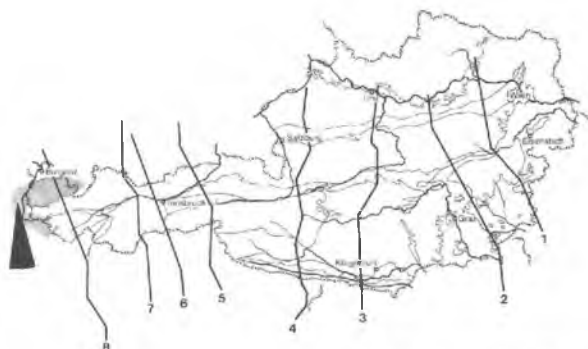


### 3.3. Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysche und Klippenzonen in Vorarlberg

Von RUDOLF OBERHAUSER

Mit den Abbildungen 36 bis 40



Profile 8-1 siehe Abb. 19

#### 3.3.1. Regionaler Überblick

Hier soll die tektonische Unterlage der Kalkalpen und des Ostalpinen Altkristallins besprochen werden, wie sie nach Westen infolge des Achsenanstieges im Flußgebiet des Rheines durch die Erosion offengelegt werden konnte, sei es in breitem Anschnitt, sei es in Fenstern. Es handelt sich dabei um die Flyschberge der Walsertäler, des hinteren Bregenzerwaldes und des Walgaaues, die über 2100 m ansteigen, sowie um Helvetikum und Flysch im nach Nordwesten anschließenden Freschenstock (2004 m) und im mittleren Bregenzerwald; dazu kommen Teile des Rätikonhauptkammes (bis 2830 m) mit Gesteinen der Falknis-Sulzfluhdecke und der Arosazone.

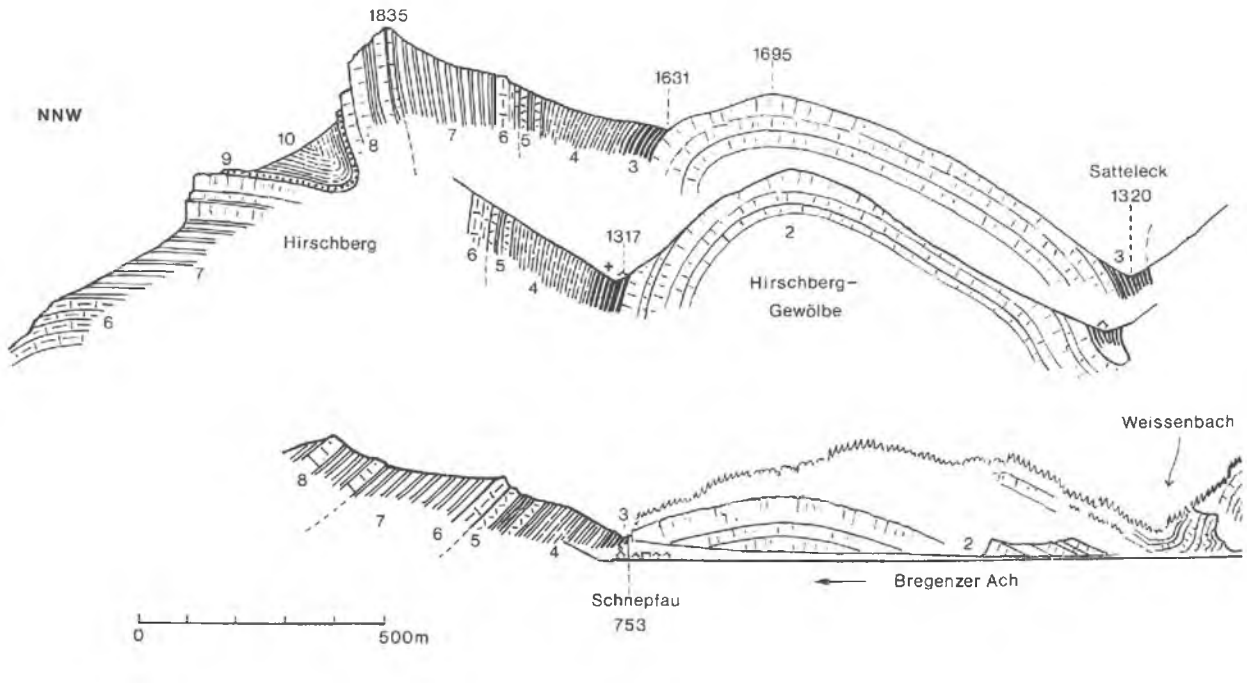
Für die nicht aufgeschlossenen Schichten des Untergrundes mußten neben regionalen Überlegungen auch Ergebnisse von Bohrungen berücksichtigt werden. So werden wir bekannt mit den auf variszischem Kristallin abgelagerten Sedimenten des nördlichen Schelfmeeres, welche einerseits kaum gestört unter der Molasse liegen und andererseits in tektonisierter Form als Hauptdecke und Schuppenzonen des Helvetikums dem Alpenkörper zuzurechnen sind. Noch stärker tektonisiert sind die Sedimente des südlichen – mehr oder minder ozeanisierten – Rau-

mes wie Prättigauflusch und Liechtensteiner Flysch, jene des Rhenodanubischen Flysches und jene der Arosazone. Dazu kommen die Abfolgen im ozeanisierten Raum liegender Krustenteile: einer sehr hypothetischen Feuerstätterschwelle (von der teilweise der Wildflysch stammen könnte), der Falknis-Sulzfluh Schwelle, aber auch abgetrennter ostalpiner Segmente; erstere sind in Form von Klippenzonen überliefert.

Die geologische Ausdeutung des Ostalpen-Westrandes in Vorarlberg gestattet eine gedankliche Rückführung der Sedimente in jene Räume, in denen sie vor den raumverkürzenden alpidischen Ereignissen abgelagert wurden. Abb. 40 gibt unten die relative Breite jener ost-west gelängten Sedimentationsräume wieder, wobei es im Vergleich mit den darüber abgebildeten Schnitten offenbar wird, daß alles, was uns erhalten blieb, nur ein bescheidenes Eck Vorland ist, auf das kümmerliche Reste von Sedimenten der Tethys aufgepackt worden sind.

Wir beginnen mit der Beschreibung von Norden nach Süden in Bezug auf die Ablagerungsräume, was – nach gedanklicher Rückführung der Einwicklung – von unten nach oben in bezug auf die tektonische Lagerung bedeutet.

Die Nordostseite des Bregenzerach-Quertalstücks zwischen Au und Schnepfau, in Parallelprojektion, die Malmfalten der Canisfluhkette darstellend. Aus Arnold Heim, 1933



1 Schiltschichten, 2 Quintnerkalk mit dem dünn-schichtigen Band im mittleren Teil, 3 Zementsteinschichten, 4 Valendismergel, 5 Valangienkalk, z.T. vermergelt.

