

M. 892,40

Beilage 2
Geologie der österreichischen Bundesländer – Vorarlberg

GEOLOGISCHE KARTE VON VORARLBERG 1:100.000

ZUR GEOLOGIE DER OST-WESTALPEN-GRENZE ANHAND DER GEOLOGISCHEN KARTE VON VORARLBERG 1:100.000 MIT DEM ZUGEHÖRIGEN PROFILSCHNITT VOM BODENSEE INS UNTERENGADIN

RUDOLF OBERHAUSER

ISBN 978-3-85316-040-9

 **Geologische Bundesanstalt**

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

Wien 2007

Inhalt

1. Zusammenfassende Einleitung	1
2. QUARTÄR (1–26)	1
3. MOLASSE (27–40)	2
3.1. Aufgerichtete Molasse (27–30)	3
3.2. Angepresste und abgeschürfte Molasse (31–40)	3
3.3. Von der Molasse zum Ostalpin (folgend dem Profilschnitt)	4
4. OSTALPIN (41–85)	4
4.1. Nördliche Kalkalpen (41–72)	5
4.2. Silvretta-Seckau-Deckensystem (73–85)	6
4.3. Zur Kinematik der Ostalpinen Decken	6
4.4. Die Gargellen- und die Klostertal-Störung	8
5. PENNINIKUM (86–187)	9
5.1. Penninische Decken des Unterengadiner Fensters (86–122)	10
5.2. Penninische Decken vor der Stirn des Ostalpins und in stirnnahe Fenstern (123–187)	11
6. HELVETIKUM (188–229)	14
6.1. Feuerstätter Decke (Melange aus Gesteinen helvetischer und penninischer Herkunft; 188–193)	14
6.2. Ultrahelvetische Decken. (194–199)	15
6.3. Helvetische Decken (200–229)	15
7. AAR-MASSIV UND AUTOCHTHONE BIS PARAUTOCHTHONE HÜLLE (230–241)	17
8. Zum Profilschnitt vom Bodensee ins Unterengadin	17
Dank	18
Literatur	18

1. Zusammenfassende Einleitung

Die Beschreibung der Geologie der Ost-Westalpen-Grenze folgt den Ordnungszahlen der Kartenlegende von **1** bis **241**, die fallweise im Text genannt werden. So beginnt sie mit dem Quartär und der Molasse, wendet sich dann dem Ostalpin zu und steigt übers Penninikum und Helvetikum zum Autochthon des Aarmassivs ab.

Den kürzesten Weg dafür suchend, folgen wir dem Profilschnitt längs der Bregenzerach durch Molasse, Flysch und Helvetikum in ihr Quellgebiet in den Kalkalpen. Dort überschreiten wir die Wasserscheide zur Donau und stoßen am Arlberg auf das Silvretta-Kristallin des Verwalls. Um die Lagebeziehungen zu klären, ist dabei ein Ausblick in Richtung Rätikon nützlich. Hinter dem Silvretta-Kristallin öffnet sich in der Silvretta das Unterengadiner Fenster mit dem unterlagernden Deckenstapel des Penninikums. Hier endet dann, bemüht, die tektonischen Lagebeziehungen aufzuhellen und dafür bis in den autochthonen Untergrund absteigend, der Profilschnitt.

Von Unterengadiner Fenster aus überschreiten wir das Silvretta-Kristallin nach Westen und kehren ins Einzugsgebiet von Rhein mit Ill zurück. Dabei öffnet sich im Prättigau unter ihm und unter den nach Norden anschließenden Kalkalpen des Rätikon noch einmal der komplizierte Deckenbau des Penninikums. Wir verfolgen diesen in Liechtenstein um das Westende der Kalkalpen herum und, den Fortsetzungen der Säntis-Decke aufliegend, als Vorarlberger Flysch übers Große Walsertal und den Bregenzer Wald ins Allgäu hinüber.

Im Westen jenseits des Rheins stoßen wir auf das am Churer Lineament angehobene Aarmassiv mit autochthoner bis parautochthoner Hülle. Darüber liegt abgeschertes und eingewickelter Südhelvetikum. Zuerst liegt die Helvetische Hauptdecke auf. Sie wurde in Teildecken auseinandergesogen und überschreitet die Walensee-Furche. Dabei verbindet seine vorlandnah liegende gebliebene Teil-Decke als Säntis-Decke über den Rhein hinweg nach Osten. Sie beinhaltet, synklinale eingefaltet und vor ihrer Stirn angeschopt, Ultrahelvetikum und Vorarlberger Flysch des Penninikums.

2. QUARTÄR (1–26)

Die vor 15 Millionen Jahren mit dem Oberen Miozän beginnende Hebung der Westalpen beendet die alpennahe fluviatile Sedimentation weitgehend und ermöglicht später dem Alpenrhein, sich den Weg nach Norden in Richtung Urdonau zu öffnen (VILLINGER, 2003). Dabei erodiert er die bis dahin über das untere Rheintal hinweg nach Westen liefernden Molassefächer.

Im Quartär kontrollieren seit 2,5 Millionen Jahren die vorstoßenden und sich zurückziehenden Gletscher Erosion und Sedimentation. Schon vor der Riss-Eiszeit bahnt sich der Rhein einen Weg aus

dem Bodensee hinüber zum Oberrhein. Zudem wandert als Folge seiner immer niedriger werdenden Vorflut (Bodensee heute auf 396 m Seehöhe) die Wasserscheide Rhein – Donau immer weiter ostwärts.

Bildungen der letzten Zwischeneiszeit sind konglomerierte Schotter wie das Vättiser Konglomerat (25) im Taminatal südlich Bad Ragaz, das Bürser (25) und Gamperdona-Konglomerat (25) im Vorrätikon, das Sonthofener Konglomerat (25) im Illertal im Allgäu, aber auch die Schieferkohlen von Mörschwil (24) nördlich von St. Gallen.

Ab dem Beginn des Eiszeitalters übertieften die weit über den Bodensee hinaus vorstoßenden Gletscher die Täler immer wieder bis weit unter Meeresniveau. Nach dem Abschmelzen reichte der Bodensee als Rheintalsee weit in die Alpen hinein. Nach jeder Eiszeit wurde der Rheintalsee zunächst rasch und später langsam verfüllt. Die Kräuter und Gräser der Tundra wurden durch den sich entwickelnden Wald von seinen Ufern weg in die Berge hinauf abgedrängt.

Die letzte Verfüllung des Rheintalsees (8, 10) können wir dokumentieren: Vor 10 000 Jahren reichte er bis Meiningen. Lustenau liegt auf einem vorrömerzeitlichen Delta (7). Die Römerstraße zwischen Höchst und Lauterach (9) verlief ufernah. Im Mittelalter war der mäandrierende Rhein noch bis Feldkirch schiffbar. Die fortschreitende Rodung der Alpen verstärkte die Geschiebefracht. Daher konnte im 17. Jahrhundert der Rhein nur noch bis zum Pur bei Altach und im 18. Jh. bis zur alten Grenze zwischen Rhein- und Thurgau am Monstein bei Au befahren werden. Ab dem 19. Jh. kam es zu massiven Landschaftsveränderungen durch den Menschen, u.a. durch Wasserbauten.

3. MOLASSE (27–40)

Nachfolgend der Kontinental-Kollision an der Wende Eozän/Oligozän vor etwa 35 Millionen Jahren wurde als Folge des Subduktions-Sogs und der anwachsenden Auflast der vorrückenden Orogenfront die Europäische Plattform hinunter gebogen und so ein Depotraum für den zukünftigen Alpenschutt geschaffen. Bohrerergebnisse lassen annehmen, dass sich die Quinten-Formation (237) des Oberen Jura im Molasse-Untergrund auch bis unter den Bodensee hinaus erstreckt. In diesem Bereich liegt unmittelbar darüber die Molassebasis mit Lithothamnienkalk und Fischeschiefern (39, 230) des obersten Eozän und untersten Oligozän. Alpenwärts in Richtung Aarmassiv ist die komplette Schichtfolge des Autochthons von der Kreide bis zum Eozän erhalten.

Die Untere Meeresmolasse (37–40) beginnt mit einem zunächst tieferen und später sich verflachenden Restmeer. So folgen, aus Schelfschlick entstanden, mächtige Tonmergel der Grisigen-Formation (38) nach. Über sie hinweg rücken von Westen her die Strandsande der Baustein-Schichten (37) vor, die Pflanzenreste beinhalten. Im Oberen Oligozän erfolgt Verlandung, und die Untere Süßwassermolasse (30, 34 36) wird abgelagert. Hebungsvorgänge setzen riesige Schuttmassen in Bewegung, wobei zunächst das hinter der Orogenfront zuoberst liegende Ostalpin abgetragen wird. So dominiert im Hochgrat-Fächer kalkalpiner Schutt mit seltenen Kristallingeröllen. Heute erodierte Fortsetzungen der bis ins Eozän hinauf reichenden Gosau liefern Gerölle eines paleozänen Saumriffes. Neben Nummuliten werden auch massenhaft Schalen von Plankton-Foraminiferen des Paleozän/Eozän verfrachtet. Diese Lieferung erfolgte nicht nur in die Weißach-Formation (36) im Vorland, sondern auch in die inneralpine Molasse des Inntal-Tertiärs. Selten finden sich umgelagerte Gesteine der Oberkreide.

Später werden der Vorland-Molasse zunehmend von Südwesten her feldspatreiche und karbonatarme Sande zugeführt. Diese stammen aus einem vor der Orogenfront freigelegten Altkristallin. Sie werden als Granitische Molasse (30) bezeichnet.

Ein Anstieg der Meeresspiegel im Miozän führt zur Bildung der Oberen Meeresmolasse (28, 29, 31–33). Es entsteht eine allmählich breiter werdende Meeresstraße, welche zu den Schlier-Ablagerungen in Ostbayern und Oberösterreich verbindet. Hochgrat- und Pfänderfächer liefern Nagelfluh mit wenig kalkalpinen und sehr vielen Flyschgeröllen. Die Nagelfluh dient am Gebhardsberg Austernbänken als Hartsubstrat. Mit dem zuoberst liegenden Wirtatobel-Kohleflöz werden diese Ablagerungen der Luzern-Formation (29) zugerechnet. Über ihr folgt die St. Gallen-Formation (28). Sehr fossilreich sind die Seelaffen bei Rorschach. Glaukonit wird gebildet und unter den Schwermineralien wird Epidot häufig.

Mit dem Karpatium erneut einsetzende Hebungsvorgänge bewirken wiederum eine Verlandung. In der Oberen Süßwassermolasse (27) erfolgt der Eintrag von Schutt aus Flysch und Ostalpin. Die Gewässer folgen dem endgültig nach Westen zurückweichenden Meer. Hochgrat- und Pfänderfächer werden weiterhin aus der Flyschüberlagerung des Helvetikums zwischen Rhein und Iller beliefert. Ebenso finden sich im westwärts anschließenden Bodenseefächer umgelagerte Flyschforaminiferen. Dieser verzahnt sich mit dem Epidot liefernden Hörnlifächer. Unmittelbar westlich der Blattgrenze findet sich in ihm nordwestlich von St. Gallen ein Horizont mit Malmkalkbrocken, die sowohl als Vulkan-

als auch als Impaktauswurf gedeutet wurden, wobei – obwohl zeitlich möglich – für eine Herkunft aus dem Nördlinger Ries die Entfernung zu groß ist.

Heimzuweisen sind die Schichtverbände der Angepressten und Abgeschürften Molasse (**31–40**) hinter die Fortsetzungen des am Churer Lineament hinuntergestaffelten Aarmassivs, das in der Tiefe nach Osten über das Prättigau unter die Silvretta hinein verläuft. Die Tektonisierung ihrer dabei zu nordvergenten Synklinen gepressten Schuttfächer und Stillwassersedimente erfolgte nachfolgend der Verfaltung der helvetischen Decken mit dem überlagernden Vorarlberger Flysch. Daher setzen sich die begleitenden Blattverschiebungen wie die Ostergunten-Störung oder der Sax-Schwendi-Bruch nicht in die Molasse hinein fort, sondern schwenken in ihre Kontaktfläche zum Alpenkörper ein. Fortsetzungen des die Westalpen hochstaffelnden Churer Lineaments scheinen weiter nach Norden auszugreifen, vermutlich sogar bis an die Aufgerichtete Molasse (**27–30**) heran.

3.1. Aufgerichtete Molasse (27–30)

Hinter dem etwas unter 400 m NN liegenden Bodenseeufer in Bregenz taucht die Aufgerichtete Molasse am Pfänderhang mit den Pfänderschichten der Oberen Süßwassermolasse (**27**) nach Norden in den Untergrund ab. Diese Gesteine wurden vor 20 bis 10 Millionen Jahren vom Pfänderfächer von Süden her geschüttet. Die Gerölle in den Nagelfluhen zeigen an, dass damals Flysch und Ostalpin abgetragen wurden. Darunter liegen die reichlich Glaukonit führenden und fossilreichen, strandnahen Bildungen der Oberen Meeresmolasse (**28, 29**) in denen die oft überhängend vom Gebhardsberg nach Fluh aufsteigende Kanzelfelsen-Nagelfluh auffällt. Sie enthält reichlich Flyschgerölle. Zur Bregenzerach hinunter unterlagert weiterhin nordfallend die Granitische Molasse (**30**). Sie ist durch feldspatreiche Sandsteine charakterisiert, die durch beckenachsialen Transport aus dem Westen geliefert wurden, und wird bis zu 3 km mächtig. Sie ist dem Egerium der Unteren Süßwassermolasse (**30, 34–36**) zuzuordnen und baut auch den Gegenhang auf, der zur Schneiderspitz hinauf führt.

3.2. Angepresste und abgeschürfte Molasse (31–40)

Der nach Süden zum Schwarzachtobel absteigende Hang besteht oben aus altersmäßig der Granitischen Molasse (**30**) entsprechenden Bildungen der Unteren Süßwassermolasse. Es ist dies die steil südfallende Weißach-Formation (**36**), die jedoch, anders als die Granitische Molasse, vom im Süden aufsteigenden Hochgebirge her beliefert wurde.

Es ist also die vorliegende Antiform im Scheitel tektonisch zu trennen, und im Sinne der Ergebnisse der im östlichen Anschluss niedergebrachten Bohrung Sulzberg 1 eine Dreieck-Struktur anzunehmen (Müller et al., 1988). Das bedeutet, dass ein keilförmiges Einspießen tieferer Anteile der Abgeschürften Molasse unter die Vorland-Molasse hinein diese aufrichtet. Dabei ergeben sich größere Unterschiebungs-Beträge. Gleichartige Erscheinungen werden auch in der Antiklinalzone südlich von St. Gallen beschrieben, die Alpen- und Vorlandmolasse trennt. Es wird von einer Randunterschiebung gesprochen. Der an der Oberfläche sichtbare Teil, der von diesen Vorgängen betroffen wurde, wird als Angepresste Molasse ausgeschieden. Der Profilschnitt zeigt an der Oberfläche nur den der Abgeschürften Molasse zuzurechnenden südlichen Gegenschinkel der Antiform.

