, 59–60, Bern 1998.
- LAUBSCHER, H.: Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – *Eclogae, geol. helv.*, 287–303, Basel 1987.
- LAGABRIELLE, Y. & LEMOINE, M.: Alpine, Corsican and Apennine ophiolithes, the slow-spreading ridge model. – *C. R. Acad. Sci. Earth & Planetary Sciences*, **325**, 909–920, Paris 1997.
- LEMCKE, K.: Molasse und vortertiärer Untergrund im Westteil des süddeutschen Alpenvorlandes. – *Jber. u. Mitt. oberh. geol. Ver.*, N. F., **57**, 87–115, Stuttgart 1975.
- LEMCKE, K.: Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. – *Geologie von Bayern I*, 175 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1988.
- LOACKER, H.: Berg- und Grundwasserhältnisse im Illgebiet. – *Verh. Geol. B.-A.*, 441–449, Wien 1971.
- LOACKER, H.: Geologische Beschreibung des Walgaustollens (Vorarlberg, Österreich). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **78**, 211–230, Wien 1985.

- MATTERN, F.: Die interne Überschiebungstektonik im Flysch (Kreide) der westlichen Bayerischen Alpen. – Berliner geowiss. Abh., A, **101**, 1–94, Berlin 1988.
- MATTMÜLLER, C.R.: Geometrische Untersuchung des Inntalgebölges. – Jb. Geol. B.-A., **139/1**, 45–69, Wien 1996.
- Mc ROBERTS, C.A., FURRER, H. & JONES, D.C.: Palaeoenvironmental interpretation of a Triassic–Jurassic boundary section from Western Austria based on palaeoecological and geochemical data. – Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **136**, 79–95, Elsevier Science 1997.
- MEESMANN, P.: Geologische Untersuchungen der Kreideketten des Bodenseerheintales. – Verh. Naturforsch. Ges. in Basel, **37**, 111 S., Basel 1926.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A.: Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen – Como. – Eclogae geol. Helv., **73/2**, 619–633, Basel 1980.
- MÜLLER, M.: Bau, Untergrund und Herkunft der Allgäuer Faltenmolasse. – Jb. Mitt. oberhein. geol. Ver., N. F., **66**, 321–328, Stuttgart 1984.
- MÜLLER, M.: Maderhalm 1 und Kirwang 1 – Zwei Tiefbohrungen in das Helvetikum des bayerischen Allgäu. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 639–641, Wien 1985.
- MÜLLER, M.: Tiefbohrung Sulzberg 1. – In: HERRMANN, P., DRAXLER, I. & MÜLLER, M.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000, Erläuterungen zu 83 Blatt Sulzberg, 17–18, Wien (Geol. B.-A.) 1985.
- MUHEIM, F.: Die Subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. – Eclog. geol. helv., **27**, 181–296, Basel 1934.
- NÄNNY, P.: Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. – 128 S., Zürich 1948.
- OBERHAUSER, R.: Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel (Vorarlberg). – Verh. Geol. B.-A., **1953**, 176–183, Wien 1953.
- OBERHAUSER, R.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Canisfluh und Hohem Ifen. – Jb. Vorarlb. Landesmus. Ver., **1956**, Bregenz 1956.
- OBERHAUSER, R.: Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie im Gebiet der Hohen Kugel. – Verh. Geol. B.-A., **1958**, 121–140, Wien 1958.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 115–145, Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Die Überkipplungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberggebiet. – Verh. Geol. B.-A., 477–485, Wien 1970.
- OBERHAUSER, R. (Wiss. Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – Hrsg. Geologische Bundesanstalt, 699 S., Wien (Springer Verlag) 1980.
- OBERHAUSER, R.: Das Aitalpidikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän–Oligozän). – In: OBERHAUSER, R. (Wiss. Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 35–48, Wien (Springer) 1980.
- OBERHAUSER, R.: Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysche und Klippenzonen in Vorarlberg. – In: OBERHAUSER, R. (Wiss. Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 177–188, Wien (Springer) 1980.
- OBERHAUSER, R.: Das Unterengadiner Fenster. – In: OBERHAUSER, R. (Wiss. Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs: 290–299, Wien (Springer) 1980.
- OBERHAUSER, R.: Zur geologischen Eigenart, mit Schnitten durch Talrand und Gebirge von Götzis – Kobel bis Hohenems – Unterklien. – Hohenems, Natur und Wirtschaft, 35–47, Hohenems 1983.
- OBERHAUSER, R.: Zur Geologie von Götzis, mit Schnitten durch den Talrand. – Heimatbuch von Götzis, Teil 1, 19–33, Götzis 1988.
- OBERHAUSER, R.: Westvergente Tektonik versus nordvergente Tektonik – Ein Beitrag zur Geschichte und zum Stand geologischer Forschung, gesehen von der Ost- Westalpengrenze her. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 773–783, Wien 1991.
- OBERHAUSER, R.: Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. – Jb. Geol. B.-A., **138**, 369–432, Wien 1995.
- OBERHAUSER, R.: Zur Geologie von Bezau. – Bezau – Geschichte, Gesellschaft, Kultur, 11–23, Bezau 1995.