Abb. 36. Der östlichste Jura-Aufbruch in der Säntisdecke im Hinteren Bregenzerwald

### 3.3.2. Stratigraphie

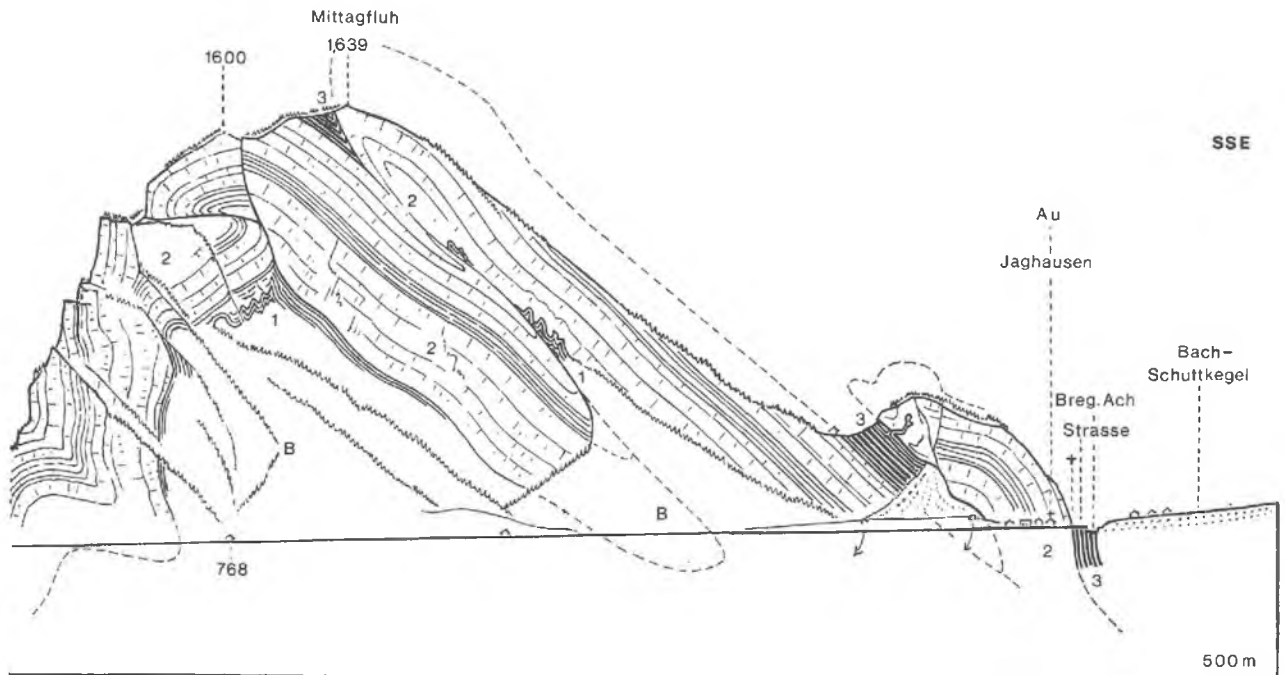
(vgl. Abb. 41, 42, 76)

#### 3.3.2.1. Der Molasse-Untergrund

Hier belegen Bohrungen im Alpenvorland im nördlichen und östlichen Anschluß, daß jene Gesteinsabfolgen, welche die Helvetischen Decken aufbauen, tektonisch kaum gestört, dort in einer ufernahen Entwicklung unter der gefalteten und ungefalteten Molasse weit verbreitet vorkommen.

Über eingeebnetem variszischem Kristallin mit rudimentärer Permokarbon-Auflage folgen von Westen nach Osten zunehmend ausgreifend: Buntsandstein, mit nachfolgendem marinem Muschelkalk, Keuper, Rhät, Lias und Dogger; alles in germanischer Ausbildung. Im Malm schließlich überwältigt das Meer auch das Landshut-Neuöttinger Hoch und dringt bis zur Böhmisches Masse vor. Im Westen bringt es ein erstesmal mit dem Quintner Kalk die alpine Fazies ins Vorland ein, wodurch es sinnvoll wird, im

Gebiet zwischen östlichem Bodensee und München ab dieser Zeit im südlichen Molasse-Untergrund von helvetischer Ausbildung zu sprechen. Nach einem episodischen Rückzug nach Süden greift das Meer erneut nach Norden aus: Drusbergsschichten (Barrême) und Schrattenkalk (Unterapt) sind in der Bohrung Staffelsee 1 (50 km SSW München) nachgewiesen; Grünsandstein (Gault), Seewerkalk und Mergel in Amdener Fazies liegen darüber. Die Schichten der höheren Oberkreide, des Paleozäns sowie des tieferen Eozäns fehlen, z. T. griff die Erosion bis auf den Malmkalk hinunter, der dabei flächenhaft verkarstete. Im Obereozän mit erneut einsetzender Absenkung beginnt die Molasse-Sedimentation; in der Bohrung Opfenbach 1 ca. 15 km Nord-nordost von Bregenz transgredieren allerdings erst die Fischschiefer des Lattorf mit einer Basisbrekzie in 3659 m Tiefe auf Malm alpiner Fazies.



6 Kieselkalk des Hauterivien, 7 Drusbergschichten (Barrémien), 8 Schrattenkalk, z.T. vermergelt, 9 Bnsisandstein, 10 Leistmergel. B Bergsturz, + Fossilfundstellen.

### 3.3.2.2. Die Helvetische Hauptdecke (Säntisdecke)

Der Jura der Helvetischen Hauptdecke (Säntisdecke) im Hinteren Bregenzerwald (vgl. Abb. 36) zeigt über *Schilt-* und *Überschiltschichten* des tiefen Malm 160 m Tintinniden führenden *Quintner Kalk* des höheren Malm, welcher bei Au mit der klassischen Ammonitenbank des Tithons abschließt. Noch zum Tithon zählen Anteile der nachfolgenden *Zementsteinschichten*, welche unscharf in tonmergelige *Palfrisschiefer* übergehen, in die als Flachwasser-Entwicklung oolithischer *Öhrlikalk* eingeschaltet ist. Letzterer erlaubt südlich und östlich der Canisfluh eine Trennung der Palfrisschiefer in unterliegende *Öhrlimergel* und darüber liegende *Valendismergel*. Nördlich der Canisfluh, vor allem im Klausberg-Winterstauden-Gewölbe zwischen Andelsbuch und Bezau, sprechen wir von einer *Oolithkalkgruppe*, welche das bräunlich verwitternde Valendis [= Valang(in)ien] eindrucksvoll felsbildend anschwellen läßt. In dieser nördlichen Position schlüpft dieses Gewölbe unter der Jung-

schichten- und der Flyschauflage der Wasserscheide von der Bregenzer- zur Dornbirner Ach durch, steigt mit hängenden Schrattenkalk-Schultern zur Staufenspitz hinauf und bildet dann zum Rheintal hin mit einer unvermittelten weiteren Anschwellung auf 300 m mit etwas überlagerndem Kieselkalk den unteren Felsabsturz des „Breiten Berges“. Unmittelbar am Talrand in den Steinbrüchen bei Unterklien unterhalb Hohenems liegt die bräunliche Oolithkalk-Felswand des Valendis, 120 m mächtig mit wenig Kieselkalk unter sich, invers über jener des hellen Schrattenkalkes. Die dazwischen liegende Verflachung birgt die mergeligen Drusbergschichten.

Weiter nach Süden bietet nur noch die Falte von Götzis bescheidenere Valendis-Aufschlüsse. Hier ist der massige, oolithische *Betiskalk* gut entwickelt, welcher wiederum mit dem folgenden bankigen Kieselkalk des Hauterive meist eine Felswand bildet, bald in normaler, bald in inverser Position. Zwischen den beiden Gesteinen beobachten wir ein erstes Mal eine Glaukonit führende und an Phosphoritknollen reiche Fossil-

