

Mitt. österr. geol. Ges.	69 1976	S. 1—25 6 Abb.	Wien, September 1978
--------------------------	------------	-------------------	----------------------

Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen

Von Siegmund PREY *)

Mit 6 Abbildungen

Zusammenfassung

Über das abgetragene variszische Gebirge wurden im Raume der Ostalpen im Norden kontinentale Ablagerungen des Oberkarbons und Perms gebreitet. Im Randbereich zu dem Flachmeer im Raume der Südalpen kam es zur Bildung salinärer Gesteine. Darüber folgen die marinen Sedimente der Untertrias und bei allmählicher Vertiefung des Meeres die der übrigen Trias. Es entstanden vielfach große Karbonatplattformen. Bezüglich der Faziesverteilung wird am Beispiel der Obertrias eine z. T. bogenförmige Anordnung der Faziesräume erörtert, im Südosten Hallstätter Fazies und Riffe, weiter außen Dachsteinkalk, Hauptdolomit und schließlich der Keuper. Der Jura bringt eine weitere Vertiefung des Meeres und eine Ausbreitung im Oberjura, ferner eine schärfere Individualisierung von Becken- und Schwellenfazies. In Eingleitungen und Olisthostromen treten im Oberjura und in der Unterkreide die ersten Hallstätter Gesteine und Haselgebirge auf.

In der höheren Unterkreide begannen die altalpidischen tektonischen Bewegungen mit dem Höhepunkt im Turon. Die Kalkalpen wurden zu einem Deckengebirge am Rücken der Zentralalpen. Die Wurzeln könnten heute völlig in der Periadriatischen Naht verborgen sein. Man muß aber auch an eine Subduktionszone im Raume des späteren Unterostalpins und Südpennins denken, in der einerseits der Verspalaflysch gebildet wurde und von wo nach Süden Chromit als Schwermineral geschüttet worden ist. Daher sind in diesem Raume tektonische Bewegungen wahrscheinlich. In der Unterkreide bildete sich auch der Rhodanubische Flyschtrug, in dessen Bereich in der Mittelkreide ein eigener spärlicher Vulkanismus auftrat. Im Oberjura der Klippenzone ist ebenfalls basischer bis ultrabasischer Vulkanismus bekannt.

Über das Gebirge ging nach Abtragung die Gosautransgression hinweg. Unter den darin deponierten Schwermineralien gibt es noch Chromit bis zum Beginn des Campans. Im penninischen Raum ist in der Oberkreide bis ins Eozän Flyschbildung im Gange, aber nur im Westen und in den Tauern als Rest erhalten. Das Alter der mächtigen jüngeren Sedimente ist größtenteils unklar, doch sicher mesozoisch (bis alttertiär?). In den nördlichen Gebieten herrscht zumeist Ruhe.

*) Adresse des Verfassers: Dr. Siegmund PREY, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.

Die besonders wichtige jungalpidische Gebirgsbildung hatte ihren Höhepunkt etwa im Egerien. Das Pennin wird durch das Unterostalpin und das Mittelostalpin mit seinen Kristallinmassen und den Kalkalpen am Rücken zugeschoben und dann Helvetikum, Flysch und die abgleitenden Kalkalpen über die im obersten Eozän beginnende Vorlandmolasse überschoben.

Der Rhenodanubische Flyschtrogt wird aus mehreren Gründen als ein wahrscheinlich im südlichsten Ultrahelvetikum entstandener aufgerissener Graben angenommen.

Die Herleitung der Kalkalpen wird erörtert und aus einem Raume südlich des Zentralalpins und nördlich der Südalpen begründet. Vergleichend mit den Westkarpaten als Modell für die alpalpidischen Kalkalpen könnte nicht nur der Drauzug ein liegengebliebener Rest der Nördlichen Kalkalpen auf dem Zentralalpin sein, sondern auch die tiefere Grauwackendecke unter der mit den Kalkalpen verbundenen oberen Grauwackendecke als einstige Basis einer nördlicheren kalkalpinen Decke in Betracht gezogen werden.