- OBERRHEINISCHER GEOLOGISCHER VEREIN: Exkursionsführer zu den Tagungen in Dornbirn 1939 (175 S.), Dornbirn 1979 (122 S.), Kempten 1983 (130 S.) und in Bregenz 1993 (163 S.). – Jahresber. u. Mitt. des Oberrheinischen Geologischen Vereins, **29** (1940), **61** (1979), **65** (1983), **75** (1993).
- ÖSTERREICHISCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT: Exkursionsführer zur Wandertagung 1986 in Dornbirn mit Exkursionen in Vorarlberg und Tirol sowie mit Übertritten in die Schweiz und nach Liechtenstein: 130 Seiten, 69 Abbildungen, 3 Falltafeln, Wien 1986.
- PAVONI, N.: Erdbeben im Gebiet der Schweiz. – *Eclogae geol. helv.*, **70/2**, 351–370, Basel 1977.
- PAVONI, N.: Zur Seismotektonik der Nordschweiz. – *Eclogae geol. helv.*, **80/2**, 461–471, Basel 1987.
- PAVONI, N., MAURER, H., ROTH, Ph. & DEICHMANN, N.: Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. – In: PFIFFNER et al. (eds.), 241–250, Basel 1997.
- PETSCHIK, R.: Zur Wärmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illit-Kristallisation). – *Frankfurter Geowiss. Arb.*, Serie C Mineralogie, **10**, 259 S., Frankfurt 1989.
- PFIFFNER, A.: Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Eclogae geol. helv.*, **71/1**, 61–84, Basel 1978.
- PFIFFNER, A.: Fold- and thrust tectonics in the Helvetic Nappes (Eastern Switzerland). – *Spec. publ. Geol. Soc. London*, **9**, 319–327, London 1981.
- PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, St. & STECK, A. (eds.): Deep structure of the Swiss Alps. – *Results of NRP 20*, 380 S., Birkhäuser Basel 1997.
- REITHOFER, O., SCHMIDEGG, O. & OBERHAUSER, R.: Exkursion III/1, Rätikon. – *Mitt. Geol. Ges.*, **57/1**, 225–242, Wien 1964.
- RESCH, W.: Bericht über den Stand der Untersuchungen von zwei Ophiolithvorkommen im östlichen Bregenzer Wald. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, A 128–A 131, Wien 1976.
- RICHTER, D.: Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **105**, 285–372, Stuttgart 1957.
- RICHTER, D.: Allgäuer Alpen. – *Slg. geol. Führer*, **77**, 253 S., Berlin (Bornträger) 1984.
- RICHTER, M.: Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpass und Ill. – *Geotekt. Sympos. H. Stille*, 190–204, Stuttgart 1956.
- RICHTER, M.: Vorarlberger Alpen. – *Slg. Geol. Führer*, **49**, 2. Aufl., 171 Seiten, Berlin (Bornträger) 1978.
- RING, U.: The Early Alpidic Orogeny in the Central Alps: A Discussion of Existing Data. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137/ 2**, 345–363, Wien 1994.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., DÜRR, S. & BORCHERT, S.: The internal structure of the Arosa Zone (Swiss–Austrian Alps). – *Geol. Rdsch.*, **79/3**, 725–739, Stuttgart 1990.
- RUDOLPH, J.: Tieferes Tertiär im hinteren Fimbertal. – *Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1982/ 3**, 181–183, Stuttgart 1982.
- SAX, H.: Geologische Untersuchungen zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen (Vorarlberg). – *Diss. Zürich*, 38 S., 1925.
- SCHAAD, H.: Zur Geologie der jurassischen Canisfluh-Mittagsfluh-Gruppe im Bregenzerwald. – *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, **70**, 49–84, Zürich 1926.
- SCHIDLOWSKY, M.: Über das Westende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzer Wald (Vorarlberger Kalkalpen). – *Verh. Geol. B.-A.*, 49–63, Wien 1962.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A. & SCHREURS, G.: Rifting and collision in the Penninic Zone of eastern Switzerland. – In: PFIFFNER et al. (eds), 160–185, Basel 1997.
- SCHMIDEGG, O.: Zum tektonischen Gefüge des Rätikon. – *Jb. Geol. B.-A.*, **98**, Wien 1955.
- SCHNEIDER, G.: Abschätzung der seismischen Gefährdung für intrakontinentale Gebiete: Die Situation in Mitteleuropa. – *Eclogae geol. helv.*, **90/3**, 421–432, Basel 1997.
- SCHOLZ, H.: Bioherme und Biostrome im Allgäuer Schratzenkalk. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 471–499, Wien 1984.
- SCHOLZ, H.: Beiträge zur Sedimentologie und Paläontologie der Oberen Süßwasser- Molasse im Allgäu. – *Jb. Geol. B.-A.* 129/1: 99–127, Wien 1986.
- SCHOLZ, H.: Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. – 353 S., 134 Abb., 47 Tafeln, Stuttgart (Bornträger) 1995.
- SCHOLZ, H. & SCHOLZ, U.: Das Werden der Allgäuer Landschaft, eine kleine Erdgeschichte des Allgäus. – 152 S., Kempten (Ver. f. Heimatpflege) 1991.