Es ist zu vermuten, dass beim Entstehen der sich alpenwärts anschließenden verpressten Synklinen – und so auch bei der alpenrandnächsten Steineberg Mulde – ebenfalls Dreieck-Strukturen eine Rolle gespielt haben. Auch Anteile des Alpenkörpers wie die Nördliche Flyschzone könnten einbezogen worden sein.

Alle dabei entstandenen Trennflächen haben alpenauswärts fortschreitend den Ferntransport bewältigt. Die im Profilschnitt eingezeichnete Dreieck-Struktur unter der aufgerichteten Vorland-Molasse unter Bildstein zeigt den heutigen Stand einer der Subduktion nachfolgenden Kompressions-Tektonik. Wenn erneut aktiviert, wird sie unter den Bodensee hinaus ausgreifen und weitere Teile der Vorland-Molasse in den Alpenbau einbeziehen.

Zweifellos hat die Untere Meeresmolasse mit ihrem hohen Tonmergel-Anteil, welche von der Geophysik bis unter den Rätikon hinein verfolgt werden kann, den größten Teil der für die Decken-Tektonik nötigen Relativ-Bewegung aufgenommen. In ihr erfolgten auch die Abscherungen vom jeweils tieferen Untergrund. Auch tonmergelige Bildungen des unterlagernden Eozän und der Kreide sind dafür geeignet. Wie im Profilschnitt dargestellt, liegt der Abscherungsbereich der zwischen Bildstein und dem Bödele längs der Straßen gut aufgeschlossenen Abgeschürften Molasse unter dem Silvretta-Kristallin des Verwall-Gebirges.

3.3. Von der Molasse zum Ostalpin (folgend dem Profilschnitt)

Auf kurzem Weg zum Ostalpin folgen wir ungefähr dem beiliegenden Profilschnitt und wandern auf der Trasse der vormaligen Wälderbahn längs der Bregenzerach in der Aufgerichteten Molasse bergwärts, wobei wir von der Oberen Meeresmolasse des Pfänderhanges herunter stratigraphisch absteigen. Die unterlagernde Untere Süßwassermolasse setzt ab Kennelbach mit der Granitischen Molasse (30) ein, die aus einem Altkristallgebiet von Westen geschüttet wurde.

Wir treten unterhalb Doren, nach einer Zwischenschaltung von Anteilen der Angepressten Molasse, in die Weißbach-Formation (36) der Unteren Süßwassermolasse ein, welche der Abgeschürften Molasse zuzurechnen ist. Sie wurde vom im Süden aufsteigenden Gebirge herunter geliefert. Wir befinden uns damit im südfallenden Gegenflügel jener im Scheitel getrennten Antiform, die heute als Dreieck-Struktur gedeutet wird (MÜLLER et al., 1988).

Unterhalb Langenegg schließt mit Bildungen der Unteren Meeresmolasse aufschiebend eine Synklinal-Struktur an, deren Südflügel nur Weißbach-Formation (36) führt. In der etwas komplizierter gebauten nächsten Synklinale legt sich der Südflügel direkt an den Alpenkörper an. Dies ist unterhalb der auf einem steil nordfallenden Nagelfluh-Härtling stehenden Kirche von Egg zu beobachten. Die Schichtfolge steigt dabei normal stratigraphisch gegen den Alpenkörper hin bis in die Deutenhausen-Formation (39) hinunter ab.

Der Alpenkörper beginnt mit der Nördlichen Vorarlberger Flyschzone. Diese geographische Bezeichnung besagt, dass hier größere Anteile des dem Helvetikum tektonisch aufliegenden, nordpeninischen Flysches erhalten blieben. Die Flyschüberdeckung nimmt von Osten nach Westen ab, so dass hier längs der Bregenzerach das Helvetikum schon fast ganz von seiner Flyschhülle befreit ist. Neben Anteilen der Liebensteiner Decke (194–197) ist vor allem die Andelsbucher Gleitschollenzone (200, 201) aufgeschlossen. Sie belegt spät eozäne Nord–Süd-Abgleitungen.

Der Hochälpele-Gipfel im Westen ist ein Erosionsrest aus den Glimmersandsteinen der Reiselberg-Formation (174) der Sigiswanger Decke (171–179). Ein Blick auf die Karte zeigt, dass nach Westen hinunter in Richtung Rheintal achsial absteigend nach einem Helvetikum-Aufbruch eine weitere Flysch-Synklinale folgt, die unten den Talrand bildet. Auch im Osten hinter Sibratsgfall finden sich im geschlossenen Verband die Flysche der Sigiswanger Decke, die hier die Melange der Feuerstätter Decke (188–193) und die Liebensteiner Schuppenzone (194–197) abdecken.

Achtaufwärts folgt die Säntis-Decke des Helvetikums. Zunächst zeigt vor allem der Blick nach Osten durch die Erosion heraus modellierte Faltenzüge, wobei Örfli-Formation (212) und Schratzenkalk (209) felsbildend auffallen. Westlich Mellau, wo der Schratzenkalk (209) nach Süden aussetzt, fallen überkippt aufsteigende Kieselkalk-Folgen (211) einer liegenden Falte auf. Sie schließt an die in Richtung Kanisfluh felsbildend mit der Quinten-Formation (214) aufsteigenden Gesteine des Malm an. Im Antiklinalkern hinter Schnepfau schloss die Bohrung Au 1 auch stark verschuppten älteren Jura auf. In den nach Süden anschließenden Gesteinen der Unterkreide wird der Schratzenkalk durch jüngere Anteile der Drusberg-Formation (210) vertreten. Bei einer Wanderung vom Diedamskopf zum Hohen Ifen kann man ihren allmählichen Übergang in den dort stark verkarsteten Schratzenkalk (209) studieren.

Gleich hinter Au setzt die den Malm nach Osten hinunter staffelnde Ostergunten-Störung ein. Linksseitenverschoben setzt sich daher die Weißenbach-Synklinale, welche die Mittagsfluh teilt, nicht in Richtung Diedamskopf fort, sondern in die Mohrenköpfe, und die Hirschberg Synklinale steil hinunter nach Schönenbach. Dabei weist alles darauf hin, dass diese Verschiebungen zeitgleich mit der Faltenbildung erfolgt sind. Die Ostergunten-Störung setzt sich nicht in Molasse hinaus fort. Als Grund dafür ist anzunehmen, dass die Verfaltung der vorher durchquerten Molasse-Anteile erst nachfolgend jener des Helvetikums mit dem überlagernden Flysch abgelaufen ist.

Ab Schoppernau beginnen die Flysch-Abfolgen der Üntschen-Decke (171–179). Den Westabhang der namensgebenden Üntschenspitze bildend, sind Piesenkopf-Formation (173) und Planknerbrücke-Serie (172) neben der Straße aufgeschlossen. Hinter Hopfreen betreten wir, nach einer Zwischenschaltung von Arosa-Zone (123–146) mit Ophiolith-Aufschluss, die überlagernden Kalkalpen. Damit haben wir den erst im Tertiär tektonisierten südlichen Rand der Europäischen Plattform verlassen.

4. OSTALPIN (41–85)

Wir befinden uns nun im Stirnbereich der Afrikanischen Plattform, der schon in der Oberkreide tektonisiert wurde und dem hier die Nördlichen Kalkalpen (41–72) und das Silvretta-Seckau-Deckensystem (73–85) mit dem Silvretta-Komplex zugehören. Letzteren nennen wir, wie althergebracht, Silvretta-Kristallin. Während die Hauptmasse dem Oberostalpin zuzurechnen ist, gehören im Osträtikon iso-

liert unterlagernde Schollen zum Unterostalpin. Da nur zeitweilig ganz mit Afrika verbunden, wurde der Name Adriatische oder Apulische Plattform eingeführt. Von der Europäischen Plattform war sie durch einen sich ab dem Mitteljura öffnenden, tiefmeerischen Raum getrennt. Die Höhepunkte der Tektonisierung der beiden Plattformen liegen fast 60 Millionen Jahre auseinander.

Weil die molassezeitliche Erosion weit mehr als die Hälfte ihrer Kubatur abgeräumt hat, blieb von den Kalkalpen und dem sich nach Süden anschließenden Silvretta-Kristallin nur eine Ruinenlandschaft übrig. Die Kalkalpen haben dabei im westlichen Nordtirol und in Vorarlberg ihre gosau- und tertiärzeitlichen Jungschichten fast völlig verloren.

Folgend der geologisch-tektonischen Übersichtskarte 1998 wurden die in die Arosa-Zone tektonisch oder olistostromatisch eingebrachte Ostalpin-Schollen dem Penninikum zugeordnet. Im Unterengadiner Fenster und im Osträtikon kann ein Teil von ihnen durchaus auch als noch mit dem Bajuvarikum zusammenhängende Subsivrettiden gedeutet werden. Sie liegen oft invers.

4.1. Nördliche Kalkalpen (41–72)

Im Lechquellen-Gebirge, in das wir im hinteren Bregenzerwald eintreten, teilen sich die tief erodierten Kalkalpen in ein direkt der Arosazone aufliegendes Bajuvarikum (53–72) und ein darüber liegendes Tirolikum (43–52). Ersteres teilt sich in die vorne liegende Allgäu-Decke mit einer mit Hauptdolomit beginnenden Schichtfolge, und in eine mit permoskythischen Basisbildungen an das Silvretta-Kristallin anzuschließende Lechtal-Decke. Bei Warth fallen in der Allgäu-Decke Manganschiefer-Einschaltungen auf. Auf ihr liegt dort die Karhornklippe als Ausleger der Lechtal-Decke.

Die Deckengrenze der Allgäu- zur aufliegenden Lechtal-Decke quert unterhalb von Lech den Fluss. Letztere beinhaltet in der Arlberg-Formation (64, 65) Einschaltungen von Melaphyrlaven. Sie baut das höhere Gebirge in Richtung Stanzer- und Klostertal auf. Hier ist der Wettersteinkalk durch die Kalkmergel Wechselfolge der Arlberg-Formation (49, 64) ersetzt. Weil diese zu eher sanften Formen verwittert, begünstigt sie – so wie auch die Lech-Formation (43, 53) – den Wintersport. Im vorderen Klostertal und am Bürserberg im Rätikon wurden aus der Arlberg-Formation (64) fossile Knochen geborgen, u. a. das Skelett eines kleinen Rudersauriers.

Nach Westen setzt sich die Lechtal-Decke über die Davenna in den Rätikon fort. Schon am Bartholomäberg schließt sie mit permoskythischen Übergangsbildungen an das Silvretta-Kristallin des Verwall an, das dem Silvretta-Seckau-Deckensystem zugehört. Anteile der Lechtal-Decke geraten dabei oft invers gestellt in eine subsivrettide Position und tauchen, wie in den Stollenbauten der Illwerke im Osträtikon sichtbar, unter den Silvretta-Komplex ein. Daher sollte die Unter- und Mitteltrias des Kristakopfes, unter den Alluvionen der Ill durch, vorne bei Vandans auf beiden Talseiten anschließen, und dies ohne Phyllitgneis-Unterlagerung.

Während wir im Lechquellen-Gebirge den Kalkalpen noch zugestehen, dass ihre Basis deutlich unter Meeresniveau hinunterreicht, ist das im Rätikon kaum mehr der Fall. Dies ist eine Folge des schon im östlichen Vorarlberg einsetzenden jungen Aufstiegs der Westalpen. Nach Norden, Westen und Süden der Arosazone aufliegend, werden die Kalkalpen der Kubatur nach wiederum vom Hauptdolomit (61) dominiert. Die Lechtal-Decke teilt sich im Rätikon in Großschollen auf, wobei der Gips der Raibler Schichten für eine sehr ausgeprägte Stockwerk-Tektonik sorgt. So zeigen sich im Vorrätikon über einer Unterlage von verquälten Nordalpinen Raibler Schichten (62) Hauptdolomit-Schüsseln mit weitgehend erodierten Jungschichten. Darunter sind, wenn im Kontakt mit Gips (63), die Abfolgen der Unteren und Mittleren Trias oft tektonisch selbständig. Dann sind meist auch Gesteine der Arosa-Zone (86–88) einbezogen.

Ganz anders zeigt sich die durchs Rellstal in den Hochrätikon – mit steil stehenden Anschlüssen zu den Phyllitgneisen – aufsteigende Zimba-Schesaplana-Scholle. Sie verfügt mit dem Zimba-Gipfel und mit der vom Zementwerk Lorüns über die Zalum-Mäder in Richtung Schattenlagant – Wildberg aufsteigenden Synklinale noch über die bis in die Lech-Formation (53) hinauf vollständigen Jungschichten.

Nachdem wir diese das Brandner Tal hinauf durchquert haben, durchsteigen wir den Hauptdolomit der Seebarre. Auf ihr, über den Lünensee nach Südosten blickend, sind wir mit den verkehrt liegenden Abfolgen des Osträtikons konfrontiert. Deren Auflösung wird die Geologen noch lange beschäftigen (SCHMIDEGG, 1955), besteht ja der Kamm Freschlua – Zaluanda – Roßberg aus invers verfalteter Mitteltrias und liegen als Obertrias darunter Nordalpine Raibler Schichten (62) und jener Hauptdolomit (61), auf dem wir stehen. Also verdankt der Lünensee seine Hohlform Raibler Gips (63), der aufgelöst nach und nach durch die Seebarre abgeführt wurde! Auch die Hauptdolomit-Kappe des Wildberges auf Allgäu-Formation (57) nördlich der Schesaplana fügt sich ins Bild.

Zu erörtern ist dabei, ob für die Inversstellung des Kalkalpen-Südrandes die vorgosauische Tektonik allein verantwortlich ist, oder nicht auch zumindest zum Teil die tertiärzeitliche Tektonik – jene, die 50 Millionen Jahre später im Eozän bewirkte, dass die Sulzfluh-Decke, die heute hier den Rätikon-Hauptkamm bildet, unter die Kalkalpen hinein geriet.

Von der ursprünglich wohl weiträumiger überlagernden Krabachjoch- und Inntal-Decke des Tirolikums (43–52) ließ die Erosion vor allem östlich des Flexenpasses als Zeugen vorgosauischer Tektonik noch einige stattliche Berge, die der Lech-Formation (53) aufliegen, übrig. Kleinere Klippen wie die Rockspitze – ebenfalls der Lech-Formation aufliegend – werden als Olistolithe gedeutet, die im Turoonium von der vorrückenden Inntal-Decke herunter geglitten sind (MAY & EISBACHER, 1999). Zeugen der im Coniacium und Santonium über das Deckengebäude hinweg transgredierenden Gosau (41, 42) finden sich mit der Hohes-Licht-Formation (42) im Allgäuer Hauptkamm, wo die vorgosauische Tektonik die Sedimentation nicht unterbrach, während die Branderfleck-Formation (41) zu nördlich anschließenden Gebieten überleitet.

