

Die Entwicklung der Alpen: Eine kurze Übersicht

RUDOLF TRÜMPY*

TRÜMPY, R. (1998): Die Entwicklung der Alpen: Eine kurze Übersicht. [The evolution of the Alps: A short overview.] – Z. dt. geol. Ges., **149**: 165–182; Stuttgart.

Kurzfassung: Eine sehr konzentrierte Übersicht der Entwicklung der Alpen, vor allem von der Trias bis zum Miozän. Paläozoische Vorgeschichte; triadische Subsidenz; früh- bis mitteljurassisches prä-ozeanisches Rifting; mitteljurassische bis frühkretazische Öffnung der Ozeane; kretazische Deformation der ostalpinen und ultrapenninischen Decken; alttertiäre Subduktion und Kollision im Penninikum; der spätoligozäne bis neogene Einschub des Apulischen Indenters, mit Hebung, Längsstreckung und Anbau der beidseitigen Vorlandfalten- und Deckengürtel.

Abstract: We present a very condensed summary on the evolution of the Alps. An English version, where the main structural features of the Alps are also outlined, is published in the *Encyclopedia of Regional Geology* (MOORES & FAIRBRIDGE, eds.). During Late Proterozoic and Paleozoic times, the history of the future Alps, excepting perhaps their most southeasterly parts, does not seem to differ in a significant way from that of neighbouring European regions. Subsidence started in the Triassic or latest Permian; the role of the Meliata oceanic tongue or sphenochasm is discussed. Pre-oceanic rifting by listric faults began in the earliest Jurassic (locally latest Triassic) and continued into the Middle Jurassic. The Alpine Penninic oceans were formed between mid-Jurassic and Early Cretaceous time, partly by spreading, partly in a transtensional setting. Flat detachment faults also occur. Late Early Cretaceous and Late Cretaceous deformation and metamorphism affected the southernmost part of the Penninic oceans, the Austroalpine and the Ultrapenninic nappes. The structuring of the Penninic units is mainly of Eocene age; with early décollement of cover nappes and with the complex folding of basement nappes, including

the expulsion of high-pressure rocks. The underthrusting of the "Apulian indenter", in the late Oligocene and the Miocene, caused an E - W, orogen-parallel extension of the Alps, the accentuation of the Western Alpine and Carpathian arcs and the addition of the External Zones, to the NW and to the SE, with thrusts directed toward their respective forelands. Topographic rise of the Alps occurred with a significant delay after the episodes of strongest crustal shortening.

Keywords: Review, development, structural features, Proterozoic, Mesozoic, Tertiary, polyphase deformation, tectonic style, orogenesis.

Alps.

1. Vorbemerkungen

Dieser Aufsatz ist die leicht erweiterte Fassung eines Vortrages vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Jena am 30. September 1997. Er stützt sich weitgehend auf die vor einigen Jahren verfaßten Artikel „Switzerland“ und „Alpine Orogeny“ in der *Encyclopedia of Regional Geology* (MOORES & FAIRBRIDGE [eds.] 1997). Auch die Beiträge „France“ (DEBELMAS 1997), „Germany“ (FRANKE 1997), „Italy“ (DOGLIONI 1997) und vor allem „Austria“ (FAUPL 1997) wurden verwendet. Für tektonische Karten, Profile und paläogeographische Skizzen verweisen wir auf dieses Sammelwerk.

Gegenüber diesen Artikeln berücksichtigt die vorliegende Arbeit einige neuere Ergebnisse; sie ist zudem „persönlicher“ – und damit auch etwas polemischer – gehalten.

Ein Literaturverzeichnis zu einer solchen Kurzfassung müßte die Länge des Textes überschreiten. Ich habe deshalb nur wenige Arbeiten im Text aufgeführt.

Diese sehr geraffte Übersicht der alpinen Geschichte ist vor allem für nicht-alpine Geolo-

*Anschrift des Autors: Prof. Dr. R. TRÜMPY, Allmendboden 19, CH-8700 Küsnacht (Schweiz).

gen gedacht. Einem Einzelnen ist es natürlich unmöglich, alle Teile des Gebirges in ausgewogener Weise zu behandeln; namentlich die östlichen Ostalpen kenne ich aus eigener Anschauung nur von einigen Exkursionen her. Die Kürze zwingt auch zu einigen allzu apodiktischen Aussagen, die hoffentlich von meinen alpinen Kollegen relativiert und korrigiert werden.

Ich danke DANIEL BERNOULLI für die Abfassung der Legende zu Figur 1 der Tafel 1 und URS GERBER für die Reproduktion der Photographien, D. BERNOULLI, H. FUNK und S. SCHMID für nützliche Bemerkungen.

2. Charakteristik und Gliederung der Alpen

Die Alpen sind ein kleines, hohes, junges, komplexes, rasches und kühles Gebirge im Zentrum von Westeuropa („Westeuropa“ ist hier geologisch verstanden, als Gebiet SW der Tornquist-Teisseyre-„Linie“).

Die ersten drei Attribute verstehen sich von selbst; die letzten drei bedürfen einer kurzen Begründung.

Komplex: In vielen anderen Gebirgen ist die höchste Einheit eine ophiolithführende Decke. In den Ostalpen und einem Teil der Zentralalpen wird diese ozeanische Decke jedoch vom *Traineau écraseur* (Schubschlitten) der Ostalpinen bzw. Ultrapenninischen Decken überfahren. Der nördliche, Europa zugewandte, und der südliche, Apulische oder Adriatische (p. p. Afrikanische) Ast des alpinen Orogens treten hier zusammen.

Rasch: Die vor-ozeanische Phase dauerte nur vom Oberperm bis Mitte Jura, die ozeanische von Mitte Jura bis Mitte Kreide. Die Deckenbewegungen müssen zeitweise, z. B. im Turon oder im späteren Eozän, mit Verkürzungsgeschwindigkeiten von mehreren cm/Jahr erfolgt sein.

Kühl: Die schnelle Subduktion kühler ozeanischer und kontinentaler Lithosphäre führte zu einem generell eher niedrigen geothermischen Gradienten; die Alpen sind (von den östlichen Ostalpen abgesehen) ein Disthen- und kein Andalusit-Gebirge. Ein kretazischer Sub-

duktions-bezogener Magmatismus fehlt, der tertiäre ist bescheidenen Ausmasses. Es gibt kaum Erzlagerstätten „alpinen“, d.h. kretazisch-tertiären Alters (die Bildungszeit einiger Quarz-Gold-Gänge ist ungewiß). Auf die Innenzone der Westkarpathen, die sonst mit den Alpen eng verbunden sind, trifft das Epithet „kühl“ weniger zu.

Segmente der Alpen sind die französisch-italienischen Westalpen, die Zentralalpen (im international üblichen Sinn, zwischen Arve und Rhein), die westlichen Ostalpen (bis zum Katschberg, d.h. bis zum Ostende des Tauern-Fensters) und die östlichen Ostalpen, die sich in manchen Belangen vom Rest des Gebirges unterscheiden und zu den Westkarpathen überleiten.

Die Gliederung in paläogeographische Zonen beruht auf den Verhältnissen zur Jura- und Kreide-Zeit. Die Helvetische (Dauphiné-) Zone gehörte zum proximalen Europäischen Kontinentalrand, die Penninische zu distalen Anteilen dieses Randes, zu kleinen Ozeanen und intra-ozeanischen Schwellen, die Ostalpin-Südalpine zum Apulischen Rand.

Die tektonische Gliederung fällt nur teilweise mit diesen paläotektonischen Domänen zusammen. Wir können in den Alpen prinzipiell drei tektonische Komplexe unterscheiden:

- Im N und W das Europäische Vorland und die mit der Europäischen Platte verbundenen Strukturen, d.h. die Massive der West- und der Zentralalpen, der Falten- und Kleindecken-Gürtel der Subalpinen Ketten und die Helvetischen Decken. Der Faltenjura ist ein Ast der Subalpinen Ketten, der auf die „falsche“, externe Seite des Molasse-Beckens gelangt ist. Die Basse-Provence ist mit den Pyrenäen enger als mit den Alpen verbunden.
- Im S und SE das Apulische Vor- oder Rückland, welches nur im Vicentinischen aufgeschlossen ist, mit dem südvergenten Falten- und Decken-Gürtel der Südalpen. Das jung-tertiäre Norditalienische Becken wurde sowohl von den Alpen als auch vom Apennin aus genährt.

Diese beiden Komplexe sind kohärent, das heißt daß sie je aus einem zusammenhängen

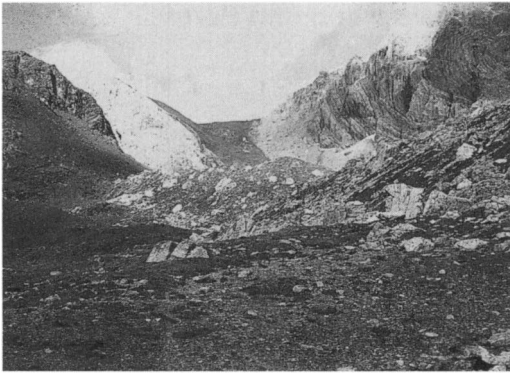


Abb. 1: „Terrane-Decken“ südlich des Lünensees, Vorarlberg. Links (S, ursprünglich N) Oberjura- und Oberkreide-Kalke der Sulzfluh-Decke (intra-ozeanische Briançonnais-Schwelle). Mitte: Mélange der Arosa-Zone (Piemont-Ozean). Rechts: Mitteltrias-Dolomite der nördlichen Kalkalpen (Apulien). Die untere Überschiebung ist alttertiären, die obere jungkretazischen Alters.

Fig. 1: „Terrane nappes“ S of Lünensee Lake, Vorarlberg (Austria). To the left (S, originally N) Upper Jurassic and Upper Cretaceous limestones of the Sulzfluh nappe (intra-oceanic rise). Center: Mélange of the Arosa Zone (Piemont Ocean). To the right: Middle Triassic dolomites of the Northern Calcareous Alps (Apulia). The lower thrust is of Early Tertiary, the upper one of Late Cretaceous age.

den Prisma von Grundgebirgs- und Deckgebirgs-Serien entstanden sind. Ihre palinspastische Abwicklung und die Konstruktion von ausbalancierten Profilen bieten keine unlösbaren Probleme. Die beiden Extern-Zonen sind asymmetrisch angeordnet; die Europäische ist vor den östlichen Ostalpen auf kleine Scherben reduziert, und die Apulische fehlt auf der Innenseite der Westalpen. Ihre heutige Strukturierung erfolgte im wesentlichen erst vom späten Oligozän an, nach derjenigen der alpinen Kernzone.