# Schnitte durch Helvetikum und Flysch zwischen Hohenems und Hohem Freschen

R. OBERHAUSER 1974

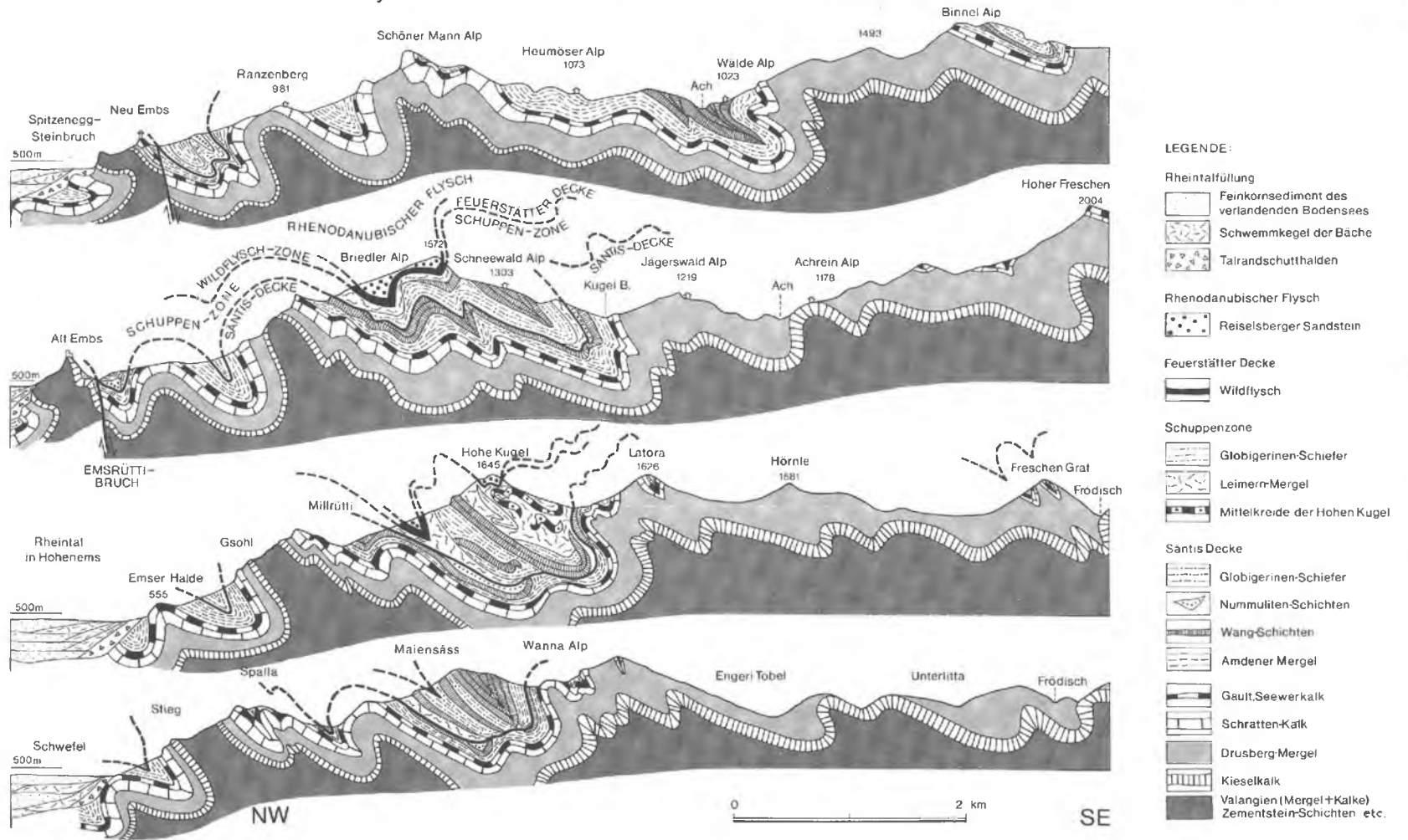


Abb. 37. Die Sântisdecke mit der Flysch-Einfaltung im Gebiet der Hohen Kugel

bank, in der sich infolge sehr langsamer Sedimentation die Ammoniten längerer Zeiträume sammeltechnisch nicht trennen lassen: die *Gemsmättlibank*. Dieser Verband ist in gleicher Weise auch im Gebiet zwischen Canisfluh und Hohem Ifen nachweisbar, während unmittelbar westlich und südlich des Canisfluh-Aufbruches der an Aptychen reiche *Diphyoideskalk* vorkommt, der in tieferem Wasser entstanden ist.

Darüber folgt quarzreicher *Kieselkalk* des Hauterive. Er ist im Süden mehr schiefrig und zugleich über 100 m mächtig, wird gegen Norden hin ebenflächig-bankig und regelmäßig polygonal brechend (= „Mürlikalk“). Im Gebiet der mächtigen Valendis-Oolithkalkgruppe im Norden ist er sehr grünsandig und zugleich nur wenige Meter mächtig bzw. kann dort überhaupt fehlen. So wie der Betliskalk schließt der Kieselkalk mit einem glaukonitisch-phosphoritischen Kondensations-Horizont mit Unterbarrême-Ammoniten ab: der *Altmannbank*, welche unter wenig mächtigen Drusbergmergeln auch in der Bohrung Miesbach 1 (40 km SSE München) im Molasse-Untergrund angetroffen wurde. Darüber folgt das im Vorarlberger Helvetikum am weitesten verbreitete Gestein, die mergeligen *Drusberg-schichten*, welche vor allem im Gebiet nordwestlich, nördlich und östlich des Hohen Freschen weithin die Landschaft erfüllen. Ihre höheren und mittleren Anteile gehen nach Norden, Osten und Westen in jenen Flachwasser-Foraminiferen, wie Milioliden, Trocholinen und Orbitolinen, führenden hellfarbigen *Schrattenkalk* über; optimal läßt sich dieser Faziesübergang östlich der Canisfluh vom Didamskopf gegen den Hohen Ifen hin studieren. Bei Hohenems erlaubten Foraminiferen in untersten Drusbergmergeln weltweite Parallelisierungen. Helle Schrattenkalk-Wände fallen am Rheintal-Rand zwischen Dornbirn und Götzis auf und bilden auch über den Drusbergmergeln die obere Wand am Kummberg mitten im Rheintal. Im Steinbruch in Unterklien südlich Dornbirn finden sich häufig Kammaustern und Requienien.

Die Drusbergmergel und der sie vertretende Schrattenkalk wird nach oben wiederum von *Grünsandsteinen* abgelöst. Phosphoritknollen lassen sich sehr oft als Steinkerne von Ammoniten identifizieren, welche mehrere Zonen des *Oberapt-Alb (Gault)* belegen können. Diese sehr fossilreiche Fazies ist dort ausgeprägter, wo die Unterlage von Schrattenkalk gebildet wird, der vielfach vor Ablagerung der Grünsandsteine einer Erosion ausgesetzt war. Die gering mächtigen und sehr wechselhaften Ablagerungen des Gault repräsentieren viel mehr Zeit als der in Riffmilieu gebildete Schrattenkalk. Besondere Beachtung verdient wiederum das Gebiet südlich der

Canisfluh, weil dort in der sogenannten mergelig-schieferigen *Argenfazies* normale Mächtigkeiten (bis 100 m) auftreten können.

Der *Seewer Kalk* des Cenoman-Turon entstand aus demselben feinkörnigen Kalkschlamm wie die „Couches Rouges“ auf den Hochzonen in den südlich anschließenden Flyschmeeren. Im Vorarlberg ist er oft nur wenige Meter mächtig und kann mit dem unterlagernden Gault soweit zusammen kondensieren, daß man in einem Dünnschliff Schrattenkalk-Orbitolinen, Glaukonitkörner des Gault und Globotruncanen des Turon finden kann! Längs des Rheintalrandes von Götzis bis Dornbirn wird der Seewer Kalk mächtiger (in Klien bis ca. 50 m) und enthält Grünsandstein-Einschaltungen, was Beziehungen zum Regensburger Grünsandstein in Ostbayern aufzeigt.

In der höheren Oberkreide folgen auf den Seewer Kalk unmittelbar oder mit Übergängen die tonmergeligen *Amdener Schichten* mit Foraminiferen- und Ostrakoden-Faunen mit *Ventilabrella*, *Globotruncana concavata* (BROTZEN) und *Bolivinooides strigillata* (CHAPMAN) des Coniac-Santon-Untercampan. Die mehr sandigen *Wangschichten* des Campan-Maastricht mit *Bolivinooides draco* (MARSSON) und *Bolivina incrassata* REUSS scheinen manchmal zu transgredieren. Um die Grenze Maastricht-Paleozän fallen dunkle Farben auf. Im Paleozän und Eozän kommt die Grünsandsteinfazies der Mittleren Kreide wieder; jedoch mancher Nummulitenkalk erinnert auch an Schrattenkalk. Daneben gibt es auch eine mergelige Entwicklung mit wechselndem sandigen Anteil. Hämatit-Anreicherungen in den *Nummuliten-Schichten* von Bad Haslach südlich Dornbirn wurden in alter Zeit abgebaut. Sie setzen sich, weitgehend in die Schuppenzone einbezogen, in den Bregenzerwald fort.