So wie im unterlagernden Bajuvarikum erleichterten auch im Tirolikum die Evaporite die Bildung von Bewegungsflächen. An ihnen erfolgte die Ablösung und das Auseinandergleiten der einzelnen Deckenkörper, und nachfolgend ihr Weitergleiten auf fremder, meist tonig-mergeliger Unterlage. Resultat war die Platznahme der Krabachjoch-Decke, die als Teildecke der Inntal-Decke zu sehen ist, zusammen mit dieser auf der Lechtal-Decke.

4.2. Silvretta-Seckau-Deckensystem (73–85)

Das Silvretta-Kristallin als westlichstes Vorkommen des Silvretta-Seckau-Deckensystem steigt in Verwall und Silvretta über 3000 m auf. Es besteht aus variszisch (oder älter) bis permisch grünschiefer- bis amphibolitfaziell geprägten Metasedimenten (73–79, 85), aber auch Metabasiten wie Amphibolit (80) und selten Eklogit (81). Eine Linse von Ultrabasit (82) wurde in der Ostflanke des Hochnörderers südlich Galtür entdeckt. Auch Orthogneise (83, 94) sind häufig. Während der Metamorphose wurden auch ältere, Granat führende Gesteine überprägt. Ob es sich dabei um eine vorhergehende (ordovizische ?) oder um eine frühvariszische Metamorphose handelt, kann nicht entschieden werden.

Das Silvretta-Kristallin schwimmt als Schubmasse mit relativ geringem Tiefgang auf dem Penninikum. Dieses öffnet sich nach Südosten mit dem Unterengadiner Fenster und nach Westen mit dem Prättigau-Halbfenster, ebenso randlich im Montafon im Gargellen-Tal und in der Hochsilvretta nördlich der Dreiländerspitz. Nach Norden in Richtung Lechquellen-Gebirge dürften, so wie von der Davenna in Richtung Osträtikon sichtbar, steil stehende bis überkippte Kontakte zur Lechtal-Decke vorliegen. Letztere liegt vorn direkt dem Penninikum auf und zeigt weder unter ihrer Stirn noch in ihren Fenstern Reste von Silvretta-Kristallin als ihre vormalige, variszische Unterlage. Dies gilt auch für alle anderen Kalkalpen-Decken.

Direkt an die Kalkalpen anschließenden Anteile des Silvretta-Kristallins an den Südhängen des Klostertals wurden früher als Phyllitgneiszone tektonisch vom Silvretta-Kristallin abgetrennt. Dort herrschen Glimmerschiefer und Phyllitgneis (73, 74) vor. Schon im Rahmen der frühen geologischen Landesaufnahme wurden weit verbreitet Übergänge vom Phyllitgneis zum Biotitplagioklasgneis (75) des Silvretta-Kristallins beobachtet. Wenn auch kleinscharige Zerklüftung sowie verlehnte Kakirite eine starke alpidische Durchbewegung anzeigen, so findet die neuere Forschung keine Hinweise für die hier vermutete Trennfläche zwischen einem Ober- und Mittelostalpin.

Das Kartenbild zeigt einen mehrfachen Wechsel von Schiefergneisen, Glimmerschiefern, Amphibolgneisen und Amphiboliten, oft in Verbindung mit Orthogneisen. Während nördlich einer Linie St. Gallenkirch – Patteriol – Kappl Paragneise bis Glimmerschiefer (75–79) die Landschaft prägen, sind es südlich von ihr eindrucksvoll felsbildend Orthogneise (83, 84) und Amphibolite (80).

So finden wir im Norden intensiv verfaltet mit meist flachen Achsen grünschiefer- bis amphibolitfaziell geprägte Metasedimentzüge (75–79). Im Süden, im österreichischen Anteil der Hochsilvretta, wo hochmetamorphe Amphibolite (80), Hornblendegneise (80) sowie Muskowit-, Zweiglimmer- und Biotitgranitgneise (83) dominieren, zeigt sich ein Großgewölbe mit flacher Lagerung. Es verbindet zum südlichen Schweizer Anteil, der teilweise steil stehende Faltenachsen aufweist.

Pseudotachylite treten im tiefsten Teil des Silvretta-Kristallins gehäuft auf. Sie werden als Resultat einer Aufschmelzung angesehen, welche die Abschürfung des Ostalpins vom tieferen Untergrund begleitet haben könnte.

Der variszische wie der alpidische Deckenbau des Altkristallins wird von einem Netz von Brüchen zerhackt, die auch das Öffnen von Fenstern erleichterten. Verbreitet sind NW-SE-, E-W-, aber auch N-S-streichende Brüche. In der Nähe des Unterengadiner Fensters sind westliche und nördliche Blöcke oft abgesenkt, was mit seiner Öffnung zusammenhängen mag.

4.3. Zur Kinematik der Ostalpinen Decken

Im hinteren Bregenzerwald betreten wir mit dem Bajuvarikum den vor der Deckenstapelung dem Penninikum am nächsten gelegenen Teil des Oberostalpins. Wir können das hier vorliegende tektonische Gebäude als Resultat plattentektonischer Abläufe während der tieferen Oberkreide erklären. Ein

vom Mittleren Perm bis zum Ende der Unterkreide (vor 270–100 Millionen Jahren) zunächst als Festland, dann als Flachmeer ruhig gestellter Teil der Apulischen Plattform wurde im Cenomanium vom Tiefensog der Subduktion erfasst. Er wurde in den für die tektonischen Bewegungen wegsamen Horizonten auseinander gezogen und teilte sich in die Allgäu- und Lechtal-Decke sowie das Silvretta-Kristallin. Dabei näherte er sich, so den Sedimentations-Raum der Arosa-Zone abdeckend, der Sulzfluh-Falknis-Tasna-Hochzone. Die Trennfläche zwischen Allgäu- und Lechtal-Decke verlief in den Raibler-Schichten, jene zwischen Lechtal-Decke und dem Silvretta-Komplex im Reichenhaller Niveau. Bei Lech kam es offenbar zu einem Abstieg der Bewegung aus den Raibler Gipsen in jene der Reichenhall-Formation (52, 68). Anders ist der Mitteltrias-Aufbruch dort in der Basis der Lechtal-Decke nicht zu erklären.

Im Klostertal scheint die Bewegungsfläche zwischen Lechtal-Decke und Silvretta-Kristallin in die auch für Relativbewegungen wegsame Basis der Fuorn-Formation (69) hinunter zu wechseln. Die Aufschlüsse im Montafon beweisen den ursprünglich stratigraphischen Verbund der Lechtal-Decke mit dem westvergenten Silvretta-Seckau-Deckensystem. Die Theorie, welche die Phyllitgneis-Zone als kalkalpine Basis einem Oberostalpin und, tektonisch getrennt, das Silvretta-Kristallin einem Mittelostalpin zuordnet, gilt heute als überholt. Die Metamorphose im Silvretta-Kristallin ist grünschiefer- bis amphibolitfaziell und ins Paläozoikum einzuordnen. Auswirkungen der eoalpinen Metamorphose sind hier im Nordwesten nur von geringer Intensität.

Die Grauwackenzone ist im Kartenbereich schon der Erosion zum Opfer gefallen. Ihre Jungschichten sind – als Inntal- und Krabachjoch-Decke des Tirolikums auf Lech-Formation (53) der Lechtal-Decke tektonisch aufliegend – von Zürs aus bestens zugänglich (MAY & EISBACHER, 1999). Auch hier erfolgte die tektonische Platznahme im Rahmen der Vorgosauischen Phase im Turonium.

Die Einzeitung all dieser Ereignisse erfolgt durch Funde von Globotruncaniden des Cenomanium-Turonium in der Arosa-Zone als Unterlage der Allgäu- und nachfolgend der Lechtal-Decke vom Bregenzerwald hinüber in den Walgau und nach Liechtenstein. Weitere Funde gelangen in den Anteilen der Arosa-Zone, die von Tilisuna im Hochrätikon bis nach Davos das Silvretta-Kristallin unterlagern. Auch finden wir sie, wiederum den Abschluss der Sedimentation signalisierend, in der Lech-Formation (53), beiderseits des Eingangs ins Montafon. Die transgredierende Gosau (41), vorne auf der Lechtal-Decke im Allgäuer Hauptkamm (OBERHAUSER & STOJASPAL, 1976) und auf der Inntal-Decke am Muttekopf bei Imst (ORTNER, 2001), erlaubt eine Einstufung ihrer Basis ins Coniacium bis Santonium. Damit liegt der abschließende Höhepunkt der Vorgosauischen Phase im Turonium.

Dieselben Globotruncaniden erlauben auch die Einzeitung der Aufschiebung des Ötztal-Kristallins auf die Engadiner Dolomiten, wofür der Name Trupchun-Phase verwendet wird. Wir vermuten, dass sie der vorgosauischen Phase entspricht. Jedoch blieben in Graubünden die im Unterostalpin bis ins Cenomanium und in der Ortler-Decke bis ins Turonium aufsteigenden Sedimente, wenn man von einer durch die Gipse in den Nordalpinen Raibler Schichten verursachten Stockwerk-Tektonik absieht, nur wenig bewegt auf ihrem kristallinen Untergrund liegen. Dies könnte vielleicht auf das weitgehende Fehlen von Gesteinen in ihrer Basis, die für eine Abscherung geeignet sind, zurückzuführen sein.

Ein 40 km östlich der Blattgrenze bei Ehrwald in der Lechtal-Decke nachweisbarer, basanitischer Vulkanismus des Albium (vor 100 Millionen Jahren) wird so interpretiert, dass dieser Kalkalpenanteil zu dieser Zeit noch auf seinem apulischen, kontinentalen Sockel lag (TROMMSDORFF et al., 1990). Auch im Kartenbereich sind Gesteinsverbände mit teilweise die Anchizone überschreitender Metamorphose nachweisbar, die dann in die vorgosauische Tektonik einbezogen wurden.

So bleibt für die Ablösung des Ostalpins vom Untergrund mit nachfolgender Tektonisierung nur wenig Zeit, wie es auch später für die tektonischen Ereignisse an der Eozän/Oligozän-Grenze offensichtlich ist. Man muss daher in die Zeit vom Cenomanium bis ins Turonium nicht nur das Ablösen des Silvretta-Kristallins und der Kalkalpen-Decken vom jeweils tieferen Untergrund unterbringen, sondern auch ihre nachfolgende Stapelung im südpenninischen Raum. Dies stört jedoch die Couches Rouges-Sedimentation auf den damals nordwärts anschließenden Intrapenninischen Schwellen kaum. Da in den Kalkalpen die Transgression der Gosau im Coniacium nachfolgt, sprechen wir in ihnen von der Vorgosauischen Phase.

Während der Ablagerung der Flysche im Nordpenninischen Tiefmeer und der Couches Rouges auf den mittelpenninischen Hochzonen schloss sich nach Süden das vom Gosaumeer überflutete und kurz vorher tektonisierte Ostalpin an. Bis ins Untere Eozän hinein beherrschten hier vorwiegend die Kräfte der Isostasie die Landform. Sie förderten wohl Bruchtektonik. Von der höheren Oberkreide an war das Ostalpin auch wieder ein aktives Liefergebiet für den Ablagerungsraum des heute fernverschobenen, vom Walgau über den Bregenzerwald bis ins Allgäu reichenden Vorarlberger Flysches.

Die dann erneut einsetzende und im Eozän nach Norden umschwenkende Subduktion des Restpenninikums und später des europäischen Schelfs weist den Kalkalpendecken und dem zugehörigen Altkristallin weiterhin eine sehr oberflächennahe Position zu. Dies mag zur Verfaltung und Verschuppung, aber nicht zu erneuter Deckenbildung geführt haben. Sicherlich ist dabei die Grauwack-

ckenzone hier im Westen vollständig der Erosion zum Opfer gefallen. Sie bildete ursprünglich die stratigraphische Unterlage der dem Tirolikum zuzuordnenden Krabachjoch- und Inntal-Decke.

Im beiliegenden Profilschnitt wird das Oberostalpin auf der Wasserscheide zum Großen Walsertal nordöstlich der Roten Wand durch das Klesenza-Fenster noch einmal zur Arosa-Zone hinunter geöffnet. Östlich davon im Bereich der Landesgrenze nach Tirol vom hinteren Bregenzerwald über den Arlberg ins Unterengadin kommt jedoch kein Penninikum mehr zutage.

Das südlich der Klostertal-Störung anschließende Silvretta-Kristallin besteht aus variszisch (oder älter) bis permisch geprägten, grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metasedimenten (73–79, 85), aber auch aus Metabasiten wie Amphibolit (80) und Orthogneisen (83, 84) sowie selten Eklogit und Ultrabasiten (81, 82). Am Nordwestrand vom Golm über das Montafon hinweg bis ins Silbertal hinein lagern ohne größere Diskordanz die Sedimentfolgen der Lechtal-Decke auf.

Als Schubmasse gemeinsam mit den Kalkalpen lagert das Silvretta-Kristallin mit relativ geringem Tiefgang auf dem Penninikum. In Richtung Unterengadiner Fenster und Prättigau sind, oft invers gestellt, m- bis km-große Schollen zwischengeschaltet. Diese sind faziell meist dem Bajuvarikum und selten dem Unterostalpin zuzuordnen, oder stehen dazwischen. Heute in subsilvrettider Position, sei es von einer Stammdecke abgeschürft, sei es olistostromatisch von einer Orogenfront abgeglichen, werden sie in der Karte als in die Arosa-Zone einverleibt dargestellt.

Die zeitliche Einordnung der zu diesem tektonischen Über- und Nebeneinander führenden Tektonik ist problematisch. Vor allem die Frage, wann das Silvretta-Kristallin von seinem Untergrund abgeschürft wurde, kann noch nicht sicher beantwortet werden, so auch die Frage, ob die Pseudotachylite, welche im tiefsten Teil des Silvretta-Kristallins gehäuft auftreten und als Resultat einer Aufschmelzung angesehen werden, damit zusammenhängen. Die radiometrischen Ergebnisse sind widersprüchlich. Die Frage, ob seine Ablösung vom tieferen Untergrund, seine Platznahme im südpenninischen Raum, die Ablösung seiner nachvariszischen Sedimentauflage und deren Stapelung als kalkalpine Decken insgesamt als Abläufe der Vorgosauischen oder Trupchun-Phase gesehen werden können, oder nicht, bleibt noch unbewiesen.