- Dazwischen liegt der Stapel der Penninischen und Ostalpinen Decken, deren Deformation und Metamorphose teils in der Kreide, teils im Alttertiär stattfand. Abscherungsdecken aus diesem Bereich wurden auch auf die nördlichen Vorland-Elemente überschoben. Diese Decken sind wurzellos;

ihre proximalen und tieferen Anteile, darunter fast die gesamte ozeanische Kruste und kontinentale Unterkruste, wurden subduziert und durch den späteren Apulischen Indenter (Kap. 9) abgeschnitten. Die Decken sind inkohärent; in jedem Profil bestehen zwischen ihnen Beobachtungslücken infolge von Subduktionen, intra-orogenen Erosionen und Seitenverschiebungen. Entsprechend schwierig sind die Probleme der Korrelation und der palinspastischen Rekonstruktion. Die meisten Decken entsprechen tektonostratigraphischen „Terranes“, allerdings kleinen und nicht sehr exotischen. Wenn wir in den Alpen, in bezug auf mesozoisch-alttertiäre Elemente, von „Terranes“ sprechen, so geschieht dies in der Regel mit einem ironischen Unterton. Übergänge zwischen benachbarten „Terranes“ sind häufiger erkennbar als in anderen, weniger gut aufgeschlossenen oder weniger eingehend erforschten Gebirgen (s. Abb. 1).

3. Vor-Oberkarbon

Im größten Teil der Alpen bilden die Gesteine dieses Alters das variskisch und vor-variskisch geprägte metamorphe Grundgebirge. Einzig in den östlichen Ostalpen nehmen variskisch schwach oder kaum metamorphe, ordovizische bis unterkarbonische Folgen größere Areale ein. In den Westalpen sind sie nur durch einen Aufschluß von silurischen Graptolithenschiefen bei Toulon, an der Küste der Provence, vertreten, der aber außerhalb der eigentlichen Alpen liegt. Die Kenntnis der älteren Vor-Geschichte der Alpen hat große Fortschritte gemacht (s. z.B. VON RAUMER & NEUBAUER [eds.] 1993), doch sind noch viele Fragen offen.

Eine spät-proterozoische, panafrikanische Prägung erfaßte wohl das gesamte Gebiet. Die Existenz älterer Kruste ist durch einige altproterozoische Zirkone belegt. Vendische und kambrische Schiefer-Grauwacken-Serien sind durch wenige Mikrofossilien datiert. Ordovizische („takonische“) Ereignisse betrafen große Teile des zukünftigen Alpenraumes; sie sind aber schwer zu deuten, da ganz verschiedenar-

tige, und wohl auch nicht gleichaltrige, Phänomene – Bildung ozeanischer Kruste, Sedimentation, Vulkanismus, Metamorphose, Granitintrusion – auftraten. Am plausibelsten erscheint eine Andockung von Gondwana-Elementen, im Gefolge der Schließung des Rheischen Ozeans.

Etwas klarer wird die Situation vom Devon an. Im NW erfolgten bereits die ersten variskischen Deformationen. Gleichzeitig bildete sich im SE ein passiver Kontinentalrand aus. Die klassische Abfolge der Karnischen Alpen, im E der Südalpen, beginnt mit dem oberen Ordovizium und reicht über fossilreiche Silur-Serien und devonische Karbonatgesteine zu einem Unterkarbon-Flysch; sie kann, namentlich für Devon und Unterkarbon, mit derjenigen der Montagne Noire, im S des französischen Zentralmassivs, verglichen werden. Analoge, wenn auch nicht identische paläozoische Formationen finden sich auch in den höheren Ostalpinen Decken der östlichen Ostalpen.

Die Intensität der variskischen Deformation und der Grad der variskischen Metamorphose nehmen generell, aber nicht systematisch von NW gegen SE ab. Der nordwestliche Teil der Alpen kann der Moldanubisch-Arvernischen Zone des Orogens zugeordnet werden. Die südöstlichen Teile der Alpen wurden erst von den jüngeren variskischen Faltungen (Ende Unterkarbon bis frühes Oberkarbon) erfaßt. Variskische Granitoide (Diorite bis Leukogranodiorite, meist 340–315 Mio. J. alt, z.T. gefolgt von K-reicheren Graniten) sind unregelmäßig verbreitet, namentlich im Haut Dauphiné-, Montblanc- und Aar-Massiv, in einigen Penninischen Decken und im Engadiner Unterostalpin. In großen Teilen der Ostalpinen Decken und in den Südalpen sind sie dagegen seltener.

Waren die Alpen schon im älteren und mittleren Paläozoikum „etwas Besonderes“? Für den Großteil des Gebirges kann die Frage verneint werden; die Entwicklung ist durchaus analog derjenigen in den benachbarten außeralpinen Gebieten, zwischen Massif Central und Böhmischem Block. Für das südöstliche Viertel der Alpen ist der Vergleich schwieriger, da voroberkarbonische Gesteine S und E der Alpen nur stellenweise an die Oberfläche gelangt sind.

4. Oberkarbon und Perm

Im Großteil der Alpen ist auch die jungpaläozoische, spät- bis post-variskische Entwicklung derjenigen im außeralpinen Westeuropa vergleichbar. Es bildeten sich, wahrscheinlich unter einem dextralen Translations-Regime, Gräben und Halbgräben, welche oft SW–NE streichen. Sie wurden mit terrestrischen detritischen Sedimenten und mit Vulkaniten aufgefüllt. Die Sedimentation begann oft im späten Westfal. Ein Becken im Bereich des westalpinen Mittelpenninikums („géosynclinal“ briançonnais archaïque), in welchem mehrere km Anthrazit führende Oberkarbon-Sedimente angehäuft wurden, nimmt insofern eine Sonderstellung ein, als hier bereits das obere Namur vertreten ist. Der Klimawechsel, erkennbar am Farbumschlag von grau zu bunt und an der Ersetzung fluviatiler Konglomerate durch Fanglomerate, fällt meist ins Stephan. Die Perm-Sedimente folgen teils ohne größere Diskordanz über den karbonischen, teils bildeten sich auch neue Becken. Diese Gesteinsfolgen werden oft als „Verrucano“ bezeichnet, wobei unter diesem Begriff ganz verschiedene Formationen subsumiert werden: Unterrotliegendes (z.B. Glarner „Verrucano“), Äquivalente des Oberrotliegenden (z.B. „Verrucano“ lombardo) sowie Sandsteine und Quarzkonglomerate, welche oberpermisch oder untertriadisch sein können und schon zum alpinen Zyklus gehören (z.B. „Verrucano“ briançonnais). Das früh- bis mittelpermische Rifting gehört eher noch zu den variskischen Ereignissen. Der echte, mittel- bis obertriadische Verrucano, wie er an der toskanischen Typlokalität vorkommt, ist dagegen in den Alpen nicht vorhanden.

Vulkanismus, zuerst andesitisch-dazitisch, dann bimodal mit Vorherrschaft von rhyolitischen oder rhyodazitischen Ignimbriten, ist in den meisten jungpaläozoischen Gräben vertreten; er erreicht seinen Höhepunkt im späten Unterperm. Auch permische (290–280 Mio. J.), oft subvulkanische Granite sind verbreitet.

Wie schon im älteren Paläozoikum zeigt der südöstlichste Teil der Alpen andere Züge. Die spätvariskische Bruchtektonik war hier schwächer. Die östlichen Südalpen wurden zweimal, im Moscov bis Artinsk und wiederum

im späten Perm, von Zungen der östlichen Tethys-Meere erreicht. Marines Oberkarbon greift auch auf einige Ostalpine Decken über. Das oberpermische evaporitische Haselgebirge im Ostteil der Nördlichen Kalkalpen gehört wahrscheinlich einer nördlicheren („proto-Meliata“, s. Kap. 5) Zunge an.

Da die oberkarbonischen und namentlich die permischen Becken vom Europäischen Vorland bis in die Südalpen hinein analoge Charaktere zeigen, ist die Existenz einer permischen Sutur im Bereich der künftigen Alpen eher unwahrscheinlich, auch wenn einige „permische“ Alterswerte noch schwer verständlich sind.

5. Trias

In dieser Periode, oder schon im späten Perm, begann die eigentliche alpine Subsidenz. Tektonisch war diese Zeit relativ ruhig, zwischen dem post-variskischen und dem alpinen prä-ozeanischen Rifting. Ein „Ereignis“ im späten Ladin bis frühen Carn, welches auch mit einer metallogenetischen Episode (Pb, Zn, Cu) verknüpft war, führte zu einer Umgestaltung der Paläogeographie; wir besprechen deshalb zunächst die Unter- und Mittel-Trias, dann die Obertrias.

Der Faltenjura und die Provence zeigen noch Germanische Ausbildung. Der Randbereich dieser flachen Becken, ohne Buntsandstein und mit geringmächtigem, dolomitisch-sulfatischem Muschelkalk, ist in der Externzone der Zentralalpen und der nördlichen Westalpen aufgeschlossen. Dazu gehört auch der berühmte zuckerkörnige Dolomit der Piora-Mulde, am Südrand des Gotthard-Massivs, der vom geplanten Bahntunnel vielleicht, vielleicht aber auch nicht, gequert werden muß, und der zur Zeit (1997) die schweizerische Lokalpolitik und die europäische Verkehrsplanung beeinflußt.

In den künftigen mittleren Penninischen Decken der Westalpen und der Zentralalpen ist ein besonderes Becken („géosynclinal“ briançonnais archaïque, s. Kap. 4) erhalten, mit Hunderten von Metern untertriadischer Quarzsandsteine und mitteltriadischer Karbonatgesteine, welche eine Kalkalgen-Flora und eine klein-

wüchsige Seichtwasser-Fauna führen. Verbindungen zu den westlichen Südalpen sind denkbar. Wir vermuten auch eine Beziehung zur germanischen Trias der Provence, da im südlichen Teil des Argentera-Massivs Quarzsandsteine und Diploporen-führende Dolomite auftreten.

Ein Streifen mit extrem reduzierter Unter- und Mitteltrias, wo die Sedimentation stellenweise erst mit dem Ladin einsetzt, befindet sich in den höheren Unterostalpinen Decken der westlichen Ostalpen, namentlich im Engadin. Östlich und südöstlich schließt sich das mit den Oberostalpinen Kristallin-Decken verbundene Ducan-„Terrane“ an, wo Dolomite mit euxinischen Einschaltungen vorherrschen. In den Nördlichen Kalkalpen und in den Südalpen ist die klassische „alpine“ Trias ausgebildet. Die detritisch dominierte Untertrias ist im W kontinental bis litoral, im E marin entwickelt, die Mitteltrias meist durch mächtige Plattform- und Becken-Karbonatgesteine vertreten. Charakteristische Formationen im Westteil der Nördlichen Kalkalpen sind die Wetterstein-Kalke, welche die meisten Felswände aufbauen, und die kieseligen Pelite der Partnach-Schichten. In den Südalpen sind die mitteltriadischen Sedimentationsräume viel stärker differenziert; ihre Karbonatplattformen, Algen-Spongien-Riffe und mit vulkanodetritischen Ablagerungen gefüllten Becken bedingen die einzigartige Landschaft der Dolomiten.