Wenn man auch gerade noch nachweisen kann, daß Amdener Schichten und Wangschichten, vielleicht mit Ausnahme des Gebietes südlich des Hohen Freschens, allgemein die primäre Höhere Oberkreide der Säntisdecke darstellen, so ist infolge nach oben zunehmender schichtparalleler Gleitungen, Verschuppung und olisthstromatischer Umlagerung für jene jüngeren Schichten eine klare Heimweisung auf ihre primäre Unterlage nicht mehr möglich. Es ist jedoch eindeutig, daß nach Süden küstenfernere Sedimente anschlossen, also Kalke in Mergel übergangen, und Schlammproben von Mergeln zunehmend Planktonforaminiferen enthalten, was zur Plankton-Vormacht in den Gesteinen der Schuppenzone überleitet. Allerdings müssen wir auch weiter im Süden, gebietsweise auch schon oben am Schelf, mit sandig-klastischen Sedimenten rechnen, welche längs der Trans-

# Hochrätikon zwischen Schesaplana und Tilisuna

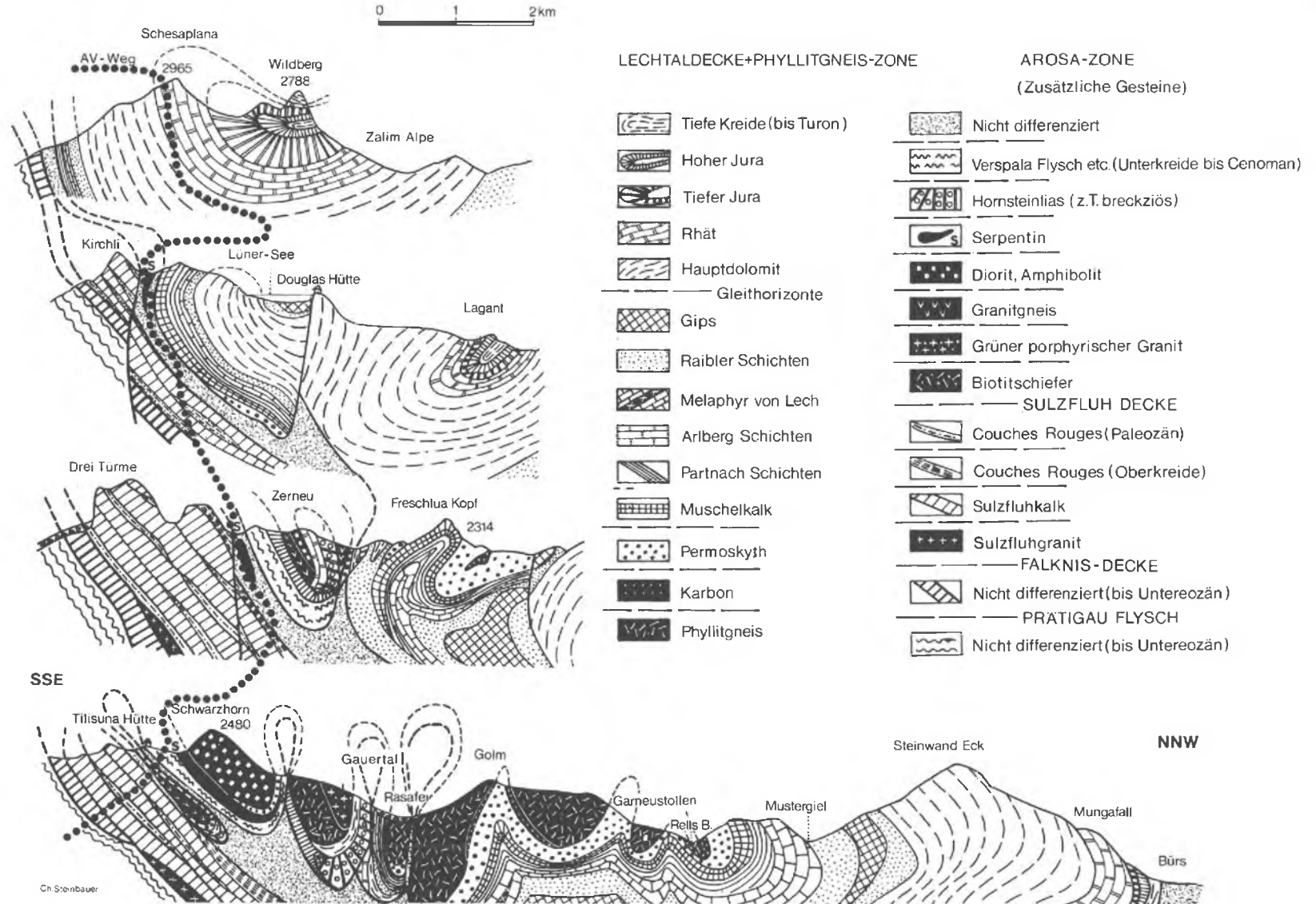


Abb. 38. Inverse Lagerungs-Verhältnisse infolge potenziertter Faltung im Bereich des westlichsten Kalkalpen-Südrandes

portwege vom nördlichen Abtragungsgebiet gegen das tiefere Meer hin liegen blieben: diese führen oft – vermutlich umgelagerten – Glaukonit.

### 3.3.2.3. Die Schuppenzone (Liebensteiner Decke)

Eine scharfe Trennung zwischen den nach oben zunehmend tektonisch selbständigen Schuppen der mittleren und oberen Kreide der Säntis-Decke von einer klar getrennt vorliegenden Schuppenzone ist weder tektonisch noch stratigraphisch möglich. Allgemein werden diese Schuppen umso küstener in ihrer Fazies, je höher sie über den Kernfalten liegen; so führt der Gault die mergeligen *Hochkugelschichten* und *Freschenschiefer*, der Seewer Kalk wird zum helleren *Liebensteiner Kalk*, die Wangschichten zum hellen *Leimernmergel* mit bunten Lagen. Noch ins tiefere Senon gehören die Inoceramen führenden *Bregenzerachschiefer* und die etwas jüngeren *Rudachbachschichten*. Beide Mergelabfolgen zeigen Einschaltungen von Glaukonit führenden Sandsteinbänken, welche möglicherweise aus der damals noch wenig verfestigten Helvetischen Mittelkreide angeliefert wurden. Zur Wildflysch-Zone hin vermitteln während des Höheren Senon dann die sandschalerführenden *Schwimmersbodenschichten* von der Hohen Kugel. Auch im Alt-Tertiär dominieren nach Süden mehr die Mergel (*Globigerinenschiefer*), aus welchen sich dann im Mittelozän die Flyschfazies der *Schelpenserie* entwickelte. Letztere vermittelt zur Wildflysch-Zone. Vermutlich nicht einheitlicher Herkunft sind die Mergel des Schmiedebaches östlich von Egg. Neben einer prachtvollen Neoflabellinen führenden Foraminiferen-Vergesellschaftung des Coniac finden sich in ihr eher dürftige Kalkschaler-Faunen der höheren Oberkreide und des Paleozän-Eozän. Tektonisch oder olisthstromatisch sind in sie Flysch- und Ophiolithkörper eingelagert, welche dann schon zur Wildflysch-Zone gerechnet werden.