Die kreidezeitliche Aufwärmung des ostalpinen Altkristallins, die eine variszische bis permische (oder auch ältere) Metamorphose überprägt, verliert sich im westlichen Silvrettakristallin. Sie ist aber südlich St. Anton am Arlberg in der Verwallgruppe noch feststellbar. Ebenso wird für das unterostalpine Altkristallin, das in der Unterkreide noch vor dem Silvretta-Kristallin lag, und für anschließende Anteile des Penninikums eine eoalpine Aufwärmung angenommen. Damit wäre auch das Schwarzhorn-Walseralp-Kristallin (144, 145) im Osträtikon betroffen. Dort wird die Entstehung der Schwarzhorn-Amphibolit-Brekzie (145) im Zusammenhang mit Dehnungsvorgängen im Rahmen der Öffnung des Penninikums gesehen. All das ermutigt eine Einordnung ins Unterostalpin (NAGEL, 2006).

Da auch die zu Ende der Unterkreide hochkommenden basanitischen Laven der Ehrwaldite (TROMMSDORFF et al., 1990) Wärme brachten, würde erklärbar, dass die bis zu Beginn der Oberkreide normal stratigraphisch dem Silvretta-Kristallin aufliegende Lechtal-Decke eine teilweise bis in die Anchizone aufsteigende Metamorphose zeigt.

4.4. Die Gargellen- und die Klostertal-Störung

Der Furchenzug Inntal – Stanzertal – Arlberg – Klostertal – Walgau bildet den Ausbiss von miozänen bis pliozänen Seitenbewegungen ab. Ihnen folgte die selektive Erosion und schuf Platz für den inneralpinen Ost–West-Verkehr. Dabei trennt die Klostertal-Störung von Osten über den Arlbergpass hinweg bis Dalaas die Kalkalpen vom Silvretta-Kristallin. Es ist unbekannt, ob bzw. an welcher Seite im Bereich des Profilschnittes das Gebirge bedingt durch die Seitenbewegung aufsteigt oder absinkt. Ebenso ist unsicher, ob die durch Präzisions-Nivellements heute nachweisbare Alpenhebung beide Talseiten in gleicher Weise betrifft. Wie auch dargestellt, könnten sich die durch die Seitenbewegungen entstandenen Trennflächen in Richtung Helvetikum – Molasse hinunter fortsetzen und, in die junge Tektonik einbezogen, dabei nach Süden abgelenkt worden sein. Zu entscheiden, inwieweit die Gargellen-Störung (H. BERTLE, 1970) von Süden her kommend hier an der Klostertal-Störung endet, in diese Seitenbewegungen einbindet, oder östlich am Spullersee vorbei linksseitenverschiebend ins Lechtal verläuft oder sich gar ins Illertal hinüber und dort in die Molasse hinaus fortsetzt, bedarf ebenfalls weiterer Forschung.

An Bludenz vorbei unter quartärer Bedeckung verläuft die Klostertal-Störung in einem Kalkalpen-Fenster und öffnet so ins Penninikum hinunter. Es ist unklar, ob, wo und wie sie sich ins Rheintal hinaus fortsetzt und in welcher Beziehung sie zum Churer Lineament steht. Vermutlich verschwindet sie unter den Vorrätikon hinein. Eine Fortsetzung längs der Ill durch Feldkirch ist unwahrscheinlich. Eine Störung, die dort das Stadtschrofen-Känzele- und das Blasenberg-Ardetzenberg-Gewölbe durchquert und über den Rhein hinweg auf den Hirschsprung zwischen Rütli und Oberriet zielt, gehört vermutlich zu jenen Blattverschiebungen, welche die Verfaltung des Helvetikums begleitet haben.

5. PENNINIKUM (86–187)

Das Penninikum ist einerseits im Unterengadiner- und Gargellen-Fenster (86–122; 123, 150, 151, 181) sowie im Prättigau-Halbfenster (123–161, 181–187) in einem wurzelnäher zurückgebliebenen Anteil überliefert. Andererseits wurde es aber auch als Vorarlberger und Vaduzer Flysch mit den Kalkalpen übers Helvetikum hinweg fernverschürft. Letzterer findet sich mit der Gaschlo-Formation (168) auch noch im Fenster von Nüziders, ohne dass dort Vorarlberger Flysch aufgeschlossen wäre. Die alles überlagernde Arosa-Zone ist, wenn auch oft sehr ausgedünnt, überall zwischen Ostalpin und Penninikum vorhanden, so auch in weiteren Fenstern in den Kalkalpen, sowohl im Rätikon, als auch im Lechquellen-Gebirge und in den anschließenden Allgäuer Alpen.

Die Erosion des Penninikums hat nach Westen zunehmend das Helvetikum freigelegt. Das wurde durch die der Deckenbildung und Faltung nachfolgende, junge Hebung der Westalpen unterstützt. Daher stößt längs des Churer Lineaments der wurzelnah zurückgebliebene Prättigau-Flysch (181–187) an das Aarmassiv mit seiner Hülle (230–241) und an darüber eingewickelteres Ultrahelvetikum (223). Ebenso stößt am Westende des Rätikon am Luziensteig die Falknis-Decke (152–161) mit seitlichem Kontakt an die Säntis-Decke (202–216) des Helvetikums des Fläscherberges. Dasselbe ist auch für den Triesen-Flysch (180) anzunehmen, der im Untergrund an den Prättigau-Flysch anschließt.

Von Osten her folgen, ebenfalls unter der Talverfüllung an die angehobenen Westalpen anstoßend, weiter nördlich bis gegen Feldkirch hin der Vaduzer Flysch (168–170) mit Gaschlo-Formation (168) und der Vorarlberger Flysch (171–179). Letzterer hatte vor seiner weitgehenden Erosion das im Rheintal, im Bregenzerwald und Allgäu seinen unmittelbaren Untergrund bildende Helvetikum bis an die Molasse heran abgedeckt. Er wird von tektonisch oben nach tektonisch unten in die Oberstdorfer-, Üntschen- und Sigiswanger Decke (171–179) gegliedert. Damit beginnt in Liechtenstein – mit zwischengeschalteter Arosa-Zone (123–126) – die als fernverschürftes Penninikum an die Kalkalpen angepresste Rhenodanubische Flyschzone. Diese erstreckt sich über 500 km vom Rhein bis zur Donau bei Wien.

Paläogeographisch gesehen teilt sich in unserem Meridian das Penninikum in ein Nord-, Mittel- und Südpenninikum. Das Südpenninikum, das im Jura als tiefmeerischer Verbindungsweg der Tethys zum sich öffnenden Atlantik hin entstanden ist, nimmt bis ins tiefere Turonium hinein Sedimente auf. Im Rahmen der im Cenomanium einsetzenden eoalpidischen Tektonik wird es unter die Stirn des Ostalpins hinein subduziert. Das Mittelpenninikum ist bis zu Beginn der Kreidezeit noch Teil der Europäischen Plattform. Es wird dann durch einen neu entstehenden Tiefseetrog abgetrennt, der sich aus jenem der nördlichen Karpatenflysche nach Westen fortsetzt und somit das Nordpenninikum bildet. Ob sich dieses zu einem nördlicheren Atlantikteil verbinden lässt – vielleicht durch einen Verbindungsweg im Bereich der später entstehenden Pyrenäen – wird zur Zeit diskutiert.

Während der Unterkreide teils sedimentfrei, teils aus Turbiditen mit Sediment beliefert, figuriert das Mittelpenninikum vom Cenomanium bis ins Paleozän als das Nordpenninikum gegen das eoalpidische Orogen abschirmende Schwellenzone. Auf ihr werden Couches Rouges (100, 149, 154, 162) sedimentiert. Im Westen gehören Falknis- und Sulzfluh-Decke, die Klippe von Grabs sowie Abfolgen im Fenster von Nüziders (164–167) dazu, im Unterengadiner Fenster die Tasna-Decke (99–107) mit der an sie anzuschließenden Fimber-Zone (91–98). Es ist darüber nachzudenken, ob wir es im Unterengadiner Fenster mit dem Ostende dieser Schwellenzone zu tun haben, oder nur mit ihrer Umgestaltung.

Vielleicht erleichtern die Verhältnisse in den Karpaten das Verständnis der Paläogeographie? So kann man die Hochzone der Czorstyn-Schwelle in den Pieniden, die dort nach einer Unterkreide-Schichtlücke Couches Rouges führen, als Fortsetzung des Falknis-Sulzfluh-Tasna-Hochs betrachten, das den Vorarlberger und Vaduzer Flysch südlich abgrenzt. Der nördlich anschließende Ablagerungsraum des Magura-Flysches, in den sich das Rhenodanubikum fortsetzen könnte, reicht dort nach Norden bis zur Silesischen Kordillere. Diese könnte der Rhenodanubischen Nordschwelle entsprechen. Noch weiter nördlich ins Silesikum wären der Prättigau-Flysch mit östlichen Fortsetzungen einzuordnen.

So verstehen wir im Kartenbereich den zu Beginn der Unteren Kreide entstandenen Ablagerungsraum als Nordpenninikum. Er teilt sich von Süden nach Norden hinten in jenen des Vorarlberger und Vaduzer Flysches (168–179) und vorne in jenen des vorlandnahen Prättigau-Flysches (181–187). Zwischen beiden lag die Rhenodanubische Nordschwelle. Im Ersterem wird in den westlichen Ostalpen bis Ende der Kreidezeit sedimentiert, in letzterem bis ins Untere Eozän.

Die Beziehungen dieser Flysche zu den schon stärker von der Metamorphose betroffenen Fortsetzungen ins Unterengadiner Fenster werden später im einzelnen erörtert. So könnte die unterhalb der Tasna-Decke liegende Zone von Prutz-Ramosch (108–115) teilweise dem vormaligen Untergrund des Vorarlberger Flysches (171–179) und damit der Rhenodanubischen Flyschzone zugehören. Die Zone von Roz-Champatsch-Pezid (116–118) dürfte zusammen mit jener von Pfunds (119–122) den Prättigau-Flysch (181–187) fortsetzen.

Dem Untergrund des Südpenninikums zugehörige Meta- bis Ultrabasite sind als Teil der Arosa-Zone sowohl vor der ostalpinen Front (**126**) als auch im Unterengadiner Fenster (**87, 88**) aufgeschlossen, solche des Mittel- und Nordpenninikums nur dort u.a. am Piz Mundin (**94, 103, 111, 117, 121**). Es ist anzunehmen, dass jene des Südpenninikums vom Cenomanium bis ins Untere Campanium als Obdukte im Verband landfest geworden sind. Sie haben als Schwermineral Chromspinell in den marinen Umraum und auch in die Kalkalpen geliefert. Nach einer Unterbrechung von etwa 30 Millionen Jahren wurde, diesmal von Obdukten des nordpenninischen Untergrunds ausgehend, im Mittel- und Obereozän die Lieferung von Chromspinell als Schwermineral in die Kalkalpen erneut aufgenommen. Daher findet sich Chromspinell auch an der Basis der Inneralpinen Molasse des Unterinntals in der Oberaudorf-Formation, die auf das Bajuvarikum transgrediert (OBERHAUSER, 1995).

Zur gleichen Zeit gleiten spilittische Vulkanite mit Pillowstrukturen aus der Orogenfront in die Melange der Feuerstätter Decke hinunter und geraten so in den Verband der Hörnlein-Formation (**192**). Diese ist für das Obere Eozän unter den Südabhang der Europäischen Plattform heimzuweisen, also etwa 50 km südlich ihrer heutigen Position im Bregenzerwald. Wie in der Pfundser Zone (**119–122**) im Unterengadiner Fenster nachweisbar, glitt kurz zuvor im Mitteleozän das Ostalpin der Stammerspitze (**122**) in das noch offene Bündner-Schiefer-See hinunter.

Schon etwas früher vom Unteren zum Mittleren Eozän wurde die Sulzfluh- und Falknis-Tasna Hochzone des Mittelpenninikums von der nun nach Norden ausgreifenden Tektonik erfasst und bekam eine Flysch-Auflage (**91, 99, 147, 152, 164**). Danach weiter schreitend lässt der Tiefensog den Untergrund der Flysche des Nordpenninikums und jenen der sie trennenden Schwelle im Laufe des Eozän unter die ostalpine Stirn hinein verschwinden. Sie kollidiert nachfolgend mit der Europäischen Plattform.

Folgend der Legende und den Ortstagen im Kartenbild wird das Penninikum in jenes des Unterengadiner Fensters, in dem auch seine tieferen Decken Ophiolithe beinhalten, eingeteilt und in jenes vor der Stirn des Ostalpins und in stirnnahen Fenstern, wo dies nicht der Fall ist.

5.1. Penninische Decken des Unterengadiner Fensters (86–122)

Im Unterengadiner Fenster, in dem wir den Deckenstapel von oben nach unten durchwandern wollen, liegt die Seilbahn-Bergstation auf der Idalp in der Arosa-Zone (**86**). Wir finden innerhalb der Meta- und Ultrabasite (**87**) an der absteigenden Straße einen Diallag-Gabbro (**88**). Die direkt unter dem Silvrettakristallin liegenden Subsivrettiden Schollen (**89, 90**) sind hier deutlich sichtbar. Die oft invers gestellten Abfolgen kann man entweder – der geologisch-tektonischen Übersichtskarte 1998 folgend – als Olistolithe, oder als vom Bajuvarikum zu den Engadiner Dolomiten vermittelnde Spürschollen sehen. Eindrucksvoll sind die Ophiolithe des Bürkelkopfes und der Flimspitze. Sie haben eine nur bescheidende, vielleicht teilweise der Unterkreide zuzuordnende Sedimentauflage. Mikro- oder Makrofossilien wurden bisher nicht gefunden. Die tektonische Abdeckung des Südpenninikums wurde im Turonium durch die Vorgosauische oder Trupchun-Phase (FROITZHEIM et al., 1994) bewirkt.

Die hier unterlagernde Fimber-Zone (**91–98**), obwohl auch deutlich metamorph, beinhaltet Makrofossilien und in den Bunten Bündner Schiefen teils autochthone, teils umgelagerte Mikrofossilien. Couches Rouges fehlen. Ihnen dürften Anteile der Bunten Bündner Schiefer (**91**) entsprechen. Auf der Idalp bestehen die Felsabstürze des Schmalzköpfli, der Langen Wand und der Greitspitz aus der Steinsberg-Formation (**95**). Im Verband mit Posidonienschiefen und der Idalp-Formation (**95**) ist sie in bis ins Eozän aufsteigende Bündner Schiefer eingewickelt. Über das Höllental zieht die Fimber-Zone ins Fimbertal weiter, wo sich hinter der Heidelberger Hütte die Tasna-Decke anschließt, die sich teils seitlich aus ihr entwickelt, teils sie tektonisch unterlagert.

Hier im westlichen Teil des Unterengadiner Fensters scheint die bei der Öffnung des Penninikums als abgespaltener Teil des Vorlandes erhalten gebliebene Hochzone nach Osten auszusetzen. Eine weiter andauernde Trennung der Ablagerungsräume der Flysche lässt vermuten, dass sich Anteile von ihr unter dem ostalpinen Deckel und vielleicht auch metamorph durchs Tauernfenster fortsetzen.