In den südlichen Dolomiten liegt das einzige Gebiet der Alpen, wo kräftige intra-triadische, im wesentlichen ladinische Deformationen nachgewiesen wurden. DOGLIONI (1987) beschreibt flower structures („Blumenkohl-Falten“), die er mit transpressiver Tektonik erklärt. Vielleicht stehen sie im Zusammenhang mit der mitteltriadischen Öffnung des Meliata-Ozeans (s. unten) weiter im NE. Aus dem selben Gebiet ist ein shoshonitischer Magmatismus (Vulkanite und subvulkanische Plutone) seit LEOPOLD VON BUCH bekannt. In anderen Ostalpinen und Penninischen Einheiten äußert er sich meist nur durch oberanisische bis untercarnische Tufflagen; viel ausgeprägter ist der Vulkanismus in den Dinariden.

Mit der Obertrias tritt ein Ausgleich der paläogeographischen Strukturen ein. Ein Teil des „géosynclinal briançonnais archaïque“ wird

invertiert und bildet von Carn an die Hochzone des eigentlichen Briançonnais. Wir finden, namentlich im Nor, sehr breite und homogene Faziesgürtel: im äußersten NW Germanischen Keuper (Quarten-Formation), dann Karpathischen Keuper (Evaporite, bunte Pelite, Sandsteine, „blonde“ Dolomite), die ausgedehnte Seichtwasserplattform des Hauptdolomits, an deren Rand die Dachstein-Kalke (und Dachstein-Dolomite der östlichen Südalpen) und schließlich die Hallstätter Kalke, mit ihrer reichen Fauna von Ammoniten und pseudoplanktonischen Muscheln, in benachbarten tieferen Becken. Die Verbreitung dieser Faziesgürtel stimmt nicht mit derjenigen der späteren, jurassisch-kretazischen paläogeographischen Elemente überein. So liegt der Gürtel mit Karpathischem Keuper im W im Mittelpenninikum (Subbriançonnais, Schamser Decken), im E dagegen im Unterostalpin (Semmering, Tatra). Die systematische Anordnung dieser Faziesgürtel spricht aber eher gegen die Existenz exotischer alpiner „Terranes“ (s. Kap. 7).

In den letzten Jahren hat ein mitteltriadisches bis mittellurassisches Tiefsee-Becken, südlich der Westkarpathen und südlich der Osthälfte der Nördlichen Kalkalpen, ungeahnte Popularität erlangt. Nach einem Roma-Dorf in der südlichen Slowakei wird es Meliata-Ozean (oder Hallstatt-Meliata-Ozean) genannt.

An der Existenz dieses Trog, der z.T. ozeanische Kruste aufgewiesen hat, kann nicht gezweifelt werden, umso weniger als schon im Jura, vor allem aber in der Kreide (Kap. 7) Detritus von ultrabasischen und Hochdruck-Gesteinen aus seiner Narbe erodiert wurde. In den östlichen Ostalpen sind denn auch die Trias-Folgen der Nördlichen Kalkalpen und der Südalpen deutlich verschieden. Falls die höchsten Decken der Kalkalpen (z.B. Dachstein-Berchtesgaden) effektiv vom Südrand des Hallstatt-Ozeans stammen (z.B. SCHWEIGL & NEUBAUER 1997) müßte das Becken schon im zukünftigen Salzkammergut sehr schmal gewesen sein. In den westlichen Ostalpen verliert sich seine Spur vollends. Die Fazieszonen der westlichen Südalpen verbinden sich mit jenen des Ostalpins. Im Piemont entspricht die Entwicklung derjenigen im Engadiner Unterostalpin, in der westlichen Lombardei und im Süd-Tessin

dem Ducan-„Terrane“ und in der östlichen Lombardei dem Westteil der Nördlichen Kalkalpen. Zwischen dem Calcare di Esino und dem Wetterstein-Kalk, zwischen den Argilliti di Lozio und den Partnach-Schiefern bestehen weitgehende Analogien.

Ich glaube deshalb, daß der Meliata-Ozean nur eine Zunge oder, wie SAM CAREY sagen würde, ein Sphenochasma der südosteuropäischen Ozeane, des Vardar-Ozeans im weitesten Sinne, gewesen sei. Die triadische Subsidenz, die zur Ablagerung von 1,5 km Unter- und Mitteltrias im „archaischen“ Briançonnais und bis zu 3 km Trias in ost- und südalpinen Becken führte, kann wohl nicht ohne weiteres der Fernwirkung der Meliata-Zunge angelastet werden. Diese Subsidenz erfolgte lange nach dem spätvariskischen Rifting im Perm und lange vor dem prä-ozeanischen Rifting im Jura oder ganz am Ende der Trias, in einem variskisch konsolidierten Bereich, wo normale Dicke kontinentaler Kruste vermutet werden darf.

6. Jura

Der Jura umfaßt zwei geotektonische Phasen: das vor-ozeanische Rifting und alsdann die Öffnung der Penninischen Ozeane. Der Umschlag fällt meist in den späten Mitteljura, vor ca. 165 Mio. J. Während dieser Periode bildeten sich die paläogeographischen Haupteinheiten der Alpen heraus, so daß wir nun die Ereignisse in der Helvetischen, Penninischen und Ostalpin-Südalpinen Zone nacheinander erwähnen können.

Die Jura-Sedimente des Faltenjura unterscheiden sich nicht wesentlich von jenen des Pariser Beckens im NW und des schwäbisch-rhodanischen Beckens im SE. In der Externzone der Westalpen und der Zentralalpen entstanden durch das Rifting vom Sinemur bis zum Bajoc Halbhorste und Becken. Die normalen, oft ziemlich flachen Brüche setzen den S- oder den E-Flügel herunter; die kumulierten Sprunghöhen können Hunderte von Metern erreichen. Das tiefste Becken lag im Gebiet des unteren Rhone-Tals, zum Großteil schon außerhalb der Alpen. Vom Lias bis zum frühen Ox

ford (Terres Noires) nahm es gegen 10 km vorwiegend pelitische Sedimente auf; so diente es als Klärgrube für den westeuropäischen Schlamm und hielt die südlicheren Meere sauber. Gegen S wurde das Becken durch die Hochzone der Basse Provence begrenzt. Von der zeitweise trocken liegenden Trogshulter zwischen Montblanc und Böhmischer Masse wurden auch gröberer Detritus gegen S geschüttet. Nach der Rift-Phase nahm die Zufuhr von siliziklastischem Detritus ab; vom oberen Oxford an dominieren hemipelagische und Seichtwasser-Kalke. Als Hochstegen-Kalk greifen sie möglicherweise auf das Tiefpenninikum des Tauern-Fensters über.

Jurassische Brüche sind auch im Penninischen Bereich erkennbar, zumindest dort, wo die stratigraphischen Zusammenhänge noch erhalten geblieben sind. Die Briançonnais-Schwelle wurde zum auffallendsten und, zwischen dem Mittelmeer und Graubünden, konstantesten Element. Im frühen Mitteljura lagen Teile davon über dem Meeresspiegel, so daß sich Bauxite bilden konnten. Breccien und Turbidite an ihrem inneren (S- bzw. E-) Rand gegen den Piemont-Ozean zu haben früh- bis spätjurassisches, am äußeren Rand, gegen den Walliser Ozean zu, vorwiegend spätjurassisches und kretazisches Alter. Vor-ophiolitische Sedimente, vor allem Kalke und Mergel des Lias, sind im externen Teil des westalpinen Piemont-Trogs ziemlich mächtig, im Walliser Trog nur dünn und sporadisch ausgebildet.

Da alpine Ophiolite oft von Radiolariten (ca. Callov bis Kimmeridge) überlagert werden, kann die Öffnung des Piemont-Ozeans auf den späten Mitteljura angesetzt werden. Sie erfolgte also gleichzeitig mit der Öffnung des ersten Mittelatlantik, zwischen Afrika und Nordamerika, dessen Nordrand durch eine Transform-Zone in den maghrebinischen Ketten mit dem Südrand des Ligurisch-Piemontesischen Ozeans verbunden wurde. Der nordpenninische oder Walliser Trog ist wahrscheinlich etwas jünger, zumindest in seinem westlichen Abschnitt (siehe Kap. 7). Die alpinen Ophiolite entsprechen nur ausnahmsweise dem orthodoxen Modell. Mehr oder weniger vollständige Sequenzen sind selten und sehr dünn. Gabbros sind untervertreten, Sheeted Dykes scheinen zu feh-

len. Häufig werden Serpentinite unmittelbar und z.T. im stratigraphischen Kontakt von ozeanischen Sedimenten, vor allem Radiolariten, überlagert. Dies wird heute meist auf jurassische tektonische Denudation ozeanischen oder subkontinentalen Mantels durch flache Abschiebungen zurückgeführt (s. z.B. MANAT-SCHAL & NIEVERGELT 1997). Jedenfalls waren die alpinen Ozeane asymmetrisch gebaut. Der sichere Nachweis eines mittelozeanischen Rückens steht wohl noch aus.

Merkwürdig ist auch die Stellung der Briançonnais-Schwelle. In den Westalpen ist sie dem Europäischen, in den westlichen Ostalpen dem Apulischen Rand benachbart. Der Walliser Trog wird gegen SW hin schmaler und jünger, der Piemontesische gegen NE hin. Im Querschnitt der Hohen Tauern ist das Briançonnais nicht erkennbar; die Bündnerschiefer und Ophiolite des Fensters gehören entweder dem Walliser oder einem verschmolzenen Piemont-Walliser Ozean an. Dagegen erscheint in den Westkarpathen, mit dem Czorstyn-Element der Pienidischen Klippen, wiederum eine Schwellenzone, deren spätjurassische und kretazische Entwicklung erstaunliche Analogien mit derjenigen des Briançonnais aufweist. Ob dies nur auf Fazies-Konvergenz beruht oder nicht, läßt sich kaum entscheiden.