### 3.3.2.4. Die Wildflysch-Zone (Feuerstätter Decke)

Zur Wildflysch-Zone gehören die meist stark zerrüttet vorliegenden, mehr sandigen, dunklen *Junghansenschichten* der Kreide und des Paleozän-Eozän, welche schon in größerer Meerestiefe abgelagert worden sind, vor allem sandschalige Foraminiferen führen und sich schwer genau altersmäßig fassen lassen. *Rzehakina epigona* (RZEHAKE) ist hier ein „Signal-Mikrofossil“, das weltweite Parallelisierung und eine Einstufung

von Anteilen dieser Schichtfolgen in den Bereich höhere Oberkreide bis Paleozän erlaubt. Die Ablagerungen der Wildflysch-Zone stammen teils von der Böschung des Schelfs zum Tiefseeraum mit beginnender Flyschfazies (das wäre die Position des Sardonaflysches), teils aus einem von einer sehr hypothetischen Schwellenregion belieferten Gebiet (das wären die Sedimente der Feuerstätter Decke). Dieser Bereich könnte den Prättigauflysch vom Rhenodanubischen Flysch getrennt haben. Daher im Feuerstätter Gebiet südlich Balderschwang das häufige Auftreten von grobklastischen Schüttungen, wie dem *Bolgenkonglomerat*, vermutlich zu verschiedenen Zeiten vom Maastricht bis ins Eozän, für welche olisthstromatische Vorgänge verantwortlich sein dürften. Da die dort überlieferten Verbände der Feuerstätter Decke teilweise „Klippen“-Charakter haben, spricht man auch von einer Klippenzone.

Nach der in diesem Aufsatz vertretenen paläogeographischen Theorie erfolgte die tektonische Zusammenführung beider Sedimentationsräume zur Wildflysch-Zone allmählich während des Eozäns über den Liechtensteiner- und Prättigauflysch hinweg (siehe Abb. 11, 40). Ursache hierfür waren Subduktionsvorgänge, welche um die Kreide-Tertiärgrenze von einem Tiefsee-graben ausgegangen sein dürften, in dem die *Rinderbachschichten* abgelagert wurden: weitgehend Kalkgeröll-freie Brekzien, völlig kalkfreie Quarzsandsteine sowie graue und bunte Tone (= Rote Gschliefschichten) in rhythmischem Wechsel. Dabei haben schon naheliegende südpenninische und ostalpine Stirnen laufend Olistholithe geliefert, darunter mancherlei Altkristallin, das an das Unterostalpin Graubündens erinnert. Auch Ultrabasite und Aptychenkalke sind in der Gegend von Egg-Sibratsgfall in der Nördlichen Flyschzone nahe dem Alpenrand überliefert worden. Wie erwähnt, griff im Mittelozän ein Flysch geringerer Wassertiefe (die Schelpenserie) von der Wildflysch-Zone aus auf den südhelvetischen Raum über.

### 3.3.2.5. Der Rhenodanubische Flysch

Seine im Allgäu nachgewiesene hohe Unterkreide mit *Tristelschichten* und *Gaultsandsteinen* macht einen primären Verbund mit altersgleichen Schichten der Falknisdecke wahrscheinlich. Im Gegensatz zu den gleichalten Schichten des Prättigauflysches (siehe Abb. 76) wurden hier während des Cenoman und Turon gewaltige Kubaturen von Sand aus einem Altkristallin-Gebiet eingebracht, wobei die *Bassisserie mit Rotalipora* und darüber der an Hellglimmer reiche *Reiselsberger Sandstein* entstand, welcher gegen 1000 m

mächtig werden kann. Weiter folgen die dünnbankigen *Piesenkopfschichten* und als oberste Oberkreide, wiederum sehr mächtig, *Planknerbrücken-* und *Fanolaserie* mit feinkreidigen Lagen mit Großforaminiferen: *Orbitoides* und *Siderolites*. Stärker sandige Anteile führen während der ganzen Oberkreide als typisches Schwermineral Granat. Da durchwegs in großer Meerestiefe abgelagert, konnten kalkige Foraminiferen-Schalen und Mollusken-Splitter nur dann der Auflösung entgehen, wenn sie innerhalb der Turbiditwolken angeliefert und daher rasch eingebettet werden konnten; zement- und sandschallige Foraminiferen sind meist autochthon und finden sich vor allem in Tonen und Tonmergeln. Diese Foraminiferen gehörten zum Benthos wie jene nicht erhaltungsfähigen Lebewesen, welche die häufigen Fukoiden und Chondriten hinterlassen haben (die als Wühlbauten gedeutet werden) oder auch jene mäandrierenden Helminthoideen, die man als Weidespuren verstehen kann: sie geben zusammen Nachricht über das Leben in den Ruhezeiten zwischen den Turbidit-Anlieferungen.

Jüngere Schichten als Maastricht wurden bisher im Rhenodanubischen Flysch des Westens (= dem Vorarlberger Flysch) nicht nachgewiesen, während im Prättigauflysch Paleozän und Untereozän (Ruchbergserie) vorkommt. Es könnte sein, daß der Rhenodanubische Flysch in diesem Segment zu dieser Zeit schon tektonisch abgedeckt war; vielleicht erschweren auch nur Umlagerungen einen mikropaläontologischen Nachweis.

Die Sohlmarken an der Basis der Turbidit-Sequenzen weisen in der nördlichen Flyschzone und im anschließenden Bayern im allgemeinen auf eine Erosionsrichtung (vor der Turbidit-Anlagerung) von Westen nach Osten; nur zur Zeit der Ablagerung des Reiselberger Sandsteins (im Cenoman-Turon) dominierte die entgegengesetzte Richtung.

### 3.3.2.6. Die Falknis- und Sulzfluhdecke

Eine als Fortsetzung des „Briançonnais“ der Westalpen und der Heimatbereiche der Klippen der Zentralschweiz gedeutete Schwellenzone trennt das Nordpenninikum vom Südpennini-

kum. Im Nordteil dieser Schwellenregion zeigt die Schichtenfolge der Falknisdecke im Malm über rudimentärem tiefem Jura einsetzende Turbidit-Sedimentation mit eingelagerten Blöcken von grünem Granit, welche von der Scheitelzone dieser Schwelle geliefert worden sein dürften. An ihrer Südabdachung lagert der helle *Sulzfluhkalk* des Malm direkt auf diesem Granit.

Während der Unterkreide wurde nur im Norden, im Falknisgebiet, weiter sedimentiert: *Neokomflysch*, spätige *Tristelkalke* und *Gaultsandsteine*. Mit dem Cenoman begann die „*Couches Rouges*“ Ablagerung, welche bis ins Paleozän anhielt. Ab dem Apt hatten wir also hier eine dem Helvetikum ähnliche Gesteinsentwicklung! Dann folgte ein Nummuliten-führender *Flysch des Untereozän*. Im Süden, im Sulzfluhgebiet, transgredierte die gleichen „*Couches Rouges*“ zu verschiedenen Zeiten direkt auf den Malm.

### 3.3.2.7. Die Arosazone

Unter den Schollen und Decken der westlichen Kalkalpen und dem anschließenden Silvrettakristallin liegt die Arosazone, in welcher ophiolithische Gesteine als Reste des südpenninischen Ozeanbodens sowie darauf liegende Sedimente vom *Dogger bis ins Turon* aufgegangen sind; zudem aber auch ältere und gleichaltrige Sedimente und Massengesteine inliegender Schwellen oder vom ostalpinen Schelf abgetrennter Schollen. Daher haben wir einerseits Sedimente größerer Meerestiefen mit einer engen Beziehung zu ophiolithischen Gesteinen, wie *Radiolarite* des höheren Jura, bunte Tone, kalkfreie Quarzite, dunkle Tonschiefer mit harten Sandsteinlinsen (= *Alpbachschiefer* nach P. A. HALDIMANN, 1975) als fragliche Unterkreide und *Verspalflysch* des Cenoman-Turon (mit Serpenterölen und Chromspinell als Schwermineral) – daneben aber andererseits auch Altkristallin, Verucano, ostalpine Trias westlicher Fazies im Verband mit brekziösem Jura, Aptychenschichten, Kreideschiefern, Cenomanbrekzien etc. Augenfällig sind Beziehungen zum kalkalpinen „Randcenoman“, welches weiter nach Osten die Arosazone nach und nach ablöst. Es führt ähnliche exotische Gerölle und ein gleiches Schwermineralspektrum mit viel Chromspinell.