- SCHOOP, R.W. & WEGENER, H.: Einige Ergebnisse der seismischen Untersuchungen auf dem Bodensee. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing., **50/118**, 55–61, Gelterkinden 1984.
- SCHREIBER, H.: Die Moore Vorarlbergs und Liechtensteins in naturwissenschaftlicher und technischer Beziehung. – Staab (Deutsch-Osterreichischer Moorverein) 1910.
- SCHREINER, A.: Zur Frage der tektonischen oder glazio-fluviatilen Entstehung des Bodensees. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **57**, 61–75, Stuttgart 1975.
- SCHWERD, K., DOPPLER, G. & UNGER, H.J.: Gesteinsfolge des Molassebeckens und der inneralpinen Tertiärbecken. – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 141–187, München (Bayer. Geol. L.-A.) 1996.
- SCHWERD, K., DOBEN, K. & RISCH, H.: Gesteinsfolge der Alpen. – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 188–235, München (Bayer. Geol. L.-A.) 1996.
- SCHWERD, K., HUBER, K. & MÜLLER, M.: Tektonik und regionale Geologie der Gesteine der Tiefbohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – *Geologica Bavarica*, **100**, 75–115, München 1995.
- SCHWIZER, B.: Die Tristel-Formation: Vergleichende Untersuchungen in Graubünden, Liechtenstein, Vorarlberg und Bayern (Beilagenmappe). – 185 S., Bern (Universitätsdruckerei Bern) 1983.
- STAHEL, H.A.: Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rätikon. – Diss. Zürich, 82 S., Weida in Thür. 1926.
- STEINMANN, M.: Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz. – Jb. Geol. B.-A., **137/4**: 675–721, Wien 1994.
- THONI, M.: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheit: Interpretation der geochronologischen Daten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 17–34, Wien 1982.
- THONI, M.: Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: implications for the detachment and the trusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., **131/1**, 169–202, Wien 1988.
- THUM, I.: Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters (unter besonderer Berücksichtigung der Schwermineralanalysen). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **62**, 55–77, Wien 1969.
- THUM, I. & NABHOLZ, W.: Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prätigau – Lenzerheide – Oberhalbstein. – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N.F., **144**, Bern 1972.
- TOLLMANN, A.: Monographie der Nördlichen Kalkalpen. – Teil 1, 428 S., 1973; Teil 2, 580 S., 1976; Teil 3, 462 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Bd. 1, 782 S., 1977; Bd. 2, 728 S., 1985; Bd. 3: 728 S., 1986, Wien (Deuticke).
- TROMMSDORFF, V.: Alpine metamorphism and Alpine Intrusions. – In: TRÜMPY, R. et. al.: *Geology of Switzerland, a Guide Book, Part A*, 82–87, Basel 1980.
- TROMMSDORFF, V., DIETRICH, V., FLISCH, M., STILLE, P. & ULMER, P.: Mid-Cretaceous primitive alkaline magmatism in the Northern Calcareous Alps: Significance for Austroalpine Geodynamics. – *Geologische Rundschau*, **79**, 85–98, Stuttgart 1990.
- TRÜMPY, D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. – Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N.F. **46**, 163 S., Zürich 1916.
- TRÜMPY, R.: Die Helvetischen Decken der Ostschweiz, Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. helv.*, **62/1**, 105–142, Basel 1969.
- TRÜMPY, R.: Zur Geologie des Unterengadins. – *Ergebn. d. wiss. Untersuch. im Schweiz. Nationalpark*, **XII**, 71–87, Chur 1972.
- TRÜMPY, R.: Ostalpen und Westalpen – Verbindendes und Trennendes. – Jb. Geol. B.-A., **135/4**, 875–882, Wien 1992.
- TRÜMPY, R.: Die Entwicklung der Alpen: eine kurze Übersicht. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **149/2**, 3 Abb., 1 Tafel, 165–182, Stuttgart 1998.
- TRÜMPY, R. et al.: *Aperçu general sur la geologie des Grisons.* – C.R. Somm. des Seances, Soc. Geol. France, 1969, fasc. **9**, 39 S., Paris 1970.
- TRÜMPY, R. et al.: *Geology of Switzerland, a Guide Book.* – Part A, 104 S.; Part B, 334 S., Basel 1980.