Im Apulischen, Süd- und Ostalpinen Bereich ist die frühjurassische Brucktektonek wesentlich stärker ausgeprägt als am Europäischen Rand; sie setzte außerdem, zumindest in einigen Zonen, schon in der spätesten Trias ein. SW-NE bis S-N verlaufende Verwerfungen begrenzen Schwellen und Becken. Die Schwellen gerieten teils in den Bereich bewegten Wassers oder zumindest von Sturmwellen; auf anderen lagerten sich pelagische Mangelsedimente ab. Die Becken wurden mit, z.T. turbiditischen, Kalk- oder Kalk-Mergel-Folgen aufgefüllt. Jüngere, mittelmurassische Brüche finden sich vor allem im äußersten W oder NW des Apulischen Kontinentalrandes (westlichste Südalpen, Graubündner und Tiroler Unterostalpin); bei diesen ist systematisch der westliche, gegen den Ozean in statu nascendi gerichtete Flügel abgesenkt. Diese Brüche haben oft listrischen Charakter und setzen sich nach unten in flache Abschiebungen fort (s. Abb. 2). Auf der abgesenk-

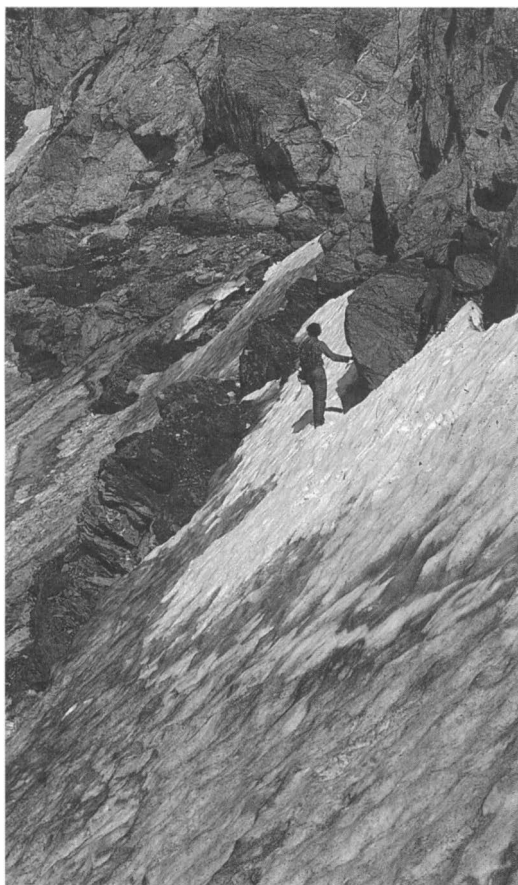


Abb. 2: Eine verkehrt liegende Abschiebung in den Unterostalpinen Decken. Nordflanke des Piz Grevasalvas, Graubünden; Maßstab: F. GIOVANOLI, 183 cm.

Oben: Variskischer Granodiorit. Mitte: dunkle Kakirite mit duktiler Verformung der Pelite; diese Tektonite kommen auch als Komponenten in mittelmurassischen Breccien vor, was ihr frühjurassisches Alter belegt. Unten: Schiefertone und Dolomite der Raibler Schichten (Obertrias). Die Abfolge wurde durch jungkretazische Faltung invertiert.

Fig. 2: An inverted Early Jurassic flat-lying normal fault in the Lower Austroalpine nappes of Graubünden, Switzerland. North face of Piz Grevasalvas; scale: F. GIOVANOLI, 6 ft.

Top: Carboniferous granodiorite. Center: dark, partly mylonitic tectonic breccias; such rocks also occur as clasts in Middle Jurassic sedimentary breccias. Bottom: shales and dolomites of the Carnian Raibl beds. The sequence has been overturned by late Cretaceous folding.

ten Seite finden sich Breccien und Turbidite, auf der relativ gehobenen Spalten mit mehrphasigen Füllungen (s. Tafel 1, Fig. 1).

Mit der Bildung neuer ozeanischer Kruste in den Penninischen Ozeanen, gegen Ende des mittleren Jura, wird das Rifting schwächer oder setzt ganz aus. Es bilden sich nun Tiefsee-Sedimente, die Radiolarite (unter der CCD) und die Aptychenkalke bzw. die Maiolica der Südalpen (unter der Erhaltungstiefe von Aragonit). Diese Tiefsee-Sedimente überlagern triadische Flachwasser-Karbonate und diese wiederum variskisch deformiertes Grundgebirge (s. Tafel 1, Fig. 2). Ob die theoretisch erforderliche jurassische Ausdünnung der kontinentalen Kruste allein durch die listrischen Abschiebungen erklärt werden kann, ist noch ungewiß. Oberjurassische Flachwasser-Kalke sind auf Teile der östlichen Südalpen und der höchsten Decken der Nördlichen Kalkalpen beschränkt.

Spätjurassische kompressive Tektonik ist in den internen Zonen der Dinariden verbreitet. Auch der Meliata-Trog (s. Kap. 5), der bis in den mittleren Jura hinein existierte, beginnt sich nun zu schließen. Fernwirkungen dieser Schließung sind Olistostrome mit Hallstätter Gesteinen, welche in die oberjurassischen und unterkretazischen Serien der Tiroliden, d.h. der unmittelbar unter den Hallstätter Decken liegenden Decken der östlichen und mittleren Nördlichen Kalkalpen, eingelagert sind. Daß die beginnende Schließung des Meliata-Ozeans und die beginnende Öffnung des Piemont-Ozeans synchron erfolgten, ist wohl kein Zufall.

7. Kreide

Die Jura-Kreide-Wende entspricht keiner Zäsur in der alpinen Entwicklung. In der späteren Unterkreide, vor allem aber in der frühen Oberkreide beginnen die eo-alpinen Deformationen und Metamorphosen.

Kreide-Ablagerungen fehlen im nördlichen Faltenjura sowie unter einem großen Teil des Molasse-Beckens. In den nördlichen Subalpinen Ketten der Westalpen sowie in den Helvetischen Decken der Zentralalpen und den westlichen Ostalpen entwickelt sich in der Un-

terkreide ein klassischer, wenn auch relativ schmaler passiver Kontinentalrand, mit drei südwärts progradierenden Karbonatplattformen, von denen die oberste (Schrattenkalk, Urgonien) die mächtigste und am weitesten gegen S vordringende ist. Südlich davon liegt ein Becken mit hemipelagischer, ammonitenreicher Entwicklung der Unterkreide, im W–E verlaufenden Vocontischen Trog von Südostfrankreich und in den Ultrahelvetischen Decken der Westschweiz. Der Vocontische Trog wird im S von einer weiteren Hochzone, mit dem Urgonien von Orgon und darüber den Bauxiten von Les Baux begrenzt. In den Helvetischen Decken und im Nordteil der Subalpinen Ketten wird der Schelf vom späten Apt an tiefer abgesenkt. In den südlichen Subalpinen Ketten ist die Ausbildung der Oberkreide unterschiedlich, z.T. detritisch. In einem schmalen Streifen treten steile, W–E streichende, turonische Falten auf.

Bemerkenswerterweise sind die kretazischen Faziesgrütel in der Externzone der französischen Westalpen WSW–ENE oder W–E angeordnet, also fast im rechten Winkel zum Streichen der Kristallin-Massive und zum Außenrand der internen, Penninischen Decken. Ich möchte daraus schließen, daß der scharfe Bogen der Westalpen zur Kreide-Zeit noch gar nicht angelegt war. Diese Meinung wird von namhaften französischen Geologen, welche für eine sehr frühe, sogar spätvariskische Vorformung des Bogens plädieren, nicht geteilt.

Der nordpenninische oder Walliser Trog ist, was aus seinem von EMILE HAUG eingeführten Namen nicht ohne weiteres hervorgeht, vor allem in Graubünden typisch entwickelt. Er nahm dort 5 oder 6 km Bündnerschiefer auf, Ton-Feinsand-Kalk-Gesteine, welche zum großen Teil als distale Turbidite gedeutet werden können. Gegen N wurde der Walliser Trog, namentlich in der jüngeren Kreide und bis ins Alttertiär hinein, von einer aktiven, auch Kristallin liefernden Schwelle, deren geotektonische Bedeutung noch ungewiß ist, begrenzt. Ophiolite kommen im internen Teil vor, sind jedoch weniger verbreitet als im Piemont-Trog. Gegen W, im Wallis und im oberen Aosta-Tal, wird der Walliser Trog schmaler und jünger, enthält aber am Kleinen St. Bernhard noch unterkretazische Ophiolite. In Savoyen verliert

sich seine Spur, zumindest an der Oberfläche.

G. STAMPFLI (z.B. STAMPFLI & MARCHANT 1997) hat die interessante Hypothese aufgestellt, daß das Briançonnais ein exotisches Terrane Iberischer Verwandtschaft sei. Auf Grund der beobachtbaren Verbindungen von Briançonnais-Sedimenten mit solchen benachbarter Räume haben wir schon einige Vorbehalte zu dieser These geäußert. Sie würde logischerweise eine Verbindung des Walliser Troges mit den transtensiven Kreide-Meeren der nördlichen Pyrenäen implizieren. Eine Verbindung nördlich der Provence ist unmöglich, da die Schichtfolgen dort lückenlos aufgeschlossen sind; eine Verbindung müßte zwischen der Provence (wo die „mittlere“ Kreide als Bauxit entwickelt ist), und Korsika, wo Gesteine dieses Alters fehlen, liegen. Ich würde den westlichen Walliser Trog als einen blinden Ast oder, zu deutsch, als einen „failed arm“ der alpinen Ozeane betrachten. Eine östliche Fortsetzung der kretazischen Sinistral-Translation längs der Nord-Pyrenäischen Naht würde ich eher in interneren Zonen der Alpen suchen.

Wie bereits in Kap. 6 angedeutet, scheinen die Bündnerschiefer der Hohen Tauern und damit wohl auch der Rhenodanubische Kreideflysch und die Kreideflysche der externen Westkarpathen dem Walliser Trog zu entstammen. Da in einigen Teilen der Klippenzone von Ober- und Niederösterreich Radiolarite und Aptychenkalke vorkommen, müßte dieser Walliser Trog der Ostalpen wie der westliche Piemont-Ozean schon im mittleren Jura angelegt worden sein. Ob man in den Ostalpen Walliser und Piemont-Trog überhaupt noch trennen kann, ist diskutabel.

Auf Teilen der Briançonnais-Schwelle lagerten sich pelagische Unterkreide-Kalke und verbreitet die hemipelagischen Kalke der Couches Rouges (Oberkreide bis Untereozän) ab.

Die meisten Bündnerschiefer oder Schistes lustrés des Piemont-Ozeans sind kretazisch, nach-ophiolitisch. Von der Oberkreide (oder der späten Unterkreide) an wurden interne Teile des Piemont-Bereichs unter die Ostalpine Plattenscherbe subduziert. Ein mögliches östliches Äquivalent oder Analogon des Piemont-Ozeans, zwischen der Pienidischen Klippenzone und dem Nordrand der kretazisch defor-

Tafel 1, Fig. 1: Steinbruch in der mehrphasigen tektono-sedimentären Breccie der Maccia Vecchia, bei Arzo, Kanton Tessin (Südalpen).