## 3.3.3. Tektonik

Das Alpenrheintal von Chur bis zum Bodensee gestattet Einblick in die Verbindung der nicht oder wenig metamorphen Zonen der Westalpen

und der Ostalpen. Hier befindet sich, weitgehend unter den Alluvionen versteckt, der nach Norden laufende Ast des *Churer Lineaments*, welcher die



geographischen Ostalpen nach Osten hinunterstaffelt, und zwar zwischen Chur und Vaduz um einige Kilometer und dann weiter im Norden zunehmend weniger. Ein bei Hohenems im Helvetikum längs der Rütli aufgeschlossenes Blatt verwirft dort immerhin noch um 500 m (vgl. Abb. 37). Der in den Alpen bleibende Ast des Lineaments läuft, im Ausbiß überwältigt und verschleppt, in Richtung Arlberg. Teil eines Lineaments könnte auch die später diskutierte Ostergunten-Störung sein, sicher ein solches stellt die Gargellen-Störung dar, welche im Norden die „Allgäu-Wendung“ des Kalkalpenrandes bewirkt!

Beim Vergleich beider Talseiten im nördlichen Rheintal müssen also Seitenverschiebungen und Höhenversetzungen in gleicher Weise berücksichtigt werden. Wenn sich dabei auch die ungefaltete miozäne Molasse des Vorlandes vom Nordostende der Appenzeller Berge unter dem Mündungsdelta des Rheines hindurch noch problemlos mit dem Pfänder bei Bregenz verbindet, so zeigt sich, daß die südwärts anschließende, gefaltete *oligozäne Molasse* in der Schweiz viel weiter unter den Alpenkörper hineingestopft worden ist als in *Vorarlberg*, wo die ältere Molasse noch in kaum gestörter, *stratigraphischer Reihenfolge* an den Alpenkörper anschließt. Dieser wird auf beiden Talseiten aus der Säntisdecke gebildet, welche durch die Erosion aus ihrer Verpackung in südhelvetische Schuppen und Flysch herausgelöst worden ist. Dabei blieb diese Verpackung aus *Schuppenzone*, *Wildflysch* und *Rhenodanubischem Flysch* im Norden zwischen Säntisdecke und Unterer Meeresmolasse erhalten und wird dort als „Nördliche Vorarlberger Flyschzone“ bezeichnet; im Süden heißt sie „Südliche Vorarlberger Flyschzone“ und liegt zwischen Säntisdecke und Kalkalpen. Da jedoch der Rhenodanubische Flysch und die Schuppen der Wildflyschzone früher tektonisch zur Ruhe kamen als die später von der Subduktion erfaßten südhelvetischen Gesteine, wurden erstere weniger weit und weniger zusammenhängend ins Vorland hinausgeführt als letztere und sind daher vermutlich bei der späteren Hochschuppung der helvetischen Decke nur in geringerem Umfang darunter hineingeraten.

Dies könnte erklären, warum der Flysch an der Kontaktfläche Alpen-Molasse an beiden Talseiten fehlt und warum er, hier wie dort, gegen Süden hin im Kern von gepreßten Synklinalen aus südhelvetischen Schuppen vorkommt. Auf der Säntisdecke selber liegen seine Reste in offenen Synklinalen wiederum eingepackt in Schuppenzone. Infolge des allgemeinen Achsenanstieges nach Westen sind seine Klippen in der Schweiz nur in der Synklinalzone von Amden-

Wildhaus und, in der im Norden gestauchten Schuppenzone, nur am Fährnerspitz erhalten geblieben. Im achsial tiefer liegenden Vorarlberg sind seine Erosionsreste auf der Säntisdecke häufiger, vor allem in der *Synklinalzone von Fraxern-Bizau*, welche jene von Amden-Wildhaus nach Osten fortsetzt (Hohe Kugel, Müsel Alpe etc.); ebenso schließen sie sich bergwärts und nach Osten in der nördlichen Flyschzone umso mehr zusammen, je näher man an die von Liechtenstein über den Walgau und den Hintere Bregenzer Wald nach Nordosten ziehende Südliche Flyschzone herankommt. Dabei fügt sich bei Balderschwang aus Groß-Olistholithen des Wildflysches die *Feuerstätter Klippenzone* zusammen. Nach dem Zusammenschluß beider Zonen über der Säntisdecke im Allgäu begleitet der Flysch mit immer spärlicheren Helvetikums-Aufbrüchen als geschlossene Rhenodanubische Flyschzone die Kalkalpen bis zu ihrem Ostende bei Wien.

Während die Helvetische Hauptdecke in der anschließenden Schweiz durch die jungalpidische Subduktion in eine Verrucano-Decke (Perm und Trias), die Axendecke (Jura) und in die Säntisdecke (Kreide- und Alttertiär) auseinandergesogen wurde, scheint es östlich des Alpenrheines nicht mehr zu einer völligen Trennung in eine Jura- und Kreidedecke gekommen zu sein. Konnte man ja im weit nördlich liegenden Klausberg-Winterstauden-Gewölbe in Stollenbauten Zementsteinschichten nachweisen und ihre Unterlagerung durch Quintner Kalk sehr wahrscheinlich machen. An Störungen längs der Nordfortsetzung des Churer Lineaments zwischen Götzis und Dornbirn unter den Alluvionen des Rheintales – und im Rahmen der Wiederaufrichtung der Liegendfalten aus einer eben dort vermuteten Molasse-Hohlform zur Staufen-spitz-Gruppe hin – scheint sich jener Übergang von der Schweiz nach Österreich von einer deckenmäßigen Individualisierung zu einer bescheideneren *Stockwerks-Tektonik* zu vollziehen. Auch in Vorarlberg zeigt sich im Jura-Aufbruch der Canisfluh noch eindeutig, daß dort die jurassischen Schichtverbände anders und vor allem stärker tektonisiert wurden als die überlagernden Kreideschichten.

Der deutlich nord- bis nordwestvergente *Faltenbau* der Säntisdecke, der mit der *Deckenfaltung* entstand, zeigt, je nach der Faltbarkeit der Gesteine, *Radien von 50 bis 500 m*, wobei sich die Falten achsial meist nur einige Kilometer zwischen zwei *Achsialdepressions-Zonen* erstrecken, z. B. vom Rheintal über die Staufen spitze zur Dornbirner Ach und von dort weiter bis zur ausgeprägten Achsenmulde von Bezegg-Bezau-Bizau-Schnepfau oder von der Schnepfegg nach