Nach dem Stillstand der tektonischen Bewegungen erfolgte als wichtiges Ereignis die Bildung der jungen Tertiärbecken, deren miozäner Andesitvulkanismus als Wirkung der alpinen Subduktion gedeutet werden kann. Ein junges Störungslineament, dem die nördlichen großen Längstäler folgen, ist vor allem im Wiener Becken heute noch erdbebenaktiv. Die Periadriatische Naht, die schon ein altes Lineament ist, zeigt noch ganz junge tektonische Vorgänge an. Eine Hebung des Gebirges, insbesondere die Aufwölbung des Tauernfensters, hat die Alpen erst zu dem heutigen Gebirge gemacht. Die Eiszeiten verliehen der Oberfläche den letzten Schliff.

Summary

The Variscan orogen zone in the area of the Eastern Alps has been eroded to a great extent in Upper Carboniferous time, and Upper Carboniferous to Cretaceous formations were spread over the crystalline basement. The sea gained upon the land, becoming continuously deeper from the Triassic onward. In Jurassic time the situation changed, with carbonate platforms giving way to a system of sills and basins. Of importance is the recent proof of masses sliding into Jurassic and Lower Cretaceous sediments containing rocks from the Hallstatt sedimentary area. The old alpidic tectonic movements reached their maximum in the Turonian: the old alpidic mountain range of the Northern Limestone Alps, consisting of a few nappes, was shoved together above the Middle Austroalpine Crystalline. Possibly the roots are now hidden by the Periadriatic Lineament. We can find, in Western Carpathian Mountains, a model of the Alps in an early phase of formation. A subduction zone possibly situated in the Lower Austroalpine or South Penninic Realm, may have supplied chromite into the Middle Cretaceous sediments of the Limestone Alps and the Lower Austroalpine Verspala Flysch. In the foreland tectonic quiescence prevailed.

The old alpidic mountain ranges were eroded before the transgression by the Upper Cretaceous Gosau Sea and by later paleogene transgressions. In the Penninic areas are known Upper Cretaceous to Eocene flysch deposits (Praetigau

Flysch) as youngest members. The latter may have equivalents in the Tauern Flysch in the northern border of the Tauern Window. The age of the Penninic deposits is not absolutely certain but surely mesozoic (possibly including Lower Tertiary).

Younger alpidic movements reached their maximum in Oligocene time. The Penninic unit being strongly overthrust by Lower Austroalpine units and the thick Middle Austroalpine Crystalline, bringing on its back the Northern Limestone Alps, was covered and metamorphized. Later, the Limestone Alps wandered northwards by sliding and took with them the Flysch zone and the Helvetic zone, extensively overthrusting the Molasse zone. In the uppermost Eocene the Molasse trough started to develop and in a short time became a deep depression. Its basement, the Bohemian Massif, extends far to the south, underneath the Alps.

Within the southernmost Ultrahelvetic area the Rhenodanubian Flysch trough was formed, probably as a rift valley.

A subject of discussion is the place of origin of the Northern Limestone Alps, which appears to be south of the central alpine realm and north of the Southern Alps. The basement of the Limestone Alps is the Grauwacken Zone, which together form the Upper Austroalpine unit. To the latter also belongs the Paleozoic of Graz, the Gurktal and Steinach nappes. The Lower Grauwacken nappe may have once been the basement of a more northerly unit of the Limestone Alps. Because of close relations to the Northern Tyrolian Alps, the Drauzug must be a remainder of the Northern Limestone Alps, which wandered northward in Tertiary time.

After the end of alpine tectonic movements were formed the inneralpine neogene basins with miocene andesitic volcanics, interpreted as a result of alpine subduction. Young dislocations form a distinct lineament which is still partly active today.