Diese Lokalität liegt auf einer jurassischen Hochzone des Apulischen Kontinentalrandes, unweit der spätriadischen bis frühjurassischen Lugano-Verwerfung, welche die Hochzone gegen ein tieferes Becken im E begrenzt. Das Wirtsgestein ist der Hauptdolomit des Nor (grau). Es ist spröde zerbrochen und wurde durch mehrere Generationen von Calcit-Zement und unkonsolidierten Sedimenten des unteren Lias (grau, gelblich, hellrot) verfüllt, zuletzt von subvertikalen Gängen mit pelagischen Mergelkalken des mittleren Lias (dunkelrot). Sie bilden ein komplexes Netzwerk sedimentärer („neptunischer“) Gänge. Die in situ zerbrochenen Dolomite und die älteren Spaltenfüllungen passen zu beiden Seiten der jüngsten Gängen geometrisch zusammen. Das Fehlen von Calcit-Ausscheidungen am Rand dieser Gänge sowie das Eindringen von pelagischem Kalkschlamm in feinste Risse legen die Deutung nahe, daß das Sediment von oben, unter hydrostatischem Druck, bei plötzlicher Dilatation, wahrscheinlich im Zusammenhang mit Erdbeben, injiziert wurde. Die Entwicklung von peritidalen Sedimenten (Norian) über Seichtwasser-Ablagerungen (Rhaetian) und lithohermale, möglicherweise subphotische Kalke (Broccatello-Formation des Unterlias) zu mittelliasischen pelagischen Sedimenten zeigt das sukzessive Absinken der Schwelle an.

Maßstab (186 cm) und Erläuterung von D. BERNOULLI. Literatur: WIEDENMAYER 1963; BERNOULLI et al. 1990.

Fig. 2: Der Wildberg (2788 m), N der Scesaplana, im Rhätikon (Vorarlberg), von E. Oberostalpine Lechtal-Decke der Nördlichen Kalkalpen.

Dieses Bild soll die Wechsel der Bathymetrie und der Sedimentationsgeschwindigkeit, wie sie in einigen Teilen des Apulischen Kontinentalrandes auftreten, veranschaulichen. 1. Hauptdolomit und Plattenkalk, Norian, intertidal bis supratidal, oben eher subtidal, ca. 1500 m (unterste Felsstufe links). 2. Kössener Schichten und „oberrhaetische“ Kalke, Rhaetian (Hettangian, subtidal-photisch, ca. 150 m (auf der Alp Sonnenlag-Gant schlecht aufgeschlossen). 3. Rote Kalke, unterer Lias, subtidal, einige m (nicht erkennbar). 4. Kalke, mit Silex-Knollen, und Schiefermergel der Allgäu-Formation, mittlerer Lias bis unterer Mitteljura, tief subtidal-aphotisch, ca. 250 m (Felsental links). 5. Radiolarit, oberer Mitteljura bis unterer Oberjura, unter CCD, ca. 30 m (rotes Band). 6. Aptychenkalke, oberer Oberjura bis untere Unterkreide, unter der Erhaltungstiefe von Aragonit, ca. 200 m (der untere, dickbankige Teil bildet eine helle Wandstufe; der obere Teil, dunklere Teil ist mergelreicher). An der Basis kommen stellenweise rötliche Kalke, vom Typ Rosso ad aptici, vor. 7. Schiefermergel der höheren Unterkreide, tief subtidal.

Die liegende Mulde des Wildbergs streicht etwa N 60° E. Der Gipfel des Berges wird durch eine Klippe von Hauptdolomit gebildet.

Plate 1, Fig. 1: Quarry at Arzo (Canton Ticino), Southern Alps of Switzerland, in the Maccia Vecchia, a poly-phase tectono-sedimentary breccia documenting extensional faulting during Early Jurassic rifting of the South-Alpine continental margin. The locality is situated on a Jurassic rise, not far from the Late Triassic–Early Jurassic Lugano fault, which separates it from a deeper basin to the E.

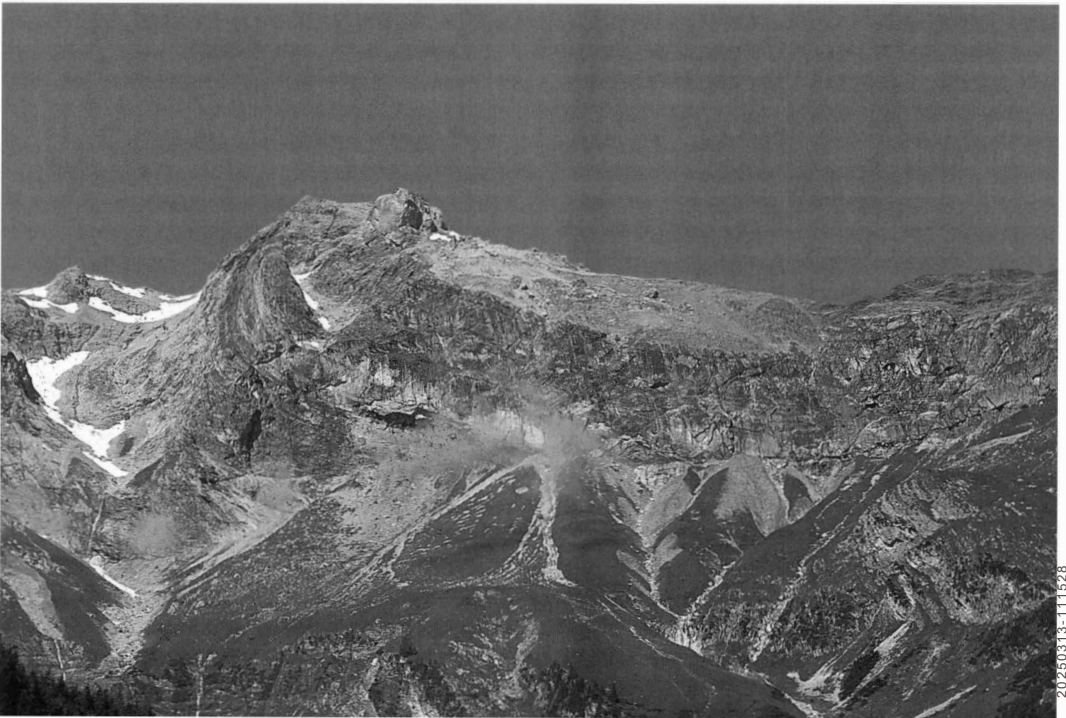
The host rock, Upper Triassic Dolomia Principale (gray) has undergone brittle fracturing and was infilled by several generations of calcite cement and unconsolidated sediment of early Liassic (gray, yellowish and pink) to middle Liassic age, forming a complex network of sedimentary („neptunian“) dykes. The latest generation of sediment is dark red pelagic limestone (middle Liassic), which fills subvertical fractures. Note the geometrical fit in the in-situ brecciated components of the host rock and across these late sedimentary dykes (left). The lack of calcite precipitation along their walls, together with the filling of the finest cracks by pelagic sediment, suggests that this was injected from above under hydrostatic pressure upon sudden dilatation, probably in connection with earthquakes. The evolution from peritidal dolomites (Norian) to shallow-water (Rhaetian) and lithothermal, possibly subphotic limestones (Broccatello Formation, lower Liassic) and finally pelagic sediments (middle Liassic) documents the progressive drowning of the Arzo high.

Scale (6 ft 1 in) and caption by D. BERNOULLI. Literature: see German text.

Fig. 2: Wildberg (2788 m) in the Rhätikon mountains of Vorarlberg (Austria), seen from the E. Upper Austroalpine nappes of the Northern Calcareous Alps.

This figure shows the changes in bathymetry and sedimentation rates typical for many parts of the Apulian continental margin. 1. Norian Main Dolomite, supratidal to intertidal, upper parts mainly subtidal, about 1500 m (lowest cliffs to the left). 2. Rhaetian to (?) Hettangian Kössen beds and limestones, subtidal-photic, about 150 m (badly exposed on the alpine meadows). 3. Early Lower Jurassic red limestones, subtidal, a few m (not recognizable). 4. Middle Lower Jurassic to Lower Middle Jurassic Allgäu fm., chert-bearing limestones and shales, deep subtidal below wave-base, about 250 m (rocky valley to the left). 5. Late Middle Jurassic to early Upper Jurassic radiolarian cherts, below CCD, about 30 m (red band). 6. Late Upper Jurassic to early Lower Cretaceous Aptychus limestones, below dissolution depth of aragonite, about 200 m (the lower, more thick-bedded part forms a light-coloured, the upper, more shaly one a darker cliff). 7. Late Lower Cretaceous sandy marl shales, deep subtidal.

The recumbent syncline strikes about N 60° E. The summit of the mountain is formed by a klippe (tectonic outlier) of Norian dolomite, thrust from the SE.



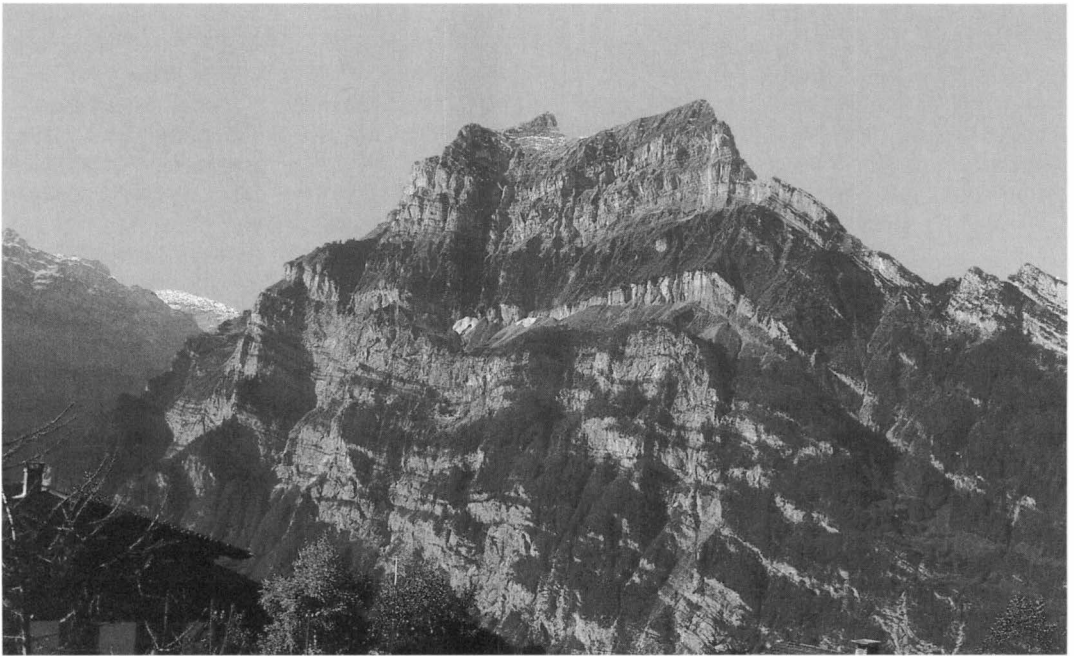


Abb. 3: Rautispitz (rechts, 2283 m) und Wiggis in den Glarner Alpen. Ansicht von E, aus dem Studierzimmer des Verfassers auf Mulleren.