## ALLGÄU-BREGENZERWALD-LECHQUELLEN-GEBIRGE

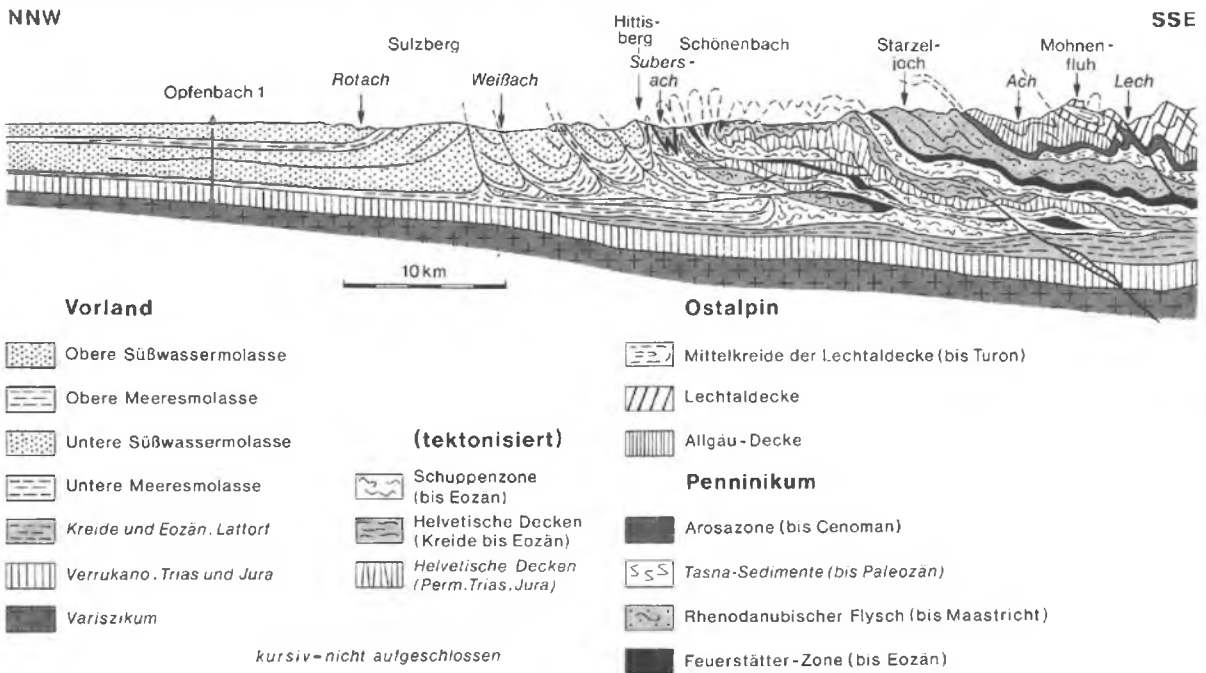


Abb. 39. Nordnordwest-Südsüdost-Schnitt durch den Helvetikums-Aufbruch im östlichen Bregenzerwald mit aufliegenden Flyschen und Kalkalpen sowie vorgelagerter und unterlagernder Molasse, Fortsetzung S. 293

Schönenbach. Liegende Falten fallen am Rheintal-Rand südlich und nördlich Hohenems besonders auf (Abb. 37). Schräg zu den Faltachsen laufen Blattverschiebungen, welche mit der Faltung entstanden; sehr markant ist die *Osterguntent-Störung*, welche im Bregenzer Wald den Mittagsfluh-Malm nach Osten abschneidet und dabei von den Kalkalpen durchs Helvetikum bis in die nördliche Flyschzone verfolgt werden kann. Mit dem allmählichen *Umbiegen der Faltachsen* im Helvetikum von *Ost-West* im Bregenzerwald über *Südwest* am Rheintal-Rand auf *Südsüdwest* in Liechtenstein schwenkt auch das aufliegende Penninikum und Ostalpin mit in den Westalpenbogen ein.

Auf die Wildflysch-Zone folgt die Rhenodanubische Flyschzone. Intern in enge Knitterfalten gelegt, ist dabei die Aufeinanderfolge der stratigraphischen Großeinheiten weitgehend ungestört. Sie verschwindet unterhalb des Kalkalpen-Westendes im nördlichen Liechtenstein unter der Talau. Im Gebiet von Vaduz erscheint dann der *Liechtensteiner Flysch*, welcher stärkere Beziehungen zum *Prättigauflysch* südlich des Rätikon-Hauptkammes zu haben scheint. Beide Flysche haben wiederum die gleiche *Knitterfalten-Kleintektonik*, welche wohl während ihrer Abschürfung im Rahmen von Subduktionsvor-

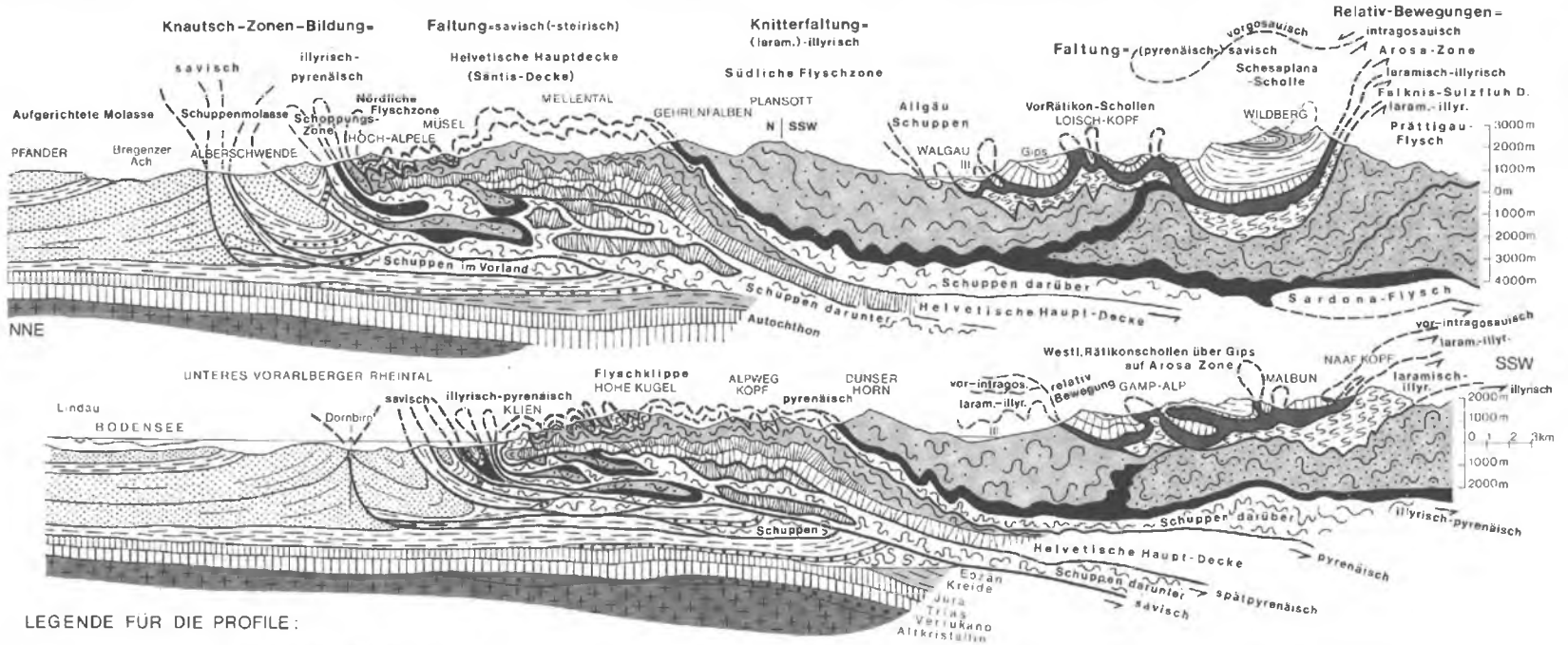
gängen angelegt wurde; gleiches gilt auch für die anderen Flysche.

Jüngste Anteile des Prättigauflysches finden sich auch im Fenster von Gargellen in der Silvretta.

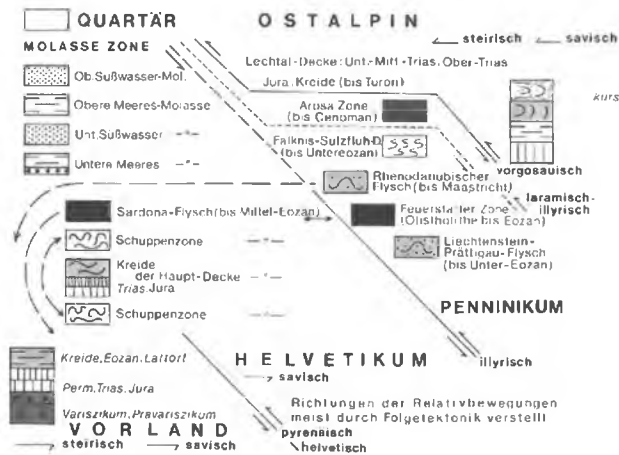
Die Frage, ob der Rhenodanubische Flysch unter oder über dem Liechtensteiner- und dem Prättigauflysch wurzelt, ist nicht sicher entscheidbar. Es spricht jedoch vieles dafür, daß der Rhenodanubische Flysch unmittelbar nördlich der Falknis-Schwelle sedimentiert worden ist. Es scheint für die Gault-Gesteine sogar eine *Bank-zu-Bank-Korrelation* möglich zu sein, was die südlichere Herkunft des Flysches sicherstellen müßte. S. PREY (siehe Kapitel 2.) möchte den Rhenodanubischen Flysch nördlich vom Prättigauflysch einordnen.