Inhalt

1. Vorwort	3
2. Die Geosynklinal-Entwicklung und die Fazies-Verteilung	4
3. Die Gebirgsbildung	7
a) Die altalpidische Orogenese	7
b) Rhenodanubischer Flysch und Helvetikum	12
c) Die jungalpidische Orogenese	13
4. Die Herleitung der Kalkalpen	16
5. Bemerkung zur Verkürzung in den Ostalpen	19
6. Die Jungtektonik	20
7. Literatur	23

1. Vorwort

Die vorliegende Schrift ist der teilweise veränderte Text eines bei der Jahrestagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in München am 17. September 1975 gehaltenen Vortrages. Eine Kurzfassung ist in den Nachrichten der DGG., Heft 13, erschienen.

Das Puzzlespiel einer Rekonstruktion der alpidischen Entwicklung der Ostalpen hat trotz einer merklichen Vermehrung der bekannten Tatsachen und fruchtbarer neuer Hypothesen, wie diejenige der Plattentektonik, nichts an Spannung verloren und die Phantasie muß nach wie vor vieles überbrücken. Doch kristallisiert langsam der Umriss dieser Ereignisse aus. Einen Umriss, wie ich ihn sehe, stelle ich damit zur Diskussion, im Bewußtsein, daß noch sehr viel zu diskutieren sein wird, um die oft mehrdeutigen Vorgänge klarer zu sehen.

2. Die Geosynklinal-Entwicklung und die Fazies-Verteilung

Als Ausgangspunkt bietet sich die Situation im Oberkarbon an, wo über tief abgetragenem variszischem Untergrund unregelmäßig vorwiegend limnisch-fluviatile Ablagerungen des Oberkarbons und Perms ausgebreitet wurden. Dem ariden Klima des Perms verdankt das alpine Salzgebirge seine Entstehung; Rotfärbung von Gesteinen ist häufig. Die zur Salinarbildung nötigen kurzfristigen Überflutungen kamen aus dem Süden, wo ein Flachmeer mit viel klastischen Sedimenten, sowie Riffbildungen im Mittelperm in den Raum der heutigen östlichen Südalpen, von Südosten kommend, reichte. Klassisch ausgebildet sind sie in den Karnischen Alpen.

Im Ostalpenraum beginnen die ersten ganz seichten Überflutungen im Perm, verbreiteter zu Beginn der unteren Trias, während sich in den Südalpen das Meer ein wenig vertiefte. In großen Räumen kamen z. T. geröllführende Quarzite und Sandsteine zum Absatz, südwestlich davon ein Buntsandstein und südöstlicher Sandsteine und Tonschiefer, während sich in den Südalpen das kalkige Sediment vermehrte. Die Verschiedenheit der skythischen Sedimente in Nord- und Südalpen zwingt uns zur Annahme, daß zwischen ihnen heute ein Krustenstück fehlt. Ein Teilrückzug des Meeres äußert sich vor allem in den Nordalpen in der Wiederkehr salinärer Verhältnisse im obersten Skyth, wobei mit einer Umlagerung permischen Salzes gerechnet werden muß.

Jene merkbliche Senkungstendenz, die zur Etablierung der Tethys geführt hat, setzt zu Beginn der Mitteltrias ein, betraf aber vor allem die Räume, aus denen die heutigen Nördlichen Kalkalpen hervorgegangen sind. Alles, was nördlicher lag, blieb bis in den germanischen Bereich epikontinentales Flachmeer.

Der Sedimentzuwachs nimmt in der Trias im allgemeinen gegen Süden zu, besonders stark im Geosynklinalbereich, wo mächtige Riffbildungen die Senkungstendenz gut veranschaulichen. Hier kann man – in der Mitteltrias etwas unübersichtlicher, in der Obertrias klarer – die Riffe, Lagunenbereiche, Vorriff- und Beckenfazies unterscheiden. In der Obertrias beispielsweise schließen an die Dachsteinriffkalke Lagunensedimente von großer Mächtigkeit an und zwar gebankte Dachsteinkalke, die nach Norden mit abnehmender Mächtigkeit in Hauptdolomit und Plattenkalk, sowie schließlich in geringmächtigen Hauptdolomit übergehen. Im Norden lagern darüber als Jüngstes die Kössener Schichten. Kleine Riffbildungen sind in diesen im oberen Rhät interessant. Diese Ausbildung geht gegen Norden weiter in die germanische Fazies über, die durch Mitteltriasdolomite und Keuper gekennzeichnet wird. Die Keuperfazies greift im Ostteil der Ostalpen weit gegen Süden vor bis in das Unterostalpin des Semmeringfensters, während