- UČIK, F.H.: Das Unterengadiner Fenster. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 1993, Geologie des Oberinntaler Raumes., 93–108, Wien 1993.
- VACEK, M.: Über Vorarlberger Kreide: Eine Localstudie. – Jb. k. k. geol. Reichsanstalt, **29**, 659–758, Wien 1879.
- VILLINGER, E.: Zur Flußgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – Jber. Mitt. ober-rhein. Geol. Ver., N.F., **80**, 361–398, Stuttgart 1998.
- WEISSERT, H. & BERNOULLI, D.: A Transform margin in the Mesozoic Tethys: Evidence from the Swiss Alps. – Geol. Rdsch., **74/3**, 665–697, Stuttgart 1985.
- WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvretta-Kristallins. – Schweiz. min. petrogr. Mitt., **14**, Basel 1934.
- WILDI, W. & PUGIN, A.: Architektur und Genese der übertieften Alpentäler. – Terra Nostra, Schriften der Alfred Wegener Stiftung, **98/1**, S. 95, Bern 1998.
- WINKLER, W.: Mid to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps: Paleotectonic implications. – Jb. Geol. B.-A., **131/2**, 341–389, Wien 1988.
- WYSSLING, G.: Palinospastische Abwicklung der Helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 701–706, Wien 1984.
- WYSSLING, G.: Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu–Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – Jb. Geol. B.-A., **129/1**, 162–265, Wien 1986.
- ZACHER, W.: Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu–Vorarlberg). – Geotekt. Forschungen, **44**, 74 S., Stuttgart 1973.