Unten die Mürtchen-Decke, aus einem relativ proximalen Teil des Helvetischen Schelfs. Oberjura-Kalke; gebankte Kalke des Berrias und Valanginian; Kieselkalk des Hauterive (dunkles Band, z.T. baumbestanden); Kalke des Barrem bis Turon (mit Schleppfalten unter dem Rautispitz); mitteleozäner Glaukonit-Sandstein.

Oben die Säntis-Decke, aus einem distaleren Teil des Schelfs. Schiefermergel der untersten Kreide (Terrasse mit Resten von Lawinenschnee); Betlis-Kalk des oberen Valangin (kleine Steilwand); Kieselkalk (dunkles, z.T. grasbewachsenes Band, die „Leichenbretter“, wo früher unter Lebensgefahr Wildheu gemäht wurde); Kalke des Barrem bis Turon; Schiefermergel des Coniac (in einer liegenden Synklinale unter dem Wiggis).

Das Bild illustriert die Mächtigkeits-Zunahme der Formationen von N nach S (z.B. am Kieselkalk) sowie die Fazies-Änderungen (z.B. unterste Kreide in der Mürtchen-Decke als Kalke, in der Säntis-Decke als Schiefermergel entwickelt). Dementsprechend sind in der unteren Decke Jura- und Kreide-Stockwerk gemeinsam deformiert, während in der oberen Decke das Kreide-Stockwerk abgeschert wurde.

Fig. 3: Rautispitz (to the right) and Wiggis, in the Glarus Alps. View from the E, from the author's study on Mulleren.

Below, Mürtchen nappe, from a relatively proximal part of the Helvetic shelf. Upper Jurassic limestones; Berriasian and Valanginian bedded limestones; Hauterivian Kieselkalk fm. (dark band with some trees); Barremian to Turonian limestones (with drag folds below Rautispitz); Eocene glauconitic sandstones.

Above: Säntis nappe, from a more distal part of the shelf. Berriasian and lower Valanginian shales (terrace with remnants of avalanche snow); upper Valanginian limestone (small vertical cliff); Kieselkalk (dark, in part grassy band); Barremian to Turonian limestones; Coniacian marl shales (in a recumbent syncline below Wiggis).

The figure exemplifies the increase in the thickness of formations from N to S (e.g. in the Kieselkalk) and the facies changes (e.g. lowermost Cretaceous developed as limestones in the Mürtchen nappe, as shales in the Säntis nappe). As a consequence of this, Jurassic and Cretaceous formations are deformed conformably in the lower unit, whereas in the upper one the Cretaceous formations have become detached from their former Jurassic substratum, which has been left further to the S.

mierten Inneren Karpathen, wird nurmehr durch Gerölle in Kreide-Sedimenten dokumentiert. In den Westalpen erfaßte die eo-alpine Subduktion, mit ihrer Hochdruck-Tieftemperatur-Metamorphose, vor allem Teile der Ultrapenninischen Decken, namentlich die Sesia-Zone mit ihren eclogitischen Glimmerschiefern. Als „Ultrapenninikum“ bezeichnen wir die sogenannten Ostalpinen Decken der West- und Zentralalpen, im wesentlichen Dentblanche und Sesia. Sie unterscheiden sich in wichtigen Punkten von den „echten“ Ostalpinen Decken, welche gegen W stirnen und die Zentralschweiz wahrscheinlich nie gegen W überschritten haben. So enthalten sie Grundgebirge mit Unterkruste-Anteilen (Secunda Zona dioritico-kinzigitica, Valpelline-Serie), Trias bis Unterkreide in einer Ausbildung, welche sich an diejenigen der westlichen Südalpen anlehnt und besondere Kreide-Flysche. Diese Flysche, vor allem der in den Westalpen und im nordwestlichen Apennin weit verbreitete Helminthoiden-Flysch des Campan-Maastricht, lagerten sich während und nach der eo-alpinen Subduktion ab, vor und wohl auch auf den Ultrapenninischen Kristallin-Decken.

Die interne Struktur der Ostalpinen Decken sowie der Innenzone der Westkarpathen ist bekanntlich weit vorwiegend von Kreide-Alter. Im Verlauf der Unterkreide wurde der Hallstatt-Meliata-Trog endgültig geschlossen. Bald drauf begann die Subduktion der höchsten Penninischen Einheiten unter die Ostalpinen Decken. Detritus von Ultrabasica und von Gesteinen mit Hochdruck-Metamorphose wurde einerseits aus einem Akkretions-Prisma vor der Front der Ostalpinen Decken, andererseits aus der Narbe der Meliata-Zunge geliefert. Die Deformation erreichte im Turon, vor ca. 90 Mio. J., einen Höhepunkt, doch sind auch spätere Bewegungen nachgewiesen. Die Ablagerungen der oberkretazischen bis paleozänen Gosau-Gruppe, beginnend mit Flachwasser-Sedimenten (u.a. Konglomeraten und Rudisten-Biostromen) und in flyschartige Folgen übergehend, versiegeln Überschiebungsbahnen, sowohl in den Nördlichen Kalkalpen als auch in der Innenzone der östlichen Ostalpen, den „Zentralalpen“ im österreichischen Sinn. Die Kinematik der Ostalpinen Decken ist komplex: während viele Elemente W–E zu streichen

scheinen, ergeben Strukturanalysen bedeutende nach W, aber auch nach NE gerichtete Bewegungen. Westvergente Überschiebungen sind auch am Westrand der Ostalpen augenfällig. Wie bereits angedeutet, reichten die Ostalpinen Decken wahrscheinlich nur etwa 100 km über ihren jetzigen westlichen Erosionsrand hinaus.

Große Teile der Ostalpinen Decken, außer ihren nördlichsten (z.B. kalkalpinen) und westlichsten (z.B. Silvretta-Decke) Elementen, wurden von einer Kreide-Metamorphose geprägt, die meist Grünschiefer-, gebietsweise aber auch Amphibolit-Grad erreicht. Dies impliziert eine sehr beträchtliche tektonische Überlast. Auch wenn der geothermische Gradient bei dieser eo-alpinen Metamorphose gewiß höher lag als bei der tertiären Metamorphose der Penninischen und südlichen Helvetischen Zone, stellt der Verbleib dieser Überlast schwierige Probleme. Sie muß durch Abschiebungen und/oder Erosionen entfernt worden sein. Es ist auch merkwürdig, daß in den Alpen kein Subduktions-bedingter Vulkanismus und keine Granitoide von Kreide-Alter bekannt sind; letztere finden sich erst auf der Innenseite des Karpathen-Bogen (Banatite z.T.).

In den Südalpen ist die Kreide meist durch pelagische Kalke (Maiolica), gefolgt von hemipelagischen Mergeln (Scaglia) vertreten. Flachwasser-Kalke persistieren nur auf einigen Schwellenzonen der östlichen Südalpen. In der nördlichen Lombardei werden kräftige Faltungen und südvergente Überschiebungen durch den Granitkörper des Adamello (ab 42 Mio. J.) abgeschnitten; sie können also theoretisch früh-tertiären oder kretazischen Alters sein. Letzteres ist wahrscheinlicher, umso mehr als sich Flysch-Zungen bis über den südlichen Alpenrand hinaus mit den Mergeln der Scaglia verfangen.

8. Älteres Tertiär

Eine Episode relativer tektonischer Ruhe („paleozäne Restauration“) trennt die eo-alpinen Deformationen von den meso-alpinen. Dagegen ist die meso-alpine, Subduktions-dominierte Tektonik nicht scharf von der neo-alpinen Kollisions-dominierten abgegrenzt. Der ab

sichtlich vage Titel dieses Kapitels umschreibt Paleozän, Eozän und frühes Oligozän; manche der in Kapitel 9 behandelten Prozesse beginnen aber schon im frühen Oligozän oder späten Eozän.

In den Extern-Zonen der West- und Zentralalpen werden mesozoische und tertiäre Ablagerungen meist durch eine bedeutende Schichtlücke getrennt. Im Jura und in den westlichen Subalpinen Ketten ist das älteste Tertiär durch kontinentale Residualsedimente, u.a. Bohnerz, vertreten. Eine Transgression erfolgte von S bzw. E; sie wird gegen N bzw. W jünger, vom frühen Untereozän zu frühen Unteroligozän. In der eozänen Paläogeographie zeichnet sich nun auch der Bogen der Westalpen deutlich ab, was in der Kreide (Kap. 7) noch nicht der Fall war. Vor- und intra-eozäne Verwerfungen, selten auch flache Falten, sind stellenweise erkennbar. Die Sedimente sind zuerst flachmarine Kalke und Sande mit Großforaminiferen, dann Mergel mit pelagischen Foraminiferen und schließlich Flysch. Dieser nordhelvetische Flysch ist bereits im Vorland-Becken vor den aufsteigenden Intern-Zonen der Alpen abgelagert worden; er ist zwar im sedimentologischen Sinne ein Flysch (dazu gehört auch der berühmte Flysch von Peira-Cava, im Hinterland von Nizza), nimmt aber eine andere geotektonische Stellung ein als die älteren und internen Flysche. Sein bemerkenswertes Glied ist der Taveyannaz-Sandstein des basalen Oligozäns, dessen Komponenten vorwiegend oder ganz aus vulkanischem Material bestehen. Der jüngste Flysch geht lückenlos in die älteste Molasse über; im mittleren Oligozän ist von den alpinen Meeren nur noch der schmale, seichte, brackische und schlecht durchlüftete Trog der unteren Meeresmolasse am heutigen Alpenrand übrig geblieben.

Vor den Westalpen bildete sich kein eigentliches Molasse-Becken aus, wohl aber entstanden begrenzte, obereozäne und oligozäne Becken, die oft mit limnischen Sedimenten aufgefüllt wurden. Im späteren Eozän entstanden in der Provence W-E streichende (pyrenäische) Falten und nordvergente Überschiebungen, auf Grund derer vor hundert Jahren MARCEL BERTRAND den Deckenbau aller Gebirge postuliert.