in den ebenfalls unterostalpinen Radstädter Tauern in der Obertrias Hauptdolomitfazies herrscht. Beobachtungen, die für einen Übergang des Keupers in Hauptdolomit sprechen, sind mehrfach bekannt, z. B. aus der Frankenfesler Decke. Die Triasriffe, so auch die der Obertrias, sind im Süden häufig mit der Hallstätter Fazies verknüpft, die als Bildung des offenen Meeres vor den Riffen gilt.

Die Faziesverteilung in dem heute so kompliziert gebauten Deckenland der Nord- und Südalpen läßt sich wohl dadurch erklären, daß der Riffgürtel, wie man am besten in der Obertrias sieht, einen gegen Nordwesten und Westen konvexen Bogen bildete. An das Westende im Hochköniggebiet in den Nördlichen Kalkalpen ist in den Südalpen der Ostrand der Julischen Alpen (Wochein) anzuschließen. Im Südosten des Riffgürtels befand sich, wie das Beispiel der Obertrias zeigt, das Verbreitungsgebiet der Hallstätter Fazies, im Norden, Westen und Südwesten aber dasjenige der Hauptdolomitfazies, die dann weiter außen in die Keuperfazies überging. Die Ordnung wurde durch tektonische Bewegungen bei der Gebirgsbildung sowie durch Seitenverschiebungen und Erosion zerstückelt (Abb. 1, 2).

Für die Mittel- und tiefste Obertrias ist eine vulkanische Aktivität bedeutsam, die ihre Zentren im Süden hatte, deren Ausläufer aber bis in die Nördlichen Kalkalpen reichen. Sie ist eine Begleiterscheinung einer gewissen tektonischen Unruhe, die auch in der Faziesverteilung der Mitteltrias zum Ausdruck kommt,