Karten (teilweise mit Erläuterungen)

- ALLEMANN, F., BLASER, R. & SCHÄETTI, H.: Geologische Karte 1 : 25.000: Fürstentum Liechtenstein. – Vaduz (Regierung des Fürstentums Liechtenstein) 1953.
- AMPFERER, O., BENZINGER, Th. & REITHOFER, O.: Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Klostersaler Alpen 1 : 25.000. – Geol. B.-A., Wien 1932.
- AMPFERER, O. & REITHOFER, O.: Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Arlberg-Gebiet. – Wien (Geol. B.-A.) 1932.
- AMPFERER, O. & REITHOFER, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt 5144 Stuben. – Wien (Geol. B.-A.) 1937.
- CADISCH, J. & LEUPOLD, W. mit Beiträgen von F. FREI und A. STRECKEISEN: Blatt Davos der Geologischen Karte von Mittelbünden 1 : 25.000. – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N. F., **49**, Zürich 1929.
- CADISCH, J., BEARTH, P. & SPÄNHAUER, F.: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt 420, Ardez, mit Erläuterungen. – Bern (Schweizerische Geologische Kommission) 1941.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E.: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt Scuol (Schuls) – Tarasp, mit Erläuterungen. – Bern (Schweizerische Geologische Kommission) 1968.
- CHRIST, P. & NABHOLZ, W.: Geologische Generalkarte der Schweiz 1 : 200.000, Blatt 4, St. Gallen-Chur. – Bern (Geographischer Verlag Kümmerli und Frey) 1959 (Zusammenstellung der benützten geologischen Kartenunterlagen, Tektonische Karte und Profile: Bern 1975).
- DOBEN, K., DOPPLER, G., FREUDENBERGER, W., JERZ, H., MEYER, R.K.F., MIELKE, H., OTT, W.D., ROHRMÜLLER, J., SCHMIDT-KALER, H., SCHWERD, K. & UNGER, H. J.: Geologische Karte von Bayern 1 : 500.000, 4. Auflage, mit Erläuterungen. – München (Bayer. Geol. L.-A.) 1996.
- DOERT, U. & HELMCKE, D.: Geologie des Flexen-Passes mit Geologischer Karte 1 : 25.000 mit Erläuterungen (181–200). – Geologica et Palaeontologica, **10**, Marburg 1976.
- EBEL, R., HÄUSSLER, H., JERZ, H. & ZACHER, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8427 Immenstadt im Allgäu, mit Erläuterungen (258 S.). – München (Bayerisches Geologisches Landesamt) 1983.
- EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. & SAXER, F.: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt St. Gallen-Appenzell (Atlasblatt 23), mit Erläuterungen (86 S.). – Bern (Schweizerische Geologische Kommission) Bern 1960.