Die komplexe Strukturierung der Penninischen Decken erfolgte vorwiegend im Eozän. Die jüngsten Flysche im Walliser Trog sind untereozän, auf der Briançonnais-Schwelle und im äußeren Teil des Piemont-Bereichs mitteleozän. In einem relativ frühen Stadium der mesoalpinen Deformationen wurden Decken abgeschert, welche aus den mesozoischen Sedimenten bestehender Hochzonen (vor allem des Briançonnais) und den jüngsten Sedimenten anderer Bereiche, d.h. aus Flyschen, bestanden; es wurde also gewissermaßen der „Schaum“ der Penninischen Zone abgeschöpft. Gleichzeitig und darauffolgend entstanden die großen Decken mit Kristallin-Kernen, welche oft als liegende Falten gedeutet werden können. Rückfaltungen und Rück-Überschiebungen sind meist noch etwas jüngeren Alters und können bereits mit dem Einschub des Apulischen Indenters (s. Kap. 9) in Verbindung gebracht werden. SCHMID et al. (1997) vermitteln ein interessantes, wenn auch vielleicht nicht endgültiges Bild der komplizierten Kinematik.

Teile der ozeanischen, aber auch der kontinentalen Kruste wurden in große Teufen, bis zu 100 km, subduziert und von einer Hochdruck-Tiefemperatur-Metamorphose geprägt, die zu Eclogiten und in einem Fall (in der Dora-Maira-Decke der Westalpen) sogar zu Coesit-haltigen Gesteinen führte. Diese Gesteine müssen rasch, vor ihrer stärkeren Aufheizung, wieder in oberflächennähere Stockwerke gelangt sein. Am ehesten kann man sich dies durch kompressive Aufpressung erklären, also durch tektonische Extrusion, eine Art Melonenkern-Effekt. Dafür spricht auch, daß die Eclogite oft in linsenartigen Körpern vorkommen, im Gegensatz zu den weiter verbreiteten Gesteinen mit Blauschiefer-Metamorphose. Diese Hypothese würde bedingen, daß neben top-to-N Überschiebungen auch top-to-S Abschiebungen auftreten.

Diese Hochdruck-Metamorphose wurde von einer regionalen Metamorphose, mit einem immer noch niedrigen Temperatur-Gradienten, überlagert. Grünschiefer-Grad ist weit verbreitet, Amphibolit-Grad herrscht in den tiefsten aufgeschlossenen Einheiten, in den Tessin- und Toce-Tälern sowie in Teilen des Tauern-Fensters vor. Die Temperatur-Maxima streuen zwi-

schen 45 und 30 Mio. J. (HUNZIKER et al. 1997), was in Anbetracht des Alters der jüngsten Flysche und der geringen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine „zu früh“ ist. Die Deformation und die Metamorphose müssen wohl schon während der Ablagerung dieser Flysche eingesetzt haben. Andererseits waren die Temperaturen im Bergtessin und im Mera-Tal wahrscheinlich noch bis ins frühe Miozän hinein prograd. Die Isograden durchschneiden Deckengrenzen; auch südliche Helvetische Elemente, wie das Gotthard-Massiv, unterlagen einer recht hohen Metamorphose. Andererseits verlaufen die Isograden-Flächen, wenn man die späteren Deformationen berücksichtigt, einigermaßen parallel zur oligozänen Landoberfläche – oder, vorsichtiger ausgedrückt: man kann zwanglos eine oligozäne Topographie rekonstruieren, welche den Isograden-Flächen parallel ist.

Die Alpen waren im Eozän, d.h. zur Zeit der stärksten Krustenverkürzung, bestimmt kein Hochgebirge. Das Ausmaß der Verkürzung läßt sich nur auf „einige Hunderte von km“ angeben, da subduzierte Ozeane wenig Spuren hinterlassen; genauere Bestimmungen der paläomagnetischen Breiten könnten Abhilfe schaffen. Dagegen waren die Alpen eine Zeitlang von gewaltigen andesitisch-basaltischen Vulkanen gekrönt, die man wohl mit der meso-alpinen Subduktion in Verbindung bringen kann. Diese Vulkane sind durch ihren Detritus im früh-oligozänen Taveyannaz-Sandstein der Helvetischen Zone (s. oben) sowie in einigen Süd-alpinen Sandsteinen überliefert.

In den Nördlichen Kalkalpen existieren stellenweise unter- bis mitteleozäne Flachwasserkalke. Im unteren Tiroler Inntal greifen ober-eozäne und oligozäne Sedimente des proximalen Molasse-Beckens auf die Kalkalpen, deren Stirn damals vielleicht über dem Tauern-Fenster lag, über.

Auch in den Südalpen finden sich alttertiäre pelagisch-turbiditische und Flachmeer-Sedimente; in den Vicentinischen Voralpen verfangen sie sich mit Basalten. Die meso-alpinen Deformationen spielten hier offenbar eine geringere Rolle als die eo-alpinen und namentlich die neo-alpinen. In der NE-Ecke der Südalpen gibt es SW-gerichtete oligozäne Überschiebungen, die man mit den Dinariden in Verbindung

bringen darf.

Die Unterschiebung des Apulischen Indenters und die Bewegungen längs den Insubrischen Störungen begannen wahrscheinlich schon im frühen Oligozän; sie werden in Kapitel 9 beschrieben.

9. Jüngerer Tertiär

Wie bei Kap. 8 erläutert, umfaßt dieses „jüngere Tertiär“ das obere Oligozän und das Neogen, vor allem das Miozän. Die neo-alpinen Ereignisse, welche nach dem Höhepunkt der alpinen Regionalmetamorphose erfolgten, schlossen sich lückenlos und wahrscheinlich heterochron an diejenigen des älteren Tertiärs an.

Das Molasse-Becken wurde eigentlich schon mit dem Nordhelvetischen Flysch, im späten Eozän und frühen Oligozän, angelegt, auffallenderweise gleichzeitig mit dem distensiven Rheintal-Graben. Die Absenkung des Molasse-Beckens erfolgte einerseits durch die Unterschiebung des Europäischen Vorlandes unter die Alpen, andererseits durch die tektonische Belastung durch Abscherungsdecken; sie wurde natürlich durch die sedimentäre Auflast verstärkt. Das Becken bildet einen charakteristischen detritischen Keil; sein Untergrund senkt sich von Vorland bis unter die alpinen Decken auf 5–6 km ab, und die Mächtigkeit der Sedimente nimmt in der selben Richtung kontinuierlich zu, so daß die Schichten an der Oberfläche ziemlich flach liegen. Der interne, proximale Teil des Beckens wird von alpinen Abscherungs-Decken eingenommen – den Nördlichen Kalkalpen zwischen Donau und Iller, den Helvetischen Decken zwischen Iller und Aare, den Präalpinen Decken zwischen Aare und Arve. Die ursprünglich dort abgelagerten Molasse-Sedimente wurden verdrängt und in den Schuppen und Falten der Subalpinen Molasse vor der Stirn der Decken angehäuft. Der Detritus stammt zum allergrößten Teil aus den Alpen; nur im mittleren Miozän wurden auch von N, vom aufsteigenden Schwarzwald her Gerölle geliefert. Gegen SW setzt sich das Becken in dasjenige des Bas-Dauphiné, E von Lyon, fort.

Am Alpenrand bildeten sich im späten Oligozän und frühen Untermiozän bis zu 4 km fluviatile Konglomerate. Die Alpen wurden nun, vor etwa 28 Mio. J., mit zehn Millionen Jahren Verspätung auf die Zeit der stärksten Krustenverkürzung, erstmals ein Hochgebirge – vielleicht höher als das heutige, da es unter einem subtropischen Klima wahrscheinlich Lokalgletscher trug. Die Gerölle stammten zuerst aus Sedimenten Ostalpiner und, im W, Ultrapanninischer Decken; etwa später kommen auch Kristallin-Gerölle dazu, und im Untermiozän deutet die massive Zufuhr von Epidot-Körnern an, daß die Erosion auf Gesteine mit alpiner Grünschiefer-Metamorphose hinunter gegriffen hatte. Gesteine aus den Helvetischen Decken erscheinen erst Ende Untermiozän, und Gerölle aus den externen Kristallin-Massiven fehlen gänzlich. Im späten Untermiozän bestand eine kurzfristige Verbindung durch ein schmales Meer mit kräftigen Gezeitenströmungen vom Rhônetal über das Molasse-Becken zu den perikarpathischen Meeren. In Niederösterreich und in der östlichen Slowakei sind die Ablagerungen im Vorland-Becken viel ausgeprägter normalmarin und viel fossilreicher; die Meeresbedeckung dauerte dort bis ins Mittel-Miozän und die Sedimentation bis ins späteste Miozän (Pannon), während sie weiter im W schon im mittleren Miozän endete.

In den Internen Zonen der Alpen, namentlich in deren tiefsten Teilen, setzten sich duktile Deformationen bis in Miozän hinein fort. Andererseits erfolgten im Oligozän bis frühen Miozän verschiedene, aber vielleicht genetisch gekoppelte Ereignisse. Dazu gehört eine E–W gerichtete Längs-Extension des Gebirgskörpers. Sie äußert sich zunächst durch bedeutende Abschiebungen, z.B. am Westende der Tauern-Kulmination (Brenner-Störung) und am Westende der Lepontinischen Ticino-Toce-Kulmination (Simplon-Störung). Die zweitgenannte, welche auch eine starke Dextral-Komponente besitzt, verbindet sich über das Walliser Rhônetal möglicherweise mit der Penninischen Randstörung („chevauchement“ pennique frontal) der Westalpen. Etwas jünger, vor allem im höheren tektonischen Stockwerk der Ostalpen spielend sind sinistrale und dextrale Seitenverschiebungen, welche noch im

heutigen Landschaftsbild, z.B. im Engadin, erkennbar sind.

Weit wichtigere Verstellungen bedingen die Grenze gegen die Südalpen. Die Insubrische oder Tonale-Störung zeigt bis zu 15 km scheinbaren Vertikalversatz sowie etwa 80 km dextrale Verschiebung. In den Ostalpen spielt die Pustertal-Gailtal-Störung eine analoge Rolle; die Tonale- und die Pustertal-Linie werden durch die linkssinnige, SW–NE streichende Judicarien-Linie verbunden. Die Brüche fallen meist steil gegen N ein und bewirken eine schräge Unterschiebung der Südalpen. Da sie, etwa im Tessin, Gesteine mit alpinem Sillimanit gegen anchimetamorphe Gesteine versetzen, müssen die Hauptbewegungen jünger als die Regionalmetamorphose sein; ältere Anlagen sind aber nicht ausgeschlossen. Im Pliozän waren die Insubrischen Störungen offenbar nicht mehr aktiv.

Zu den oligozänen, z.T. etwas älteren Ereignissen gehört auch die Platznahme der tertiären Granitoide. Der Körper der Val Breghaglia (Bergell) sitzt im spitzen, transtensiven Winkel zwischen der sinistralen Engadiner und der dextralen Tonale-Linie, der komplexe Stock des Adamello zwischen der letzteren und der sinistralen Judicarien-Störung. Etwas jünger sind seltene Leukogranite.