Reste der Falknisdecke gibt es im Bregenzerwald nördlich des kalkalpinen Zitterklapfen über dem Flysch, im Fenster von Nüziders in den Kalkalpen; solche der *Sulzfluhdecke* im Fenster von Gargellen, und zwar Sulzfluhgranit, Sulzfluhkalk und Globotruncanen-führende „Couches Rouges“ unter dem Silvrettakristallin. Dieses Vorkommen verbindet sich, durch Karstwasserwege nachweisbar, mit jenem *Sulzfluhkalk-Gleitbrettstapel* des Rätikon-Hauptkammes vom Plaseggenpaß bis zum Lünensee (Abb. 38). Zwi-

# Das Ostalpenwestende zwischen Bodensee und Prättigau unter besonderer Berücksichtigung der Bewegungsabläufe



LEGENDE FÜR DIE PROFILE:



## HEIMATBEREICHE ALTALPIDISCHER SEDIMENTE DER TIEFEREN OBERKREIDE

*kursiv = heute abgetragen oder bedeckt*

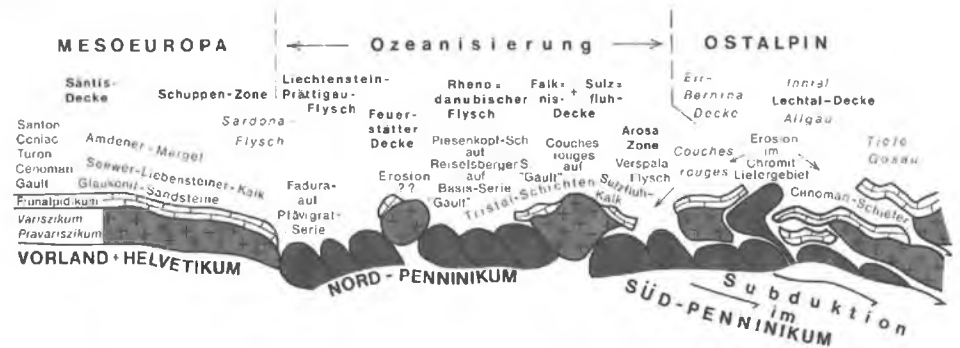


Abb. 40. Schnitte durch den Helvetikums-Aufbruch zwischen Alpenrheintal und Bregenzerach mit aufliegenden Flyschs sowie vorgelagerter und unterlagernder Molasse sowie in den nach Süden anschließenden Rätikon-Schnitten mit den, den Flyschs und Klippenzonen aufliegenden Kalkalpen

schen tektonisch tieferen, weniger mächtigen Gleitbrettern sind paleozäne „Couches Rouges“ eingelegt – auf dem höchsten dicken Brett transgredierte „Couches Rouges“ verschiedener Oberkreidestufen.

Südlich darunter liegt, zunächst wenig mächtig, die schollig gegliederte *Falknisdecke*. Westlich der dieses Gebirge krönenden kalkalpinen Schesaplana-Scholle baut sie dann hohe Gipfel um die Dreiländer-Grenze, während die Sulzfluhdecke über ihr zu einer Spurschollen-Reihe reduziert ist. Die *Falknis- und Sulzfluhdecke* haben durchaus den Baustil der zentralschweizer Klippenzonen, nur ist infolge der Überlagerung durch höhere tektonische Einheiten ihr durch die selektive Erosion freigelegtes Landformen-Inventar etwas verschieden.

Über der Falknis-Sulzfluh-Decke unmittelbar unter dem Silvrettakristallin sowie unter den kalkalpinen Rätikon-Schollen mit viel tektonisch eingebrachtem Gips und nach Osten und Süden mit z. T. zwischengeschalteten subsilvrettiden Schürflingen aus Grauwackengestein und Kalkalpin (in der Madrisazone) liegt die *zerschürfte Arosazone*. Sie liegt auch zwischen Flysch und Kalkalpin im Norden in den Walsertälern und im Hinteren Bregenzerwald. Im Lechquellen-Gebirge auf der Klesenza-Alpe und in den Allgäuer Alpen kommt an Schollengrenzen ebenfalls noch ophiolithisch durchsetzte Arosazone hoch. Hier im Osten scheint sie ins kalkalpine „Randcenoman“ überzuleiten.

Mit der Falknis-Sulzfluh-Deckenfolge ist im Engadiner Fenster jenseits der Silvretta die Tasnadecke zu parallelisieren. Darüber folgen dort auf der Idalp im Fimbertal unmittelbar unter dem Altkristallin noch Ophiolithe, welche mit dem Höllentalflysch des Cenoman im Verband stehen dürften und wohl jenen der Arosazone des Westens gleichzusetzen sind.

Die Arosazone als tektonischer Körper entstand schon während der *tiefen Oberkreide* im

Rahmen der *Vorgosaischen Phase* durch die Subduktion des zur Jurazeit gebildeten südpeninischen Tiefseebodens mit seiner bescheidenen Sedimentauflage unter das ostalpine Altkristallin hinein. Dies führte zu einer starken Durchmischung von ophiolithischen Spänen, Radiolariten, Tonen, Tonmergeln und Flysch-Abfolgen mit Schollen von Kristallin und ihm ursprünglich auflagernder Sedimente ostalpiner Fazies. Diese Ereignisse bedingten *ähnliche Abläufe*, wie sie später *im Paleozän und Eozän* durch die Subduktion der Basis der Flyschmassen des nördlichen Penninikums unter das Ostalpin zur Ausbildung der Wildflyschzone führen; für beide Vorgänge erweist der Augenschein im Gelände das Bild einer extremen Gesteinszerrüttung. Am meisten zu Schaden kamen dabei in der Arosazone dunkle Tone mit sandigen Lagen der Unterkreide (die Alpbachschiefer) sowie in der Wildflyschzone die faziell verwandten, jedoch jüngeren Junghansen-Schichten: beides Matrixgesteine für einen Melange-Komplex!

Die dabei zuletzt von der Laramischen über die Illyrische zur Pyrenäischen Phase ablaufenden geodynamischen Ereignisse bespricht Kapitel 1.3; über jene der nachfolgenden Zeit, welche vor allem für die gemeinsame Verfaltung der übereinander liegenden geologischen Körper und die durch ihre Hebung bewirkte Erosion verantwortlich sind, berichtet Kapitel 1.4.

**Literatur:** ALLEMANN F., BLASER R. & SCHÄTTI H. 1951, 1952, 1956; BERTLE H. 1970, 1972; BLUMENTHAL M. 1936; BOLLI H. 1944; CORNELIUS H. P. 1926; FUCHS W. 1971, 1976b; HALDIMANN P. A. 1975; HEIM A., BAUMBERGER E. & FUSSENEGGER S. 1933; HEIM A., SEITZ O. & FUSSENEGGER S. 1934; HESSE R. 1973; HOFLE H. C. 1971; HÜGEL G. W. 1962; KALLIES H. B. 1961; KRAUS E. 1932; LEMCKE K. & WAGNER R. 1961; LECPOLD W. 1942; MEESMANN P. 1925; MÜLLER M. 1970, 1978; NÄNNY P. 1948; OBERHAUSER R. 1958, 1970; REITHOFER O., SCHMIDEGG O. & OBERHAUSER R. 1964; RESCH W. 1976; RICHTER D. 1956; RICHTER M. 1969; RIEDEL L. 1940; SCHAAD H. W. 1925, 1926; SCHIDLowski M. 1960; SAX H. G. 1925; WAGNER G. 1950; ZACHER W. 1973.