Die im Osträtikon unter die Silvretta abtauchende Sulzfluh-Decke taucht hier nicht mehr auf und wird durch Anteile der Fimber-Zone ersetzt. Um sie herum, und auf Schluchtwegen durch sie und durch Fortsetzungen des Tasna-Hochs hindurch, wurde vom Campanium bis ins Untere Eozän von aus dem Meer aufgetauchten Anteilen des Ostalpins herunter fallweise Sediment in den Ablagerungsraum des Vaduzer- und des Vorarlberger Flysches geliefert. Dies geschah im Cenomanium und Turonium, nachdem diese als Folge der Trupchun-Phase herangerückt waren, und später zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Gosau als sie als Folge der Ducan-Ela Phase landfest waren. Die Couches Rouges-Sedimentation auf den Hochzonen blieb dabei unbehelligt.

Tektonisch und olistostromatisch zerlegt, mit eingeschalteten Kristallin-Schüfflingen und Ophiolithen, ergibt sich für die Fimber-Zone folgende Stratigraphie: Neben etwas Altkristallin und Muschelkalk, Keuper mit dem für die Tektonik wegsamen Gips (**96**) bildet die an Belemniten reiche Steins-

berg-Formation gemeinsam mit ebenfalls fossilführenden, überlagernden Posidonienschiefern und der Idalp-Formation (95) das tiefere Stockwerk. Es folgen, oft örtlich getrennt und vielleicht mit einem Tithonium-Anteil beginnend, Neokomflysch, Tristel-Formation und Gaultflysch (93, 92). Darüber befinden sich metamorphe Flysche, die als Bunte Bündner Schiefer (91) zusammengefasst werden. Gleich alt wie die Couches Rouges (100, 148, 149, 154) mit überlagerndem Flysch (99, 147, 152) auf dem Tasna- und Sulzfluhhoch, lassen sich ihre Kreide- und Paleozän-/Untereozän-Anteile nicht trennen. Die schlecht erhaltenen, teils umgelagerten und nur teilweise altersweisend autochthonen Mikrofossilien lassen dies bisher nicht zu (R.J. BERTLE, 1002).

Die sich anschließende Tasna-Decke zeigt eine der Fimber-Zone weitgehend entsprechende Schichtfolge mit einer kristallinen Basis. Im tieferen Stockwerk kommen jedoch Posidonienschiefer und Idalp-Formation nicht vor. Über Metabasiten liegt Neokomflysch, Tristel-Formation und Gaultflysch (102, 101). Da der Ablagerungsraum in der Oberkreide nicht von Turbiditen erreicht wurde, liegen darüber Couches Rouges (100) mit Globotruncanen. Als Flyschbildungen des Tertiärs folgen Bunte Bündner Schiefer (99). Globorotalien, Nummuliten und Discocyclus sind nachgewiesen.

Die Unterkreide-Abfolgen aus Neokomflysch und Tristel-Formation (102), überlagert von Gaultflysch (101) in der Tasna- aber auch in der Falknis-Decke entsprechen jenen, die im Allgäu vor den Kalkalpen in der Oberstdorfer Decke vorkommen, und die dort, anstatt von Couches Rouges, von Oberkreide-Flysch überlagert werden. Dies kann bedeuten, dass die Falknis- und Tasna-Decke, beide mit Übergängen in die Fimber-Zone, an die im Allgäu unter den Kalkalpen austreichende Oberstdorfer Decke anzuschließen sind. Dabei ist jedoch die Zwischenschaltung des Vaduzer Flysches mit der Gaschlo-Formation anzunehmen.

Die unterlagernde Zone von Prutz – Ramosch (108–115), die ähnlich wie die Fimber-Zone weitgehend in Schuppen zerlegt ist, führt die von Prutz bis in den Kartenbereich verfolgbaren Quarzite der Ladis-Formation (115). Auch Ophiolithe (111) kommen vor. Der reichlich Gips führende und daher tektonische Bewegungen aufnehmende Keuper (112, 113) vermischt sich mit den vermutlich ins Tertiär aufsteigenden Bunten Bündner Schiefern und den kreidezeitlichen Grauen Bündner Schiefern, die auf der Karte nicht extra ausgeschieden sind. In sie sind, vermutlich stratigraphisch, Lagen von Aptychenkalk (110) eingeschaltet. Auch Gaultflysch (109) ist vertreten. Tristel- und Steinsberg-Formation fehlen. Im Profilschnitt wird die Zone von Prutz – Ramosch als zurückgebliebene Basis der Üntschen-Decke des Voralberger Flysches dargestellt – nur eine von mehreren Möglichkeiten.

In der Zone von Roz – Champatsch – Pezid (116–118) erinnert die mächtige, eher monotone Roz-Formation an Anteile des Prättigau-Flysches und führt in höheren Anteilen die gleichen Globotruncanen und Orbitoiden der obersten Oberkreide, wie dort die Gyrenspitz-Formation (182).

Unterlagernd folgt die Pfundser Zone (119–121), welche Bunte und, mit großer Mächtigkeit, Graue Bündner Schiefer führt (119, 120). Eine bis ins Eozän aufsteigende Schichtfolge ist wahrscheinlich. Dies paläontologisch sicherzustellen verhindert bisher die gegen das Fensterinnere zunehmende Metamorphose. Eine Parallelisierung mit Anteilen des Prättigau-Flysches ist vertretbar.

Knapp unterhalb der Trennfläche zur überlagernden Zone von Roz – Champatsch – Pezid hin liegen in Bunten Bündner Schiefern kalkalpine Schürflinge. Ihnen ist die Stammerspitze (122) mit einer fossilführenden Schichtfolge vom Hauptdolomit (47, 61) bis in den Oberen Jura zuzurechnen. Wir wollen sie als eine im Eozän von der damaligen Deckenfront herunter ins Flyschmeer eingegliederte Großscholle deuten.

5.2. Penninische Decken vor der Stirn des Ostalpins und in stirnnahen Fenstern (123–187)

Eine viel besser entwickelte und hier ihre klassischen Lokalitäten beinhaltende Arosa-Zone (123–146) treffen wir wiederum zuerst an, wenn wir das Silvrettakristallin in Richtung Prättigau zurück überschreiten. In ihr haben vom Cenomanium bis ins Turonium subduktionsbedingt jene Relativbewegungen zwischen dem Ostalpin und dem Penninikum stattgefunden, welche zur Platznahme des Silvretta-Kristallins und, von ihm ableitend, der Lechtal- und Allgäu-Decke im Südpenninikum führte. Dabei wurden von der Deckenfront ableitend, neben kleinen auch große Schollen in die Arosa-Zone einbezogen, deren petrographische und stratigraphische Zuordnung für die Legende versucht wurde.

Erneut haben wir einen Abstieg den penninischen Deckenstapel hinunter vor uns, wenn wir etwa vom Schlappiner Joch am Gipfel der Madrisa vorbei gehen und neben den invers liegenden Abfolge aus Karbon-Grauwacken, Virgloria-, Partnach- und Arlberg-Formation (141, 139, 138, 137) hinunter steigen. Wir werfen vorher noch einen Blick nach Westen über den Prättigau-Flysch hinweg zu unserem Ziel. Das ist das überm Rhein am Churer Lineament hochgehobene Helvetische Autochthon der Calanda.

berg-Formation gemeinsam mit ebenfalls fossilführenden, überlagernden Posidonienschiefern und der Idalp-Formation (95) das tiefere Stockwerk. Es folgen, oft örtlich getrennt und vielleicht mit einem Tithonium-Anteil beginnend, Neokomflysch, Tristel-Formation und Gaultflysch (93, 92). Darüber befinden sich metamorphe Flysche, die als Bunte Bündner Schiefer (91) zusammengefasst werden. Gleich alt wie die Couches Rouges (100, 148, 149, 154) mit überlagerndem Flysch (99, 147, 152) auf dem Tasna- und Sulzfluhhoch, lassen sich ihre Kreide- und Paleozän-/Untereozän-Anteile nicht trennen. Die schlecht erhaltenen, teils umgelagerten und nur teilweise altersweisend autochthonen Mikrofossilien lassen dies bisher nicht zu (R.J. BERTLE, 1002).

Die sich anschließende Tasna-Decke zeigt eine der Fimber-Zone weitgehend entsprechende Schichtfolge mit einer kristallinen Basis. Im tieferen Stockwerk kommen jedoch Posidonienschiefer und Idalp-Formation nicht vor. Über Metabasiten liegt Neokomflysch, Tristel-Formation und Gaultflysch (102, 101). Da der Ablagerungsraum in der Oberkreide nicht von Turbiditen erreicht wurde, liegen darüber Couches Rouges (100) mit Globotruncanen. Als Flyschbildungen des Tertiärs folgen Bunte Bündner Schiefer (99). Globorotalien, Nummuliten und Discocyclinen sind nachgewiesen.

Die Unterkreide-Abfolgen aus Neokomflysch und Tristel-Formation (102), überlagert von Gaultflysch (101) in der Tasna- aber auch in der Falknis-Decke entsprechen jenen, die im Allgäu vor den Kalkalpen in der Oberstdorfer Decke vorkommen, und die dort, anstatt von Couches Rouges, von Oberkreide-Flysch überlagert werden. Dies kann bedeuten, dass die Falknis- und Tasna-Decke, beide mit Übergängen in die Fimber-Zone, an die im Allgäu unter den Kalkalpen austreichende Oberstdorfer Decke anzuschließen sind. Dabei ist jedoch die Zwischenschaltung des Vaduzer Flysches mit der Gaschlo-Formation anzunehmen.

Die unterlagernde Zone von Prutz – Ramosch (108–115), die ähnlich wie die Fimber-Zone weitgehend in Schuppen zerlegt ist, führt die von Prutz bis in den Kartenbereich verfolgbaren Quarzite der Ladis-Formation (115). Auch Ophiolithe (111) kommen vor. Der reichlich Gips führende und daher tektonische Bewegungen aufnehmende Keuper (112, 113) vermischt sich mit den vermutlich ins Tertiär aufsteigenden Bunten Bündner Schiefern und den kreidezeitlichen Grauen Bündner Schiefern, die auf der Karte nicht extra ausgeschieden sind. In sie sind, vermutlich stratigraphisch, Lagen von Aptychenkalk (110) eingeschaltet. Auch Gaultflysch (109) ist vertreten. Tristel- und Steinsberg-Formation fehlen. Im Profilschnitt wird die Zone von Prutz – Ramosch als zurückgebliebene Basis der Üntschen-Decke des Voralberger Flysches dargestellt – nur eine von mehreren Möglichkeiten.

In der Zone von Roz – Champatsch – Pezid (116–118) erinnert die mächtige, eher monotone Roz-Formation an Anteile des Prättigau-Flysches und führt in höheren Anteilen die gleichen Globotruncanen und Orbitoiden der obersten Oberkreide, wie dort die Gyrenspitz-Formation (182).

Unterlagernd folgt die Pfundser Zone (119–121), welche Bunte und, mit großer Mächtigkeit, Graue Bündner Schiefer führt (119, 120). Eine bis ins Eozän aufsteigende Schichtfolge ist wahrscheinlich. Dies paläontologisch sicherzustellen verhindert bisher die gegen das Fensterinnere zunehmende Metamorphose. Eine Parallelisierung mit Anteilen des Prättigau-Flysches ist vertretbar.

Knapp unterhalb der Trennfläche zur überlagernden Zone von Roz – Champatsch – Pezid hin liegen in Bunten Bündner Schiefern kalkalpine Schürflinge. Ihnen ist die Stammerspitze (122) mit einer fossilführenden Schichtfolge vom Hauptdolomit (47, 61) bis in den Oberen Jura zuzurechnen. Wir wollen sie als eine im Eozän von der damaligen Deckenfront herunter ins Flyschmeer eingegliederte Großscholle deuten.

5.2. Penninische Decken vor der Stirn des Ostalpins und in stirnnahen Fenstern (123–187)

Eine viel besser entwickelte und hier ihre klassischen Lokalitäten beinhaltende Arosa-Zone (123–146) treffen wir wiederum zuerst an, wenn wir das Silvrettakristallin in Richtung Prättigau zurück überschreiten. In ihr haben vom Cenomanium bis ins Turonium subduktionsbedingt jene Relativbewegungen zwischen dem Ostalpin und dem Penninikum stattgefunden, welche zur Platznahme des Silvretta-Kristallins und, von ihm ableitend, der Lechtal- und Allgäu-Decke im Südpenninikum führte. Dabei wurden von der Deckenfront ableitend, neben kleinen auch große Schollen in die Arosa-Zone einbezogen, deren petrographische und stratigraphische Zuordnung für die Legende versucht wurde.

Erneut haben wir einen Abstieg den penninischen Deckenstapel hinunter vor uns, wenn wir etwa vom Schlappiner Joch am Gipfel der Madrisa vorbei gehen und neben den invers liegenden Abfolge aus Karbon-Grauwacken, Virgloria-, Partnach- und Arlberg-Formation (141, 139, 138, 137) hinunter steigen. Wir werfen vorher noch einen Blick nach Westen über den Prättigau-Flysch hinweg zu unserem Ziel. Das ist das überm Rhein am Churer Lineament hochgehobene Helvetische Autochthon der Calanda.

Von hier aus könnten wir die soeben durchquerte subsilvrettide Schuppe unter dem Silvretta-Kristallin mit wenigen Spurschollen über den Plaseggenpass ins Montafon in Richtung Tschaggunser Mittagsspitze weiter verfolgen. Sie ist in der Karte als Großscholle der Arosazone dargestellt. Andere sehen sie als invers liegendes Bajuvarikum. Von dort zurück in Richtung Sulzfluh finden wir, darunter verschürft, in die Arosa-Zone tektonisch oder olistostromatisch einverleibtes Unterostalpin (NAGEL, 2006), so die Schiefergneise des Walserlappens mit aufliegender Alpidabrekzie (124) vorwiegend aus Hauptdolomit. Ebenso eigenständig unterlagernd, führt der Schwarzhorn-Amphibolit (144) infolge tektonischer Zerrüttung entstandene, brekziöse Einschaltungen. Darunter erstreckt sich vom Gauerthal herauf nach Tilisuna ein Serpentinzug (126). Er grenzt unmittelbar an den nach Süden unterlagernden Flysch der Verspala-Formation (125), der teilweise in Komponenten ins Cenomanium bis Unterturonium einzuordnende Globotruncaniden beinhaltet, aber auch Serpentin-Gerölle und reichlich Chromspinell.