Paläogeographische Skizze der Obertrias der Ostalpen. S. PREY 1977

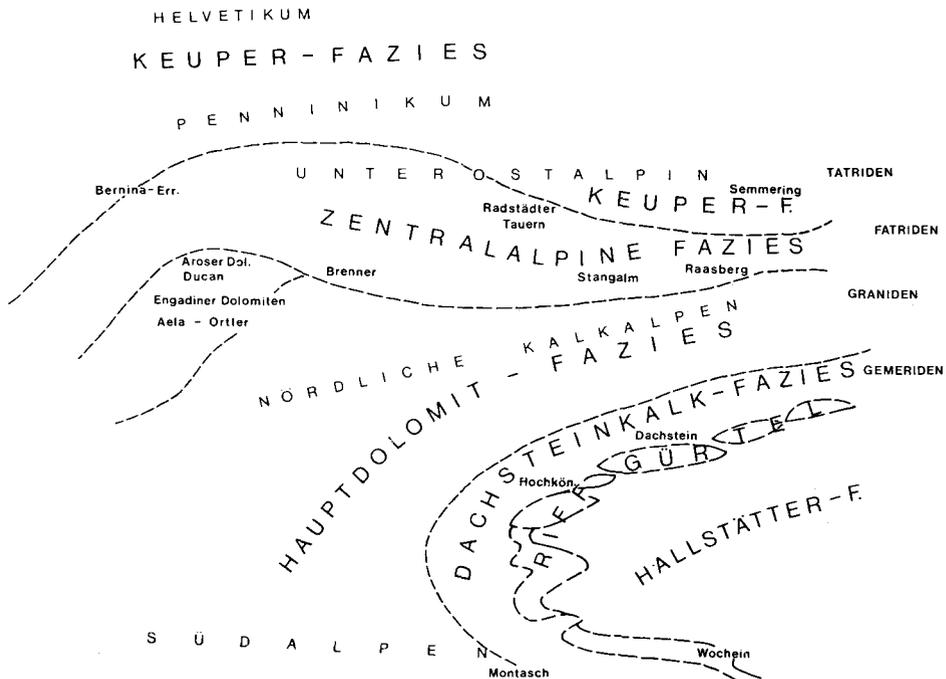


Abb. 1

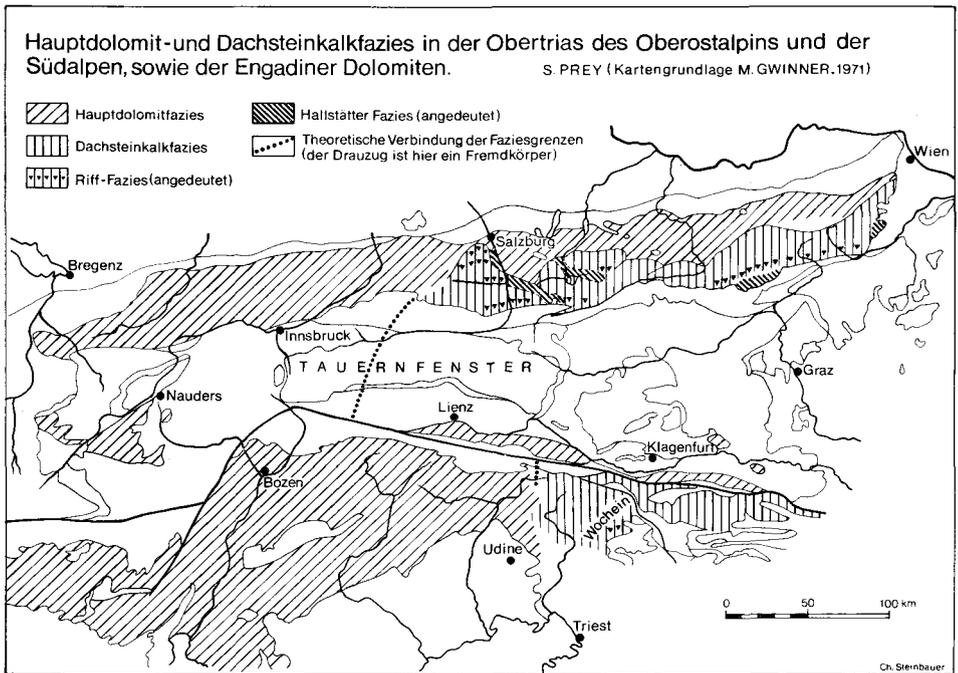


Abb. 2

während in der Obertrias, höchstens das Rhät gebietsweise ausgenommen, die Faziesverteilung großräumiger und leicht überschaubar ist.

Ein Ereignis hat im Alpenraum sehr weite Verbreitung: die Regression zu Beginn der Obertrias. Vom Keupergebiet seinen Ausgang nehmend, kamen tonig-sandige Sedimente, im Norden und Westen sogar saline Ablagerungen zum Absatz; örtlich bildeten sich paralische Kohlenlager (Lunz).

Etwa zu Beginn des Lias ist eine vielenorts merkbare Unterbrechung oder Änderung der Sedimentation die Einleitung für Veränderungen der Gliederung und Tiefe des Meeres. Es bildeten sich kleinräumigere Becken und Schwellen mit den entsprechenden Ablagerungen. Im Lias und Dogger reichten die epikontinentalen Ablagerungsbedingungen mit dem Verbreitungsgebiet der küstennahen Grestener und Posidonienschichten zumindest bis in den Raum der Klippenzonen in die Alpen herein. Die drastische Vertiefung des Meeres im Oberjura mit der Ausbreitung der Radiolarite und Aptychenkalke erreicht auch diesen Raum von Süden her. Über den Bereich des Helvetikums vollzieht sich der allmähliche Übergang in die Gesteine des süddeutschen Raumes. In Teilen der Kalkalpen kam es auf Schwellenzonen zu Riffbildungen, von denen Gleitmassen und turbidity currents nach Norden in die tieferen Becken abgingen (Plassenkalke, Tauglbodenschichten, Oberalmer Schichten mit Barmsteinkalken) (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974). In den Südalpen ist hochmariner Jura vorhanden. Die größten Meerestiefen wurden jedenfalls im Oberjura erreicht.