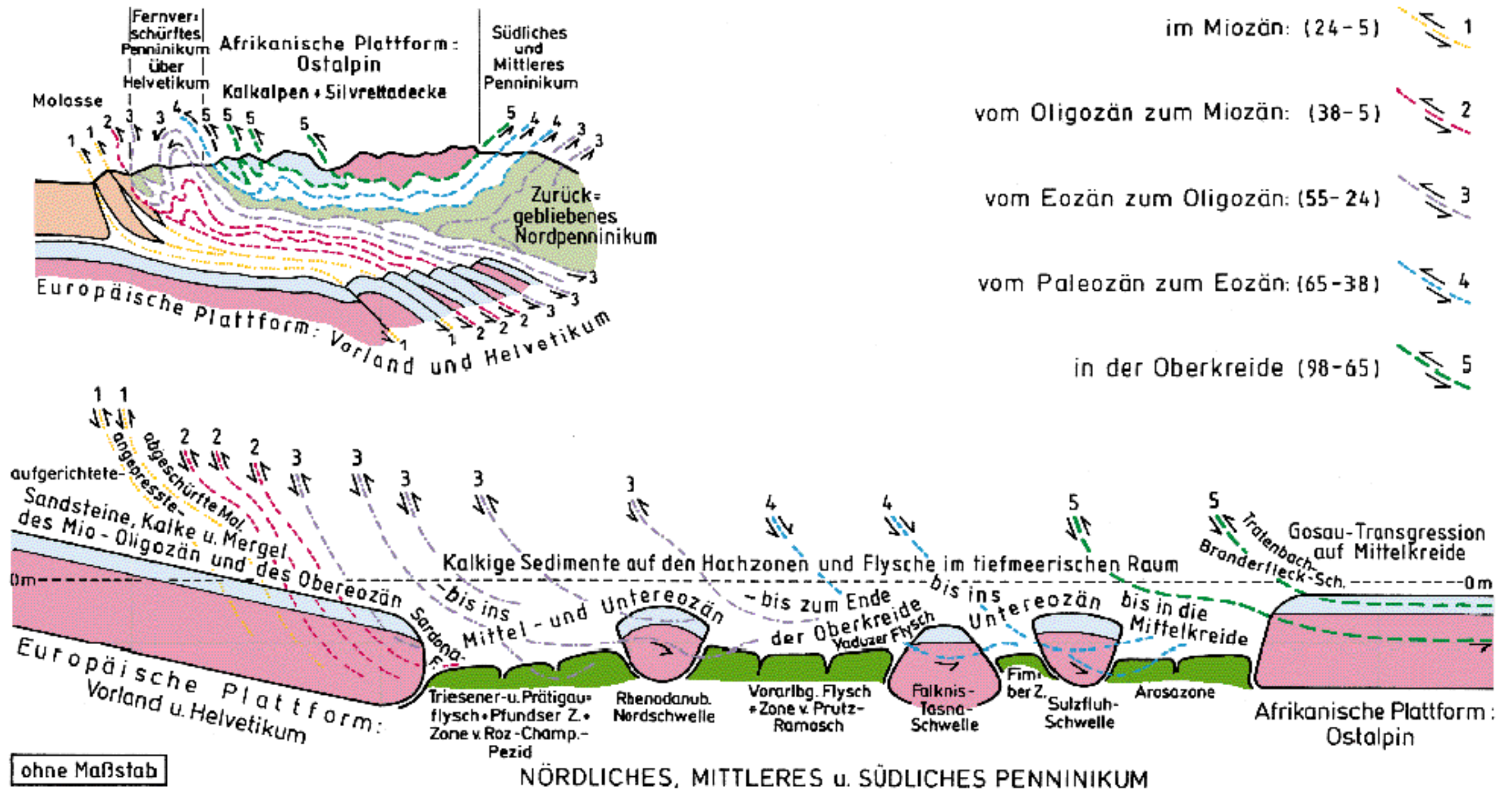
- EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, Th., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGE-NEGGER, H., SPÖRRI, M. & HABICHT, K.: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt 1115 Säntis. – Bern (Schweizerische Geologische Kommission) 1982.
- FUCHS, G., PIRKL, H., BERTLE, H. & LOACKER, H.: Geologischen Karte 1 : 25.000 der Republik Österreich, Blatt 169 Partenen. – Wien (Geol. B.-A) 1980, mit Erläuterungen von G. FUCHS (Wien 1984).
- FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. mit Beiträgen von J. CADISCH, H. LOACKER, H. PIRKL, R. SPRINGHORN & M. THONI: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 170 Galtür, Wien (Geol. B.-A.) 1990.
- HAFNER, W.: Geologische Karte des südöstlichen Rätikon 1 : 25.000. – Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N.F., 54/1, Zürich 1926.
- HARING, Ch., JACKLI, H., KOBEL, M., KÜNDIG, R., LIENERT, O., PHILLIP, R., STARK, P. & WYSSLING, L.: Hydrogeologische Karte der Schweiz 1 : 100.000, mit Erläuterungen, Blatt Toggenburg. – Zürich (Schweizerische Geotechnische Kommission, ETH-Zentrum) 1994.
- HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt 5245 Nauders, mit Erläuterungen (62 S.) – Wien (Geol. B.-A) 1923.
- HEIM, A. & OBERHOLZER, J.: Geologische Karte der Alvier-Gruppe 1 : 25.000. – Spezialkarte 80, Bern (Schweizerische Geologische Kommission) 1917.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Rätikon 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A) 1965.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Walgauer 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A) 1967.
- HELMCKE, D. mit Beiträgen von U. DOERT, J. KRANZ, O. OTTE & J. THIERBACH: Geologische Karte der südlichen Klostertaler Alpen (Vorarlberg/Österreich) 1 : 25.000 mit Erläuterungen (131–147). – *Geologica et Palaeontologica*, 8, Marburg 1974.
- HERRMANN, P. & SCHWERD, K.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000, Blatt 82 Brengenz, mit Erläuterungen (28 S.). – Wien (Geol. B.-A) 1983.
- HERRMANN, P.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000, Blatt 83 Sulzberg, mit Erläuterungen mit Beiträgen von I. DRAXLER & M. MÜLLER (20 S.). – Wien (Geol. B. A) 1985.
- JÄCKLI, H. mit Beiträgen von A. BÖGLI, Th. LOCHER, W. NABHOLZ, C. SCHINDLER, E. WEBER & L. WYSSLING: Hydrogeologische Karte der Schweiz 1 : 100.000, Blatt Panixerpass, mit Erläuterungen (132 S.). – Zürich (Schweiz. Geotechn. Komm.) 1985.
- OBERHAUSER, R.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000, Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd, Wien (Geol B.-A.) 1982; Erläuterungen hiezu mit Beiträgen von I. DRAXLER, W. KRIEG & W. RESCH. – Wien (Geol. B.-A) 1992.
- OBERHAUSER, R. mit Beiträgen von R. HANTKE, P. HERRMANN, H. LOACKER & W. RESCH: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000, Blatt 110 St. Gallen Nord und 111 Dornbirn Nord. – Wien (Geol. B.-A.) 1994.
- OBERHOLZER, J.: Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein 1 : 50.000. – Spezialkarte 63, Bern (Schweizerische Geologische Kommission) 1920.
- OTTE, O.: Geologische Karte 1 : 25.000 des Kalkalpen-Nordrandes im Bereich des Großen Walsertales, mit Erläuterungen. – Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, 101, 95–124, Berlin 1988.
- SAXER, F.: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt 1075 Rorschach, mit Erläuterungen (27 S.). – Bern (Schweizerische Geologische Kommission) 1964, 1965.
- SCHOLZ, H. & ZACHER, W.: Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000 der Bundesrepublik Deutschland, Blatt CC 8726 Kempten (Allgäu). – Hannover (BGR) 1983.
- SCHREINER, A., ZITZMANN, A. & OBERHAUSER, R.: Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000 der Bundesrepublik Deutschland, Blatt CC 8718 Konstanz. – Hannover (BGR) 1991.
- SCHWERD, K.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8423 Kressbronn am Bodensee, mit Erläuterungen. – *Geologica Bavarica*, 90, 134 S., München (Bayerisches Geol. L.-A.) 1986.