Die mit dem Total-Serpentin (126) oberhalb Davos in Verbindung stehende Augstenbrekzie (124) verfügt über eine mergelige, Couches Rouges (149) führende Matrix mit altersmäßig ebenfalls Obercenomanium bis Turonium ausweisenden Globotruncaniden (ALLEMANN, 2002). Die sie beinhaltenden Mergel waren Jungschichten des Unterostalpins und dürften im Rahmen der Trupchun-Phase von der näher rückenden Orogenfront heruntergerutscht sein. Weitere Funde von ins Cenomanium einzuordnenden Globotruncaniden lieferten die Arosa-Zone in Liechtenstein unter der Lechtal-Decke und ihren Basisschuppen, aber auch ihre, die Allgäu-Decke unterlagernden, Fortsetzungen über den Brenzerwald ins Allgäu.

Tektonisch weiter absteigend kommen wir paläogeographisch in den Bereich von intrapenninischen Hochzonen. Ihre Abdeckung durch Anteile der Apulischen Plattform erfolgte, nach einer Zeit mit geringerer tektonischer Aktivität, im Eozän und damit etwa 50 Millionen Jahre später als jene des Südpenninikums im Turonium.

Die Sulzfluh-Decke (147–151) bildet den Hauptkamm des Rätikon vom Plaseggenpass bis zum Verajoch hinterm Lünensee und zieht von dort sich ausdünnend unter der Schesaplana-Südwand in Richtung Liechtenstein weiter. Sie besteht aus auf einer Hochzone aus Sulzfluh-Granit (151) abgelagertem Sulzfluh-Kalk (150) des Tithonium. Auf ihm liegen, zu verschiedenen Zeiten vom Oberen Albium bis ins Paleozän transgredierend, Couches Rouges und Globorotaliensichten (149, 148). Nach dem Absinken der Hochzone und vor ihrer tektonischen Abdeckung, folgt im Untereozän noch Flysch (147).

Die große Mächtigkeit der Sulzfluh-Decke längs des Höhenweges vom Plaseggenpass bis zum Lünensee entstand dadurch, dass der Sulzfluh-Kalk (150) bei seiner Tektonisierung in mehrere Kalkplatten zerlegt und übereinander gestapelt wurde. Dabei beinhaltet der von der Lindauer Hütte zum Drusentor hinauf sich öffnende Erosionszirkus mehrere übereinander liegende, weniger mächtige, helle Kalkplatten mit aufliegenden, dunkelroten mergeligen Globorotaliensichten (148) des Paleozän. Letztere werden oft in die Couches Rouges (149) einbezogen. Ein darüber liegender, wandbildend Scheien-, Sulz- und Drusenfluh aufbauender mächtiger Kalkkomplex trägt nur Couches Rouges (149) aus dem Oberen Albium bis Maastrichtium (ALLEMANN, 2002). Sie sind feinkörnig kalkig bis kalkmergelig grau bis blass rötlich. Die unter dieser Oberplatte ab dem Schweizertor wieder hochkommenden unterliegenden Kalkplatten nur mit Globorotaliensichten (148) bauen dann, durch Störungen zerhackt, die Kirchlispielen hinterm Lünensee auf.

Die Falknis-Decke (152–161) ist als Fortsetzung der Tasna-Decke unter der Silvretta hindurch ins Prättigau zu verstehen. Im östlichen Rätikon meist tektonisch ausgedünnt, dominiert sie felsbildend auffallend das Dreiländereck (A : CH : FL) im südwestlichen Rätikon. Sie verfügt im Gegensatz zur Sulzfluh-Decke über eine weitgehend komplette Schichtfolge, wobei während der Unterkreide und weiter bis ins untere Cenomanium eine oft wurzelnahe Flyschsedimentation (155–158) vorherrscht, auf die nach einer Schichtlücke ab dem oberen Turonium bis ins Paleozän eine ruhige Hochzonen-Sedimentation mit Couches Rouges und Globorotaliensichten (154, 153) folgt (ALLEMANN, 2002). Es fällt auf, dass diese Schichtlücke in etwa der Zeit der Sedimentation der Ofterschwang- und der Reischberg-Formation (176, 174) im Vorarlberger Flysch entspricht und, aus tektonischer Sicht, auch jener der das Ostalpin ins Südpenninikum einbringenden Vorgosauischen oder Trupchun-Phase.

Die Klippe von Grabs (NW Buchs; 162, 163) ist am ehesten mit der Falknis-Decke verwandt und wird oft als Verbindung zur Klippen-Decke in der Innerschweiz betrachtet, wiewohl ihre Schichtfolge von jener dort beträchtlich abweicht.

Die Abfolge im Fenster von Nüziders (164–167) verweist auf Zusammenhänge der Falknis-Decke über den Vaduzer Flysch mit der Gaschlo-Formation (168) zum Vorarlberger Flysch. Ebenso ermutigt sie dazu, im Profilschnitt Fortsetzungen der Falknis-Decke unter die Kalkalpen des Lechquellen-Gebirges hinein anzunehmen.

Den Vaduzer Flysch mit Gaschlo-Formation (168–170) sehen wir als Falknis- bzw. Tasna-Decke-nahen Anteil des Vorarlberger Flysches (171–179), wobei für die durch die vorliegenden Gesteine dokumentierten Zeiträume eine eher ruhige Sedimentation nachgewiesen wird.

Der Vorarlberger Flysch mit Oberstdorfer-, Üntschen- und Sigiswanger Decke (**171–179**) ist Teil der Rhenodanubischen Flyschzone. Er wurde in einem relativ schmalen Tiefseeegraben abgelagert, der von Westen her fortschreitend ab der Unterkreide über 50 Millionen Jahre bis zum Beginn des Tertiärs, ohne ihn aufzufüllen, mit bescheidenen Sedimentationsraten beliefert wurde (EGGER, 1992; MATTERN, 2004). Dieser Graben stand nicht mit Subduktionszonen in Verbindung, sondern war vielmehr Teil eines sich durch Krustendehnung bildenden Troges. Die im Cenomanium bis Turonium die Platznahme des Ostalpins im Südpenninikum bewirkende Vorgosauische oder Trupchun-Phase mag die Schüttung der Reiselsberg-Formation (**174**) verursacht haben. Sie ist als kurzzeitiger Eintrag von glimmerreichem Detritus mit Granat als Schwermineral charakterisiert, der von einem obduzierten Altkristallin geschüttet wurde.

Nachfolgend bewirkte im Maastrichtium – Paleozän die Verlandung des Ostalpinen Deckenstapels noch einmal eine Schüttung petrographisch ähnlicher Zusammensetzung in die Bleicherhorn- bzw. Fanola-Formation (**171**). Die vom Küstendepot abgehenden Turbidite mussten dafür Wege durch die intrapenninischen Hochzonen finden. Feinbrekziöse Anteile beinhalten Großforaminiferen wie *Hellenocyclina*, *Orbitoides*, *Siderolites* oder *Omphalocyclus*, welche am nördlichen Schelf und auf intrapenninischen Schwellen nicht vorkommen, und daher vom Oberostalpin her geliefert worden sein dürften. In den zwischen diesen beiden Schüttungen vom Coniacium bis ins untere Campanium hinauf von Westen her gelieferten Kalk-Mergelfolgen nimmt die Mächtigkeit der Schichtbänke von unten nach oben zu.

Vom Rhein bis über den Inn hinaus und damit auch in dem Teil, den die Karte abdeckt, wurde eine ins Tertiär aufsteigende Sedimentation bisher nicht nachgewiesen. Dies kann, falls keine Überlieferungslücke vorliegt, bedeuten, dass in den westlichen Ostalpen der Ablagerungsraum des Rhenodanubikums schon im Paleozän tektonisch ausgeschaltet wurde, während in seinen westlichen Fortsetzungen in Richtung Innerschweiz im Wägital und in den östlichen ab Salzburg die Sedimentation bis ins Eozän anhielt.

So wurde der Vorarlberger Flysch, nachdem die intrapenninischen Hochzonen im Eozän dem wieder einsetzenden Tiefensog zum Opfer fielen, von der Stirn der Kalkalpen erfasst und weit alpenauswärts teleskopiert. Dies geschah, während die anhaltende Subduktion zunächst die Flysche des nördlichen Penninikums und nachfolgend im Oligozän südliche Anteile der Europäischen Plattform entwurzelte und als Decken stapelte. Es ist unsicher, ob die nachfolgende Reihung der Decken des Vorarlberger Flysches der ursprünglichen paläogeographischen Aufeinanderfolge der Ablagerungsräume von Süden nach Norden entspricht.

Die Oberstdorfer Decke verbindet mit ihren Unterkreide-Anteilen der Tristel-Formation (**178**) und dem überlagernden Quarzsand und Glaukonit führendem Gaultflysch (**177**) zur Tasna-Decke im Unterengadiner Fenster und zur Falknis-Decke im Prättigau und im Fenster von Nüziders.

Die Üntschen-Decke, in der namentlich die Reiselsberg-Formation (**174**) Mächtigkeiten bis 1000 m erreichen kann, erstreckt sich längs der Kalkalpen von Liechtenstein ins Allgäu und wird dort von der Oberstdorfer Decke überlagert. Im Profilschnitt wird die Üntschen-Decke an die Zone von Prutz – Ramosch des Unterengadiner Fensters angeschlossen, wobei sicherlich dort die Gipse des Keupers (**113**) tektonisch wegsam waren. Man könnte sie auch aus der Fimber-Zone ableiten.

Die Sigiswanger Decke findet sich in der Nördlichen Vorarlberger Flyschzone. Der Fänerengipfel im Appenzell ist ihr westlichstes Erosionsrelikt. In ihm wurde vor kurzem die Ofterschwang-Formation (**176**) mit Unterem Cenomanium sichergestellt (EGGER & OBERHAUSER, 2007), auch höhere Oberkreide mit doppel- und einkieligen Globotruncanen ist nachgewiesen. Da der Sigiswanger Decke die Unterkreide fehlt, könnte sie auch von jener der Fimber-Zone abgeschürft worden sein.

Bei den Flyschklippen der Müselalp und der Hohen Kugel, welche in einer die Säntis-Decke teilen und das Rheintal in Richtung Wildhaus unterquerenden Synklinale liegen, ist es unklar, welcher Flyschdecke sie zuzuordnen sind.

Der Triesen-Flysch (**180**) könnte ein Teil des Prättigau-Flysches sein, dessen Verbindung dorthin die Unterkreide des Helvetikum des Fläschberges seitlich tektonisch abdeckt, da es am Luziensteig am sich nach Norden fortsetzenden Churer Lineament angehoben wurde.

Der Prättigau-Flysch (**181–187**) besteht aus drei tektonischen Einheiten: der mit dem Triesen-Flysch zu verbindenden Vilan-Schuppe, seiner Hauptmasse, und der auf ihr aufreitenden Gempfluh-Schuppe. Eine Verbindung unter dem Silvretta-Kristallin durch zur Zone von Roz – Champatsch – Pezid und zu der sie unterlagernden Pfundser Zone ist wahrscheinlich. Den Ablagerungsraum der in tieferen Anteilen bündnerschiefermetamorph vorliegenden und bis ins Untereozän aufsteigenden, meist feinkörnigen Flysche sehen wir nördlich jenseits einer hypothetischen rhenodanubischen Nordschwelle. Er erstreckte sich bis zum europäischen Kontinentalrand. Auch die Geröllspektren unterstützen dies, die im Maastrichtium angelieferten Kreide-Großforaminiferen allerdings weniger.

Für alle Flyschsedimente ist jede Aussage über ihre ursprüngliche paläogeographische Einordnung nur als mehr oder weniger wahrscheinlich zu betrachten. Ihre Ablagerungsräume wurden vermutlich auch orogenparallel seitenvershoben. Im Eozän verloren sie im Tiefensog der Subduktion ihre Basis

von zum Teil ozeanischer Herkunft. Nur der Vorarlberger Flysch kam im Oligozän, zusammen mit Anteilen der Feuerstätter Decke und der Liebensteiner Schuppenzone, auf dem noch nicht von der Subduktion erfassten Helvetikum zu liegen. Zusammen mit ihm erfolgte ihre Einziehung in die Tektonik nachfolgend vom Oligozän zum Miozän.

Die Beziehungen des Prättigau-Flysches und seiner Fortsetzungen ins Unterengadiner- und Tauern-Fenster zur Rhenodanubischen Flyschzone bedürfen weiterer Forschung. In welche Fuge ins eozänzeitlich getürmte Deckengebäude der Tauern hinein, oder vielleicht auch unter es hinunter, wurde ihr Untergrund verschluckt? Dies ist eines der großen Probleme der Ostalpengeologie!

6. HELVETIKUM (188–229)

Als Helvetikum verstehen wir den tektonisierten Teil der Europäischen Plattform. Wir berichten über ihre schrittweise Einbeziehung in das orogene Geschehen. Nach der Verschluckung des Untergrundes des Penninikums wird sie zunehmend vom alpenauswärts fortschreitenden Tiefensog die Subduktion erfasst. Es erfolgt vorab eine alpenauswärts fortschreitende Meeresvertiefung. Diese führt, schrittweise einsetzend vom Unteren zum Mittleren Eozän bis ins Untere Oligozän und vorwiegend von der Orogenfront herunter beliefert, zur einer die Sedimentation abschließenden Flyschauflage, wobei diese schlussendlich im Tiefengrund des Molasse-Beckens als Deutenhausen-Formation die Fischschiefer (39) abgedeckt hat.

Wenig vorher kam es im Süden des westlich von Chur aufgeschlossenen Autochthons zur Kontinental-Kollision zwischen Kalkalpen, als Stirn der Apulischen Plattform mit angepresstem Vorarlberger Flysch, mit dem Südrand der Europäischen Plattform. Dabei verloren die Kontinentalrand-Bildungen der Europäischen Plattform und nachfolgend die Sedimente auf dem anschließenden äußeren Schelf subduktionsbedingt ihre Unterlage.

Dabei in Schuppen zerrissen, wurden sie – vielleicht in Verbindung mit Schweregleitung (?) – aus einem Flachmeerbereich als Feuerstätter Decke (188–193) und Liebensteiner Schuppenzone (194–197) hinunter in jenen Bereich verbracht, aus dem sich später die Säntis-Decke individualisierte. Weiter alpenauswärts erfolgte ihre Platznahme als Sardona- und Ragazer Flysch (223–226) auf den Flyschen der autochthonen bis parautochthonen Hülle des Aarmassivs. Dies zeigen Aufschlüsse südlich Ragaz. Penninische Flysche, wie der Vorarlberger Flysch und die Kalkalpen waren offenbar nachfolgend der Kontinentalkollision noch zu weit entfernt, um einbezogen werden zu können.

Die in der Feuerstätter Decke und der Liebensteiner Schuppenzone zusätzliche Zerrüttungerscheinungen verursachende Unterschiebung unter den Vorarlberger Flysch erfolgte erst deutlich zeitlich getrennt von ihrer Platznahme im Bereich der späteren Säntis-Decke.

Erst später im Oligozän und weiter bis zum Miozän wurde der innere Schelf vom Tiefensog erfasst. Dies führte weiter alpenauswärts zur Entwurzelung seiner permomesozoischen Sedimentauflage mit bis ins unterste Oligozän aufsteigenden Jungschichten und nachfolgend zu ihrer Stapelung als helvetischen Decken und zu ihrer Verfaltung. Dabei wurde der inzwischen vorgerückte Vorarlberger Flysch und teilweise auch Ostalpin einbezogen.