Der Bogen der Westalpen wurde durch die E–W-Streckung der Zentralalpen wahrscheinlich verstärkt. In seinem südlichen Abschnitt wurde er zusätzlich durch die mehr oder weniger oligozäne Rotation des Korsisch-Sardinischen Mini-Kontinents im Gegenuhrzeigersinn überdreht.

In den Ostalpen wurden die kretazisch strukturierten Nördlichen Kalkalpen im späten Oligozän und im Miozän um etwa 100 km gegen N verfrachtet. Verschiedene Fenster beweisen, daß sie bis nahe an ihrem Südrand auf Molasse liegen.

In den östlichen Ostalpen brachen vom frühen Miozän an transtensive Intramontane Becken ein, welche mit kontinentalen Sedimenten gefüllt wurden. Viel wichtiger ist das Wiener Becken zwischen Alpen und Karpathen. Es kann als transtensives pull-apart-Becken mit vorwiegend sinistralen Versetzungen interpretiert werden. Seine etwa 5 km

Dicke erreichenden neogenen, zuerst marinen, dann gemischt marin-brackisch-limnischen Ablagerungen liefern eine der Standard-Serien der westlichen Paratethys. Das große Pannonische Becken, mit seiner ausgedünnten kontinentalen Kruste, seinem hohen Wärmeﬂuß und seinem neogenen Vulkanismus begrenzt im E die inneren Teile der Alpen.

Der Anbau der Externzonen im N und W erfolgte im späten Oligozän und im Miozän. In den Zentralalpen und den westlichen Ostalpen entstanden die Helvetischen Decken, aus einer Narbe krustaler Subduktion in der Rhône-Vorderrhein-Furche. In den Westalpen entwickelte sich der Falten- und Überschiebungsgürtel der Subalpinen Ketten, samt ihrem externen Ast im Faltenjura, wo auch ältere, oligozäne Brüche des Rheintalgraben-Systems den Verlauf der Falten beeinflussen. Die Deformation erfolgte im wesentlichen nach dem mittleren Miozän und vor dem Pliozän; in den südlichen Subalpinen Ketten wurden auch obermiozäne („pontische“) Sedimente erfaßt. Die Krustenverkürzung in den nordwestlichen Extern-Zonen betrug 100–120 km. In der Haute Provence vergittern sich die alpinen, hier SW-vergenten Falten mit den älteren, N-vergenten provenzalischen Strukturen.

Die west- und zentralalpinen Kristallin-Massive erhoben sich teils während, teils nach der Bildung der Decken und Falten. Sie entsprechen einer bedeutenden Anschoppung und Verdickung der Oberkruste; die Europäische Moho und Unterkruste wurden davon nicht betroffen. Die seismischen Untersuchungen ergaben auch, daß diese „autochthonen“ Massive, mit Ausnahme des Ostteils des Aar-Massivs, um einige km auf ihr Vorland überschoben sind.

Auch die südvergenten Strukturen der Südalpen sind vorwiegend miozänen Alters; frühere Faltungen sind allerdings im nördlichen Abschnitt der westlichen Südalpen nachgewiesen (Kap. 7). Bei der Überschiebung der Südalpen wurde deren nördlichste Zone hochgepreßt und bildet einen fast zusammenhängenden Streifen von Grundgebirgen. Besonders ausgeprägt ist diese Heraushebung in den westlichsten Südalpen. Die Oberkruste ist dort ziemlich dünn, wohl in Folge von jurassischen Abschiebungen. Darunter erscheinen in der Ivrea-Zo-

ne Teile der Apulischen Unterkruste. In piemontesischen Tälern kann man die amphibolitischen bis granulitischen Gneise und Metabasite, samt Scherben subkrustaler Peridotite, studieren; selbst wenn man sich nachher ein gutes Nachtessen in einer Trattoria gönnt, ist dies finanziell kaum aufwendiger als eine Tiefbohrung.

Die mesozoischen Sedimente zeigen im lombardischen Sektor einen deutlichen Überschiebungs-Bau, der auch durch die Seismik und durch einige Bohrungen nachgewiesen ist. Die alpinen Strukturen reichen bis in den Untergrund von Mailand. Die Verkürzung erreicht 100 km. In den Dolomiten sind die tektonischen Elemente weniger eingeregelt; neben stark deformierten Störungszonen finden sich auch relativ flach gelagerte Schollen, und im Vicentinischen, wie bereits angedeutet, ein scheinbar intaktes Stück von Apulien. Das kompressive Po-Becken begann sich im Oligozän weiter einzusenken (mit marinen Hang-Konglomeraten am Nordrand). Seine Füllung ist zur Hauptsache miozänen, pliozänen und pleistozänen Alters; die vorwiegend feindetritischen Sedimente wurden teils von den Alpen, teils vom Apennin geliefert.

Viele der oligozänen und miozänen Ereignisse in den West- und Zentralalpen – die Längsstreckung des Gebirges, die Akzentuierung des Westalpen-Bogens, der Anbau der europawärtigen und apuliewärtigen Extern-Zonen – lassen sich auf den gegen NW gerichteten Einschub des Adriatischen oder Apulischen Indenters zurückführen (ROURE et al. [eds.] 1990, NRP 20, 1997). Die Überschiebung von Apulischem Mantel und Unterkruste, welche weit nach N bzw. W erkennbar ist und die Europäische Moho samt Unterkruste überfährt, schneidet die proximalen, wurzelwärtigen Teile Penninischer und Ostalpiner Decken ab. Die Tonale-Störung legt sich gegen die Tiefe zu flacher und verbindet sich wahrscheinlich mit dem Dach des Indenters. Ob diese Verhältnisse auf die Ostalpen übertragen werden dürfen, läßt sich noch nicht sagen, da reflexions-seismische Untersuchungen dort fehlen.

Die Ergebnisse der reflexions-seismischen Kampagnen waren weit aussagekräftiger, als man es vor deren Beginn hätte erhoffen kön-

nen. Die Geologen müßten aber eine übermenschliche Selbstbeherrschung besitzen, um der Versuchung zur Über-Interpretation dieser Resultate zu entgehen. In 40–60 km Teufe wird es schwierig, Mantel und eclogitisierte Kruste zu unterscheiden. Es liegt natürlich nahe, diskontinuierliche Reflektoren durch eine gerade Linie zu verbinden. Schon in den Tessiner Alpen, wo Gesteine aufgeschlossen sind, die im Oligozän 20 km unter der Erdoberfläche lagen, sieht man jedoch, daß diese Gneise duktil verformt und komplex, auch steilachsig, verfaltet sind. Über den jetzigen rheologischen Zustand der Gesteine im tiefen Untergrund der Zentralalpen gibt auch der Umstand, daß dort keine Beben mit Herdtiefen über 10 km auftreten (PAVONI et al. 1997) einen Hinweis.

Über die jüngste Geschichte der Alpen wissen wir erstaunlich wenig. Jungmiozäne bis altpleistozäne Sedimente sind eher selten und z.T. noch nicht unter diesem Gesichtswinkel analysiert worden. Abkühl- und Spaltspur-Alter (HUNZIKER et al. 1997) vermitteln das Bild einer räumlich und zeitlich sehr differenzierten Hebungsgeschichte.

In den Ostalpen sind, außerhalb der jungen Aufwölbung der Hohen Tauern, noch Reste tertiärer Hochflächen erkennbar; sie können bis ins frühe Miozän zurückreichen (Augenstein-Kiese der Nördlichen Kalkalpen). In den Zentralalpen und Westalpen wurden diese Hochflächen, falls sie je existiert haben, zerstört; die westliche Hälfte der Alpen verdankt ihr Relief, wie erstaunlich viele andere Gebirge der Erde, einer sehr jungen Heraushebung. Nach der kräftigen spätmiozänen Erosion im Gefolge der Absenkung des Mittelmeer-Spiegels lagerten sich am italienischen Südfuß und am provenzalischen Südwestfuß der Alpen marine Pliozän-Tone in ertrunkenen Flußtälern ab. Heute heben sich die Zentralalpen um 0,5–1,5 mm im Jahr; der jährliche Abtrag durch Erosion liegt in der selben Größenordnung oder etwas darunter.

Die pleistozäne Entwicklung wird hier nicht behandelt. Viele Alpentäler wurden bis in Tiefen unter dem Meeresspiegel ausgekolkt. Auch die Seen nördlich und südlich des Gebirges sind an das Areal der letzten Vergletscherung gebunden.

10. Schriftenverzeichnis (Auswahl)

- BERNOULLI, D., BERTOTTI, G. & FROIZTHEIM, N. (1990): Mesozoic faults and associated sediments in the Austroalpine – South Alpine passive continental margin. – *Mem. Soc. geol. Italiana*, **45**: 25–38; Rom.
- DOGLIONI, C. (1987): Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). – *J. Structural Geology*, **9**: 181–193; Oxford.
- HUNZIKER, J.C., HURFORD, A.J. & CALMBACH, L. (1997): Alpine cooling and uplift. – S. 260–263, Taf. 20-1 bis 20-4. – (In: PFIFFNER et al. (eds.) 1997).
- MANATSCHAL, G. & NIEVERGELT, P. (1997): A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (Eastern Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.*, **90**: 3–27; Basel.
- MOORES, E. & FAIRBRIDGE, R.W. (eds.) (1997): *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*. – 804 S.; London u.a. (Chapman & Hall).
- PAVONI, N., MAURER, H., ROTH, PH. & DEICHMANN, N. (1997): Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. – S. 241–250. – (In: PFIFFNER et al. (eds.) 1997).
- PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, ST. & STECK, A. (eds.) (1997): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NRP 20. – 380 S., Abb., Taf.; Basel u.a. (Birkhäuser).
- RAUMER, J. VON & NEUBAUER, F. (eds.) (1993): *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. – 677 S.; Berlin u.a. (Springer).
- ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (eds.) (1990): Deep structure of the Alps. – *Mem. Soc. Géol. France*, **156**: 367 S.; Paris.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A. & SCHREURS, G. (1997): Rifting and Collision in the Penninic Zone of eastern Switzerland. – S. 160–185. – (In: PFIFFNER et al. (eds.) 1997).
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. – *Eclogae geol. Helv.*, **90**: 303–323; Basel.
- STAMPFLI, G.M. & MARCHANT, R.H. (1997): Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. – S. 223–239. – (In: PFIFFNER et al. (eds.) 1997).
- WIEDENMAYER, F. (1963): Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). – *Eclogae geol. Helv.*, **56**: 529–640, 38 Textfig., Taf. I–IV; Basel.

Manuskript eingegangen: 23.11.1997

Endfassung: 1.4.1998

Annahme zum Druck: 21.4.1998