Mit diesen Gleitmassen und turbidity currents sind erstmals im Jura auch Gesteine der Hallstätter Fazies und Haselgebirge in Juraablagerungen gelangt (B. PLÖCHINGER, 1974). Ein Höhepunkt lag im Oberjura. Die Existenz dieser Vorgänge steht fest. Es werden aber auch Überlegungen angestellt, ob nicht auch die mächtigen Dachsteinkalkmassen der Juvavischen Decken bereits im Oberjura als Gleitmassen das Ablagerungsbecken der Oberalmer Schichten erreicht haben. Diese Vorgänge stehen sicherlich auch mit jurassischen Breccienbildungen im Salzkammergut in Zusammenhang (G. SCHÄFFER, 1976).

In der Unterkreide weicht diese pelagische Sedimentation wieder zunehmend einer klastischen – Vorboten größerer tektonischer Unruhe. Auch in den tonig-sandigen Roßfeldschichten des Salzburger Gebietes gibt es Olisthostrome und Olistholithe von Haselgebirge und Hallstätter Gesteinen (PLÖCHINGER 1974). Örtlich ereignen sich Faltungen, vornehmlich in den tieferen beziehungsweise nördlicheren Teilen der Kalkalpen. Stellenweise setzen die Sedimente der Mittelkreide diejenigen der Unterkreide fort, andererseits aber lagern sie nicht selten diskordant auf den älteren kalkalpinen Schichtgliedern. In unterostalpinen und gewissen, als penninisch angesehenen Bereichen im Westen ist die Fazies der couches rouges verbreitet.

3. Die Gebirgsbildung

a) Die altalpidische Orogenese

Alle diese Vorgänge waren die Einleitung für die kräftige „altalpidische“ oder „vorgosaunische“ Gebirgsbildung, die im Turon ihren Höhepunkt erreichte und ihre sichtbarsten Zeichen in den altalpidischen Kalkalpen hinterließ. Das Ergebnis war der erste ansehnliche alpidische Deckenbau in den Alpen (Abb. 3).

Eine Anzahl von Decken aus kalkalpinen Gesteinen, z. T. mit Teilen ihrer paläozoischen, schwach variszisch metamorphen Unterlage wurden übereinander und insgesamt auf das Kristallin der Zentralalpen mit seiner autochthonen Sediementhülle (Mittelostalpin sensu TOLLMANN, 1959) getürmt. Die damalige Anordnung ist in den heutigen Kalkalpen trotz kräftiger späterer Gebirgsbildungsvorgänge häufig noch gut zu erkennen und zeigt erstaunliche Parallelen zu den heutigen westlichen Zentralkarpaten (ANDRUSON, 1968). Als Deckenbasis fungierte die Gurktaler und Steinacher Decke, die nördliche Grauwackenzone und sicherlich auch das Grazer Paläozoikum. Hier wäre nebenbei zu erwähnen, daß der Verfasser kaum Zweifel hat, daß die sogenannte Raasbergfolge bei Anger und Voitsberg mit ihrer Position unter dem Grazer Paläozoikum zentralalpine Trias und die klastische Rannachserie unter der Nördlichen Grauwackenzone Permoskyth ist und daß beide als deckentrennendes Permomesozoikum zwischen dem liegenden Kristallin und der hangenden Grauwackenzone aufgefaßt werden müssen. Die von H. FLÜGEL (1960) und A. TOLLMANN (1959) vorgelegten Konzepte der Tektonik der Ostalpen werden somit unterstützt.

Der Stapel des altalpidischen Deckengebirges war immerhin so mächtig, daß das zentralalpine Mesozoikum in seinem Liegenden epimetamorph geworden ist. Diese Metamorphose ist auch im darunterliegenden Kristallin nachgewiesen worden

Profil I: Ausgangssituation für die jungalpidische Gebirgsbildung. Ca. Obereozän