6.1. Feuerstätter Decke (Melange aus Gesteinen helvetischer und penninischer Herkunft; 188–193)

Die Feuerstätter Decke unterlagert – manchmal in Mächtigkeiten von nur wenigen Dezimetern, im Regelfall von mehreren Metern, selten auf über 100 m anschwellend – die Trennfläche des Penninikums zum Helvetikum. Im Eozän entstanden, verstehen wir sie als Mischung aus eher seltenen Gesteinen der Mittel- und Oberkreide, wie der Satteins-Formation, die ultrahelvetischer Herkunft ist, und solchen des Paleozän – Eozän. Sie sind meist dem Penninikum zuzuordnen. Wir vergleichen mit der Arosa-Zone, in welcher etwa 50 Millionen Jahre vorher im Cenomanium bis Turonium die Relativbewegungen zwischen dem Penninikum und dem Ostalpin abgelaufen waren.

Ihr Gesteinsinventar entstammt einem im Paleozän unter der Calzit-Kompensations-Tiefe liegenden Tiefseegraben, in den hinein die Rinderbach-Formation (191) sedimentiert wurde. Von ihm dürfte während des Eozäns die Entwurzelung des Penninikums ausgegangen sein. Dabei wurde er sowohl vom Kontinentalrand, als auch von der sich annähernden Deckenfront herunter auch olistostromatisch beliefert. In Dornbirn wurde in Bauaufschlüssen am Anfang der Bödelestraße in Wildflysch-Bildungen (188) die Nannoplanktonzone NP 2 nachgewiesen. Während im Pfudidetschbach bei Satteins, gut aufgeschlossen und wenig gestört, die Rinderbach-Formation (191) von Globigerinenflysch (190) des Mitteleozän überlagert wird, finden wir Altkristallin-Blockwerk (189) im Gütle bei Dornbirn – dort „Saluier“ genannt – und vor allem von Sibratsgfall ostwärts. Dort fallen in der Hörnlein-Formation (192) Großschollen von Ophiolithen und von Ammergau-Formation (193) auf.

6.2. Ultrahelvetische Decken (194–199)

Den Ultrahelvetischen Decken wird in Vorarlberg und im Allgäu die Liebensteiner Schuppenzone zugeordnet. Westlich des Rheins dürften ihr jene von Brülisau und teilweise auch jene von Wildhaus entsprechen. Ihre Gesteine wurden auf dem äußeren Schelf abgelagert. Heute liegen sie zwischen den Wildflysch-Bildungen der Feuerstätter Decke und, oft mit ihnen verschuppt, den Jungschichten der Säntis- oder der Grünten-Decke.

Am meisten verbreitet sind die Leimernmergel (196). Sie unterscheiden sich von den Globigerinenmergeln (203) der Säntis-Decke, die wie sie vor allem Plankton-Foraminiferen führen, durch ihre eher graue Färbung und ihre fast immer viel stärkere tektonische Beanspruchung. Diese geht darauf zurück, dass ihr Schichtverband, so wie jener der Feuerstätter Decke, Relativ-Bewegungen zwischen Helvetikum und Penninikum aufnehmen musste. Aus dem gleichen Grund finden wir Unter- und Mittelkreide-Anteile auf der Hohen Kugel als tektonisch losgerissene und zerknitterte Einlagerung, und ihren Jura als Schuppe des südlichen Fläscherberges (198, 199) isoliert weit im Süden. Die oberhalb Dornbirn über Leimernmergel (196) entdeckte Kehlegg-Formation (195) zeigt Sedimente des äußeren Schelfs. Dabei könnte es gelingen, mittels Nannoplankton in ihnen das vermutete Impakt-Ereignis der Oberkreide–Paleozän Grenze zu dokumentieren. Es liegen im Hinterland von Dornbirn über Maastrichtium durch ein wahrscheinlich vollständiges Paleozän aufsteigende Aufschlussfolgen vor, welche auch die Nannozone NP 2 beinhalten.

6.3. Helvetische Decken (200–229)

Als Andelsbucher Gleitschollenzone (200, 201) benennen wir an der Stirnregion der Säntis- und der Grünten-Decke anliegenden Großschollen-Verbände, die u. a. aus der Austernbänke und Flachwasser-Benthos führenden Bregenzerach-Formation (200) und aus Nummulitenschichten (204, 205) bestehen. Wir nehmen an, dass diese nach dem Mitteleozän von Norden her den sich versteilenden Hang herunter gerutscht sind. Sie finden sich im Lorenastollen unterhalb Schwarzenberg im Verband mit Mergeln der Amden- und Wang-Formation (207, 206) sowie mit bis ins Obereozän aufsteigenden Globigerinenmergeln (203) und Globigerinenflysch (202). Auch die Schmiedebach-Formation (201) ist hier einzuordnen.

Zur Annahme von Großschollen-Gleitungen dieser Art ermutigten auch Erkenntnisse östlich und westlich des Hohen Freschen. Dort ist am Sünser Kopf von Norden her ein Olistolith aus Garschella-Formation (208), der 0,5 km breit ist, auf Globigerinenmergel (203) aufgeglitten (FELBER & WYSSLING, 1979). Oberhalb Dafins auf der Madlensalp findet sich ein weiterer, der aus Wang-Formation (206) besteht und 0,5×1 km groß ist, ebenfalls auf Globigerinenmergeln (203) liegend.

Die Gesteine der Säntis-Decke (202–216) zeigen am auffälligsten östlich des Rheins das alpenwärts verflachende Meer im Verband Drusberg-Formation – Schrattekalk (210, 209), so vom Hohen Freschen ausgehend, wo die Garschella-Formation direkt der Drusberg-Formation (208, 210) aufliegt, über oberhalb der Laternser Straße hinüber nach Feldkirch. Im Dornbirner Achtal zeigt sich dies längs der Dornbirner- und der Kobelach und im Bregenzerwald vom Diedamskopf zum Hohen Ifen, wobei in beiden Fällen der Schrattekalk (209) innerhalb der oberen Drusberg-Formation (210) einsetzt und diese im Norden fast völlig vertritt. Dies sehen wir am Breiten Berg bei Dornbirn. Die an einen Bruch mit Lineament-Charakter hochgepresste Falte von Hohenems betrachten wir als zugehörend.

Nördlich Innerlaterns transgredieren die Globigerinenmergel (203) bis auf die südliche Drusberg-Formation (210) hinunter. Sie gehen südlich des Hohen Freschen in Globigerinenflysch (202) über.

Östlich der Iller bei Sonthofen bis an die Molasse herangerückt, individualisiert sich die Grünten-Decke als Teildecke der Säntis-Decke. Sie dürfte als östliche Fortsetzung der Schrattekalk-Plattform des Hohen Ifen über dem Kieselkalk (211) weggeschürft worden sein.

Bohrungen im Bregenzerwald und im Allgäu weisen für die Säntis-Decke und die unterlagernd angetroffen neu benannte Hindelanger- und Hohenemser Decke bis in den Dogger absteigende Schichtverbände aus. Das Abscheren vom tieferen Untergrund dürfte in den Tonsteinen des Aaleniums erfolgt sein. So erbrachte die bereits in den Kalkalpen knapp außerhalb des Blattschnittes im Osterachtal abgeteufte Bohrung Hindelang 1 neue Erkenntnisse (VOLLMAYR & JÄGER, 1995). Sie durchhörte nach wenig Unterkreide-Flysch der Oberstdorfer Decke den Schrattekalk (209) und die Drusberg-Formation (210) der Säntis-Decke. Dann folgt die nach dieser Bohrung benannte Hindelanger Decke, deren Schichtverband bis in die Bommerstein-Formation des Doggers (216) absteigt, und dann ein Kreide-Anteil der Hohenemser Decke (WYSSLING, 1985).

Darunter liegt, mit den Jungschichten des helvetischen Autochthons in der Tamina-Schlucht südlich Ragaz vergleichbar und dort bis ins Oligozän aufsteigend, nordhelvetischer Flysch (230) sowie Untere Süßwassermolasse (34–36). Daraus ergeben sich Argumente dafür, dass das Helvetische

Autochthon (**230–241**) am Churer Lineament hinunter gestaffelt, sich mit seiner Flyschauflage im Untergrund nach Ostnordosten fortsetzt, und ebenso dahinter die Wurzelzone der Helvetischen Decken aus dem Vorderrheintal heraus unter dem Prättigau-Flysch, dem Silvrettakristallin und dem Unterengadiner Fenster hindurch in Richtung Tauern-Nordrand sich erstreckt.

Da östlich des Rheins uns Flysche und Ostalpin den Einblick in den Herkunftsbereich der Helvetischen Decken (**200–229**) verwehren, begeben wir uns ins Gebirge südlich Ragaz. Dort tritt das an den Molasse-Untergrund südwärts anschließende Aarmassiv mit seiner Hülle zutage.

Hier griff die Subduktion den altkristallinen Untergrund einbeziehend auf den äußeren Schelf aus. Dies begann schon im Oligozän und betraf, im Miozän weiter ausgreifend, das im Süden an das Kartenblatt anschließende Altkristallin des Tavetscher Zwischenmassivs. Dadurch von seinem Untergrund abgesichert, zerglitt das Helvetikum in drei Teildecken. Dabei wurde zuerst mit dem Perm-Trias-Anteil die Verrucano-Decke (**217–222**) den Flysch-Jungschichten des Aarmassivs aufgelegt und dadurch der schon im unteren Oligozän eingegliederte Ragazer Flysch (**223–226**) und die Subhelvetischen Schuppen (**227–229**) darunter „eingewickelt“. Alpenauswärts fortschreitend erfolgte die Platznahme der Jura-Sedimente beinhaltenden Gonzen-Teildecke der Axen-Decke (**217–222**). Die Platznahme der hier nur Kreide-Eozän-Sedimente beinhaltenden Säntis-Decke erfolgte auf Unterer Meeres- und weiter vorn auch auf Süßwassermolasse.

Für das Studium der „Helvetischen Hauptüberschiebung“, über der die Teildecken auseinander glitten, sei auf die klassischen Aufschlüsse in Glarus verwiesen. Die im Ansatz scharfe, listrische Fläche, an welcher die Relativbewegungen stattfanden, verläuft vom Pizol herunter alpenauswärts. Sie sinkt zunächst unter Meeresniveau ab und steigt dann in Richtung Appenzel wieder flach an. Sie endet dort über isoklinal gepressten Schuppenpaketen aus Unterer Meeres- und Süßwassermolasse. Man nennt die drei zerglittenen Teile der helvetischen Stammdecke südlich des Seeztales Verrucano-Decke (**217–222**), spricht bei Sargans von der Gonzen-Teildecke der Axen-Decke (**217–222**) und am Hang zum Alvier hinauf von der in den Zementstein-Schichten ins Molassemeer hinaus weggeschürften Säntis-Decke (**202–216**). Wir müssen dabei annehmen, dass zu dieser Zeit die tektonischen Auflagen ultrahelvetischer bis penninischer, und nach Osten zunehmend auch ostalpiner Herkunft schon auflasteten.

Die Säntis-Decke (**202–216**) ließ westlich des Rheins und am Fläscherberg ihren dabei sich enger faltenden Jura-Anteil als Axen-Decke im Süden zurück. Für die Fortsetzungen der Säntis-Decke nach Vorarlberg gilt dies nicht. Daher ergibt sich diesbezüglich Erklärungsbedarf. Neben dem stark verschuppten Jura-Aufbruch der Kanisfluh und den breiten Faltenkernen der Deckenfront von Hohenems bis zur Subersach, beweisen dies Bohrungen im Allgäu. Dort haben auch weitere unterlagern-de Decken einen Jura-Anteil.

Das macht wahrscheinlich, dass unter den Alluvionen des Rheintals heute verborgene, eigenständige Blattverschiebungen im Jura-Stockwerk der Helvetischen Stammdecke linksseitenverschiebend diese Verbindungen zuerst auseinander zogen und dann, vielleicht gestaffelt, unterbrechen. Gleichzeitig bis nachfolgend dürfte die ausgreifende Subduktion Stirnanteile abgetrennt und als Hindelanger- und Hohenemser Decke unterschoben haben. Die Deckenfaltung, welche – die tektonische Auflast einbeziehend – nachfolgte, führte zu weiteren Links-Seitenverschiebungen, welche im Kontaktbereich zur Angepressten Molasse enden, so der Sax-Schwendi-Bruch vom Rheintal ins Appenzel und die Ostergunten-Störung östlich vom Jura-Aufbruch im Bregenzerwald. Jene im Illertal bezieht südlichste Anteile Abgeschürfter Molasse (**31–40**) mit ein.

Daher muss die Verfaltung der heute aufgeschlossenen Molasseanteile später erfolgt sein, als jene des Helvetikums. Dabei fällt auf, dass der Kontakt zwischen beiden in der Schweiz von ausgeprägt tektonischer Art ist, während man in Vorarlberg und im Allgäu in manchen Aufschlüssen darüber diskutieren kann, ob nicht doch die Molasse mit dem Alpenkörper aus Helvetikum und Flysch stratigraphisch verbunden ist. Vielleicht kommt den Trennflächen zwischen den einzelnen Synklinalen der Abgeschürften Molasse (**31–40**) und auch jener zur Aufgerichteten Molasse (**27–30**) tektonisch eine gleichwertige Bedeutung zu, wie hier jener der Molasse zum Alpenkörper. Vielleicht haben sie in gleicher Weise Relativbewegung aufgenommen?

Die vorher besprochene, das Churer Lineament unter Rheinalluvionen fortsetzende Störung dürfte sich in die Abgeschürfte Molasse (**31–40**) hinaus fortsetzen, und zwar zwischen oder vor ihre nordvergent gepressten Synklinalen hinein. Wahrscheinlich gilt dies auch für die möglichen Fortsetzungen der Gargellen-Störung ins Helvetikum des Illertals. Diese Art von Störungen, zu denen auch der Emsrütli-Bruch und der Bruch am Luziensteig gehören, dürfte der Verfaltung des Helvetikums nachfolgen. Auch Brüche, welche die Faltenbildung im Helvetikum begleiten, unterstützen die junge Hebung der Westalpen. Dies sind sowohl der Sax-Schwendi-Bruch als auch die Ostergunten-Störung.