- SCHWERD, K. & ZEH, U.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8424 Lindau am Bodensee, mit Erläuterungen (Geologica Bavarica, **70**, 134 S.). – München (Bayerisches Geologisches Landesamt) 1986.
- SCHWIZER, B., MARTIN, B. & ALLEMANN, F.: Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1 : 25.000. – Vaduz 1985.
- SIEBER, R.: Zur Geschichte der paläontologischen Erforschung Vorarlbergs. – Jb. Vorarlb. Landesmus. Ver., 173–178, Bregenz 1962.
- SPICHER, A.: Tektonische Karte der Schweiz 1 : 500.000. – Bern (Schweizerische Geologische Kommission) 1972.
- SPICHER, A.: Geologische Karte der Schweiz 1 : 500.000. – Bern (Schweizerische Geologische Kommission) 1972.
- VOLLMAYR, Th.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8426 Oberstaufen, mit Erläuterungen (41 S.). – München (Bayerisches Geologisches Landesamt) 1956/1958.
- VOLLMAYR, Th. & ZIEGLER, J.H. et al.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8425 Weiler im Allgäu, mit Erläuterungen (76 S., mit einem Alpenprofil). – München (Bayerisches Geologisches Landesamt) 1976.
- WILDI, W.: Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz mit kurzen Erläuterungen. – Eclogae geol. helv., **77**, 541–553, Basel 1984.
- ZACHER, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt Oberstdorf. – München 1972, 2. Aufl. 1985.
- ZACHER, W.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 113 Mittelberg. – Wien (Geol. B.-A.) 1990.
- ZACHER, W.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 112 Bezaun. – Wien (Geol. B.-A.) im Druck.

Meridionaler Schnitt durch die Meeresräume der frühen Unterkreide-Zeit im Vergleich mit der heutigen Situation

Vom Bodensee zum Unterengadin (heute)
(siehe Profilschnitt)

Alter der Relativbewegungen (in Millionen Jahre vor heute)



ohne Maßstab

Zur Stratigraphie des sich zwischen Helvetikum und Ostalpin öffnenden Penninikums