Der Ragazer Flysch (**223–226**) ist als abgesichertes und eingewickelteres Südhelvetikum zu verstehen. Seine Platznahme auf der autochthonen bis parautochthonen Hülle des Aarmassivs erfolgte im Unteren Oligozän – noch vor der Bildung der Helvetischen Decken – submarin. Sie erfolgte zusammen mit jener der Liebensteiner, Brülisauer und Wildhauser Schuppenzone (**194–197**), die schon vor-

her in jenem Bereich liegen blieben, aus dem sich später die Säntis-Decke (202–216) individualisierte. Der Ragazer Flysch ist als Fortsetzung dieser Schuppenzonen in Richtung Vorland zu verstehen. Weiter nördlich befand sich der Sedimentationsraum der Flyschbildungen der Deutenhausen-Formation (39), eine Basisbildung der Unteren Meeresmolasse (37–40). Auch als abgesichert und eingewickelt zu betrachten ist der Sardona-Flysch, der sich nach Westen zugesellt und aus dem Grenzbeereich zum Penninikum stammt. Er steht der Feuerstätter Decke (188–193) nahe.

Die Platznahme der Subhelvetischen Schuppen (227–229) war erst nach dem Abscheren des Helvetikums von seinem Untergrund möglich. Es handelt sich bei ihnen um unter der Helvetischen Hauptüberschiebung mitgeschleppte Schuppen verschiedener Herkunft, wobei oft zerrissene Verkehrt-Schenkel vorliegen dürften.

7. AARMASSIV UND AUTOCHTHONE BIS PARAUTOCHTHONE HÜLLE (230–241)

Über den autochthonen Untergrund geben die Aufschlüsse nordwestlich Chur mit dem Kristallin-Aufbruch bei Vättis sowie im Ausblick auch Bohrungen in der Molasse in Vorarlberg und in Bayern Auskunft. In der Bohrung Opfenbach 15 km nördlich Bregenz wurde unter der Vorland-Molasse der autochthone Malm ohne Kreide-Überlagerung nach Bohrmeter 3695 angetroffen, in der Bohrung Sulzberg ebenso unter einer Dreieck-Struktur auf 4777,5 m. Die Quinten-Formation (237) reicht nach Norden etwas über den Bodensee hinaus und geht nach Osten zwischen Iller und Lech in die Südbayerische Riffplattform über. Vielleicht könnte diese sich tief unter den Kalkalpen in Richtung Rätikon mit der die Quinten-Formation (237) überlagernden Tros-Formation (236) verbinden. Die Nordgrenze der darauf transgredierenden Unterkreide dürfte Vorarlberg im Untergrund auf einer Linie Walensee-Ostende – Feldkirch – Sonthofen queren und dann in Richtung Staffelsee – München nach Norden ausschwenken, wobei über einer nur in Relikten überlieferten tieferen Unterkreide, Gault-Sandstein, Seewerkalk und, bis ins Campanium aufsteigend, der Amden-Formation (207) entsprechende Tonmergel vorkommen. Es greifen also im östlichen Oberbayern unter der Molasse Gesteine helvetischer Ausbildung weit ins nicht alpidisch tektonisierte Vorland aus.

In der Sedimenthülle des Aarmassivs fällt die sehr mächtige Quinten-Formation (237) mit den überlagernden Riffbildungen der Tros-Formation (236) auf. Über den eher wenig mächtigen Kreideschichten liegen transgressiv grünsandig-kalkig-mergelige Ablagerungen des Mitteleozän und Gesteine des basalen Obereozän (235–231). Darüber folgt, meist mit tektonischen Kontakten bis 2000 m mächtig, der Nordhelvetische Flysch (230). In seinen unteren Anteilen beinhaltet er die vulkanisch beeinflusste Taveyannaz-Formation (230) und steigt dann bis in Untere Oligozän auf. Es wird angenommen, dass zumindest Teile von ihm ursprünglich weiter alpenwärts auf jenen Teilen des Helvetikums sedimentiert wurden, die nachfolgend in den Deckenbau einbezogen worden sind. Wie erwähnt, wurde dieser auch im Oberallgäu in der in den Kalkalpen angesetzten Bohrung Hindelang in etwa 4000 m NN unter einem in Decken gliederten Helvetikum in großer Mächtigkeit angetroffen. Dies lässt vermuten, dass sich der Nordhelvetische Flysch im Untergrund noch weit unter die Ostalpen hinein fortsetzt.

7. Zum Profilschnitt vom Bodensee ins Unterengadin

Der Profilschnitt ist als Wahrscheinlichkeits-Aussage zu verstehen. Mit ihm wird zunächst versucht, die Orts- und Tiefenlage der zunehmend tektonisiert unter die Alpen abtauchenden Europäischen Plattform darzustellen. Ausgehend von den Verhältnissen westlich des Rheins, wo die Südfortsetzungen der Schwäbischen Alb als Aarmassiv mit autochthoner und parautochthoner Hülle zu Tage treten, sind neben der Aussage aller anderen Oberflächen-Aufschlüsse, Resultate von Bohrungen wie Sulzberg 1, Au 1 und Hindelang 1, aber auch jene der Geophysik, dafür zu berücksichtigen.

Überraschend ergibt sich eine noch anhaltende Hochlage der Fortsetzungen des Aarmassivs mit seinen Hüllen, welche bis ins untere Unteroligozän aufsteigen dürften, unter dem Verwall-Gebirge. Dahinter hinein wäre die Angepresste und Abgeschürfte Molasse heimzuweisen.

Alpenwärts weiter folgt nach dem Abscherungs-Bereich der Falten-Molasse der eingewickelte Ragazer Flysch. Dann schließt jener des Helvetikums mit Säntis-, Hindelanger und Hohenemser Decke, sowie jener der ultrahelvetischen Liebensteiner Schuppenzone und der Feuerstätter Decke an. Sie liegen bereits unter der Silvretta. Die Einwurzelung der Fortsetzungen des Prättigau-Flysches, als welche wir die Bündner-Schiefer-Folgen der Zone von Pfunds und von Roz – Campatsch – Pezid mit eingelagerten Sediment-Abfolgen und Ophiolithen verstehen, ist erst außerhalb des Profilschnittes möglich. Den fernverschürften Vorarlberger Flysch durchquert der Schnitt östlich Dornbirn mit seiner Si-

giswanger und im Hinteren Bregenzerwald mit seiner Üntschen-Decke. Letztere verbinden wir im Unterengadiner Fenster mit der Zone von Prutz – Ramosch. Auch der Vaduzer Flysch ist am ehesten hier einzuordnen. Noch weiter im Süden lag das Herkunftsgebiet der intrapenninischen Schwellen. Ihre im Profilschnitt vorhandenen Überreste werden im Unterengadiner Fenster als Tasna-Decke und Fimber-Zone, im Norden als Falknis-Decke geführt. Sie ist im Fenster von Nüziders aufgeschlossen.

Da die allseits das Ostalpin untergreifende Arosa-Zone im Bajuvarikum des Lechquellen-Gebirge mit dem Klesenza-Fenster aufricht und auch im Klostertal hochkommt, ist den Kalkalpen ein nur geringer Tiefgang zuzuweisen. Das hängt mit dem Achsenanstieg nach Westen zusammen. Dies gilt auch für das Silvretta-Kristallin des Silvretta-Seckau Deckensystems. So fällt dieses im östlichen Rätikon der Erosion zum Opfer. Dasselbe widerfährt den Kalkalpen im westlichen Rätikon mit der bis hierher zu verfolgenden Lechtal-Decke.

Der Schutt des aufsteigenden Gebirges ist als Molasse überliefert. Sie teilt sich, alpenauswärts fortschreitend in die Tektonik einbezogen, in die Abgeschürfte, Angepresste und Aufgerichtete Molasse. Der Kontakt der Angepressten und Abgeschürften Molasse zur Vorland-Molasse wird als nach Norden unterschiebende Dreieckstruktur beschrieben. Die gleichzeitig bis nachfolgend in Miozän bis Pliozän seiten- und höhenverstellend wirksame Klostertal-Störung trennt das Lechquellen- vom Verwallgebirge ab. Wieweit die Gargellen-Störung diese überschreitet, oder an ihr endet, bedarf weiterer Forschung.

Dank

Für eine kritische Durchsicht des Manuskriptes mit wichtigen Anregungen habe ich vor allem Rudolf TRÜMPY zu danken. Weitere wertvolle Ratschläge bekam ich von Franz ALLEMANN, Klaus SCHWERD und Hans Peter FUNK, ebenso von Kollegen an der Geologischen Bundesanstalt, wie Hans EGGER und Gerhard PESTAL. Vor allem Letzterem schulde ich Dank auch für tätige Unterstützung, ebenso J. Georg FRIEBE von der inatura in Dornbirn.

Literatur

- ALLEMANN, F. (2002): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein. – 129 S., Bern – Vaduz (Regierung des Fürstentums Liechtenstein).
- BERTLE, H. (1970): Kurze Mitteilung über ein NNE–SSW-streichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 486–490, Wien.
- BERTLE, R.J. (2002): Kreide und Paläogen in der Fimber-Zone (Unterengadiner Fenster, Schweiz – Österreich). Neue Mikrofossilfunde und deren paläogeographische Bedeutung. – Eclog. geol. Helv., **95**, 153–167.
- EGGER, H. (1992): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom – Eozän) der Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **143**, 51–65, Stuttgart.
- EGGER, H. & OBERHAUSER, R. (2007): Kalkiges Nannoplankton aus der Ofterschwang-Formation (Cenomanium) der Fänerenspitze (Appenzell, Schweiz). – Jb. Geol. B.-A., 147/1–2, 353–355, Wien.
- FELBER, P. & WYSSLING, G. (1979): Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg). – Eclogae geol. Helv., **72/3**, 673–714, Basel.
- FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. – 4. neu bearbeitete Auflage, 329 S., 67 Abb., 21 Tab., 8 Beilagen, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- FROITZHEIM, N., SCHMID, St. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – Eclogae geol. Helv., **87**, 559–612, Basel.
- MATTERN, F. (2004): The main internal flysch thrust, thrust tectonic subdivision, and structure of the western Rhenodanubian Flysch Belt (eastern Alps). – Z. dt. geol. Ges., **155/1**, 11–34, Stuttgart.
- MAY, T. & EISBACHER, G. (1999): Tectonics of the synorogenic "Kreideschiefer basin", northwestern Calcareous Alps, Austria. – Eclogae geol. Helv., **92**, 307–320, 15 Abb., Basel.
- MÜLLER, M., NIEBERDING, F. & WANNINGER, A. (1984): Tectonic style and pressure distribution at the northern margin of the Alps between Lake Constance and the River Inn. – Geol. Rdsch., **77/3**, 787–796, Stuttgart.
- NAGEL, Th. (2006): Structure of Austroalpine and Penninic units in the Tilsuna area (Eastern Rätikon, Austria): Implications for the paleogeographic position of the Allgäu and Lechtal nappes. – Eclogae geol. Helv., **99/2**, 223–235, Basel.
- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paläozän- und Eozänzeit. – Jahrb. Geol. B.-A., **138**, 369–432, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1998): Erläuterungen zur Geologisch-Tektonischen Übersichtskarte von Vorarlberg 1 : 200 000. – 42 S., Wien (Geol. B.-A.).
- OBERHAUSER, R. (2005): Zur Geologie der Staufenspitze-Gruppe südlich Dornbirn. – Vorarlberger Naturschau - forschen und entdecken, **16**, 109–152, Dornbirn.
- OBERHAUSER, R. & RATAJ, W. (1998): Geologische Themenkarte 1 : 200 000. Geologisch-Tektonische Übersichtskarte Vorarlberg. – Wien (Geol. B.-A.).
- OBERHAUSER, R. & STOJASPAL, F. (1976): Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in der Gosau südlich des Hohen Lichts (Allgäuer Hauptkamm) auf Blatt 113, Mittelberg. – Verh. Geol. B. A., **1976**, A158–A159, Wien.

- ORTNER, H. (2001): Growing folds and sedimentation of the Gosau Group, Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **90**, 727–739.
- ORTNER, H. (2003): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences from synorogenic sedimentation and structural data. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **94**, 63–77, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the alpine orogen. – *Eclogae geol. Helv.*, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHMIDEGG, O. (1955): Zum tektonischen Gefüge des Rätikon. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **98**, 145–172, Wien.
- TROMMSDORFF, V., DIETRICH, V., FLISCH, M., STILLE, P. & ULMER, P. (1990): Mid-Cretaceous primitive alkaline magmatism in the Northern Calcareous Alps: Significance for Austroalpine Geodynamics. – *Geologische Rundschau*, **79**, 85–98, Stuttgart.
- TRÜMPY, R. (2006): Geologie der Iberger Klippen und ihrer Flyschunterlage. – *Eclogae geol. Helv.* **99**, 79–121, Basel.
- VILLINGER, E. (2003): Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau – *Z. dt. geol. Ges.*, **154/2–3**, 193–253, Stuttgart.
- VOLLMAYR, TH. & JÄGER, G. (1995): Interpretation seismischer Daten und Modelle zur Vorbereitung und Auswertung der Bohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – In: RISCH, H. (Ed.): Die Tiefbohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – *Geologica Bavarica*, **100**, 153–165, München.
- WYSSLING, G. (1985): Palinspastische Abwicklung der helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/4** (1984), 701–706, Wien.

Zusätzlich zu den im Verteiler der Geologischen Karte von Vorarlberg 1 : 100 000 angeführten Unterlagen benützte Schriften mit geologischen Karten

- DOERT, U. & HELMCKE, D. (1976): Geologie des Flexen-Passes (Vorarlberg/Österreich). Erläuterung zur geologischen Karte des Flexen-Passes 1 : 25.000. – *Geologica et Palaeontologica*, **10**, 181–200, Marburg.
- HÄRING, CH., JÄCKLI, H., KOBEL, M., KÜNDIG, R., LIENERT, O., PHILLIP, R., STARK, P. & WYSSLING, L. (1994): Hydrogeologische Karte der Schweiz 1 : 100 000, mit Erläuterungen, Blatt Toggenburg. – Schweizerische Geotechnische Kommission, ETH-Zentrum, Zürich.
- HELMCKE, D. (1974): Geologie der südlichen Klostertaler Alpen (Vorarlberg/Österreich). Erläuterung zur geologischen Karte der südlichen Klostertaler Alpen 1:25.000. – *Geologica et Palaeontologica*, **8**, 131–147, Marburg.
- JÄCKLI, H. (1985) mit Beiträgen von A. BÖGLI, TH. LOCHER, W. NABHOLZ, C. SCHINDLER, E. WEBER, L.. WYSSLING: Hydrogeologische Karte der Schweiz 1 : 100000, Blatt Panixerpass, mit Erläuterungen – 132 S., Schweiz. Geotechn. Komm., Zürich.
- OTTE, O. (1988): Geologische Karte 1:25000 des Kalkalpen-Nordrandes im Bereich des Großen Walsertales, mit Erläuterungen. – *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A*, **101**, 95–124, Berlin.
- RUDOLPH, J. (1979): Geologische Untersuchungen im Obersten Fimbartal (Unterengadiner Fenster). – 33 S., 16 Abb., Karte 1 : 25000, Univ. Freiburg.

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien

 **Geologische Bundesanstalt**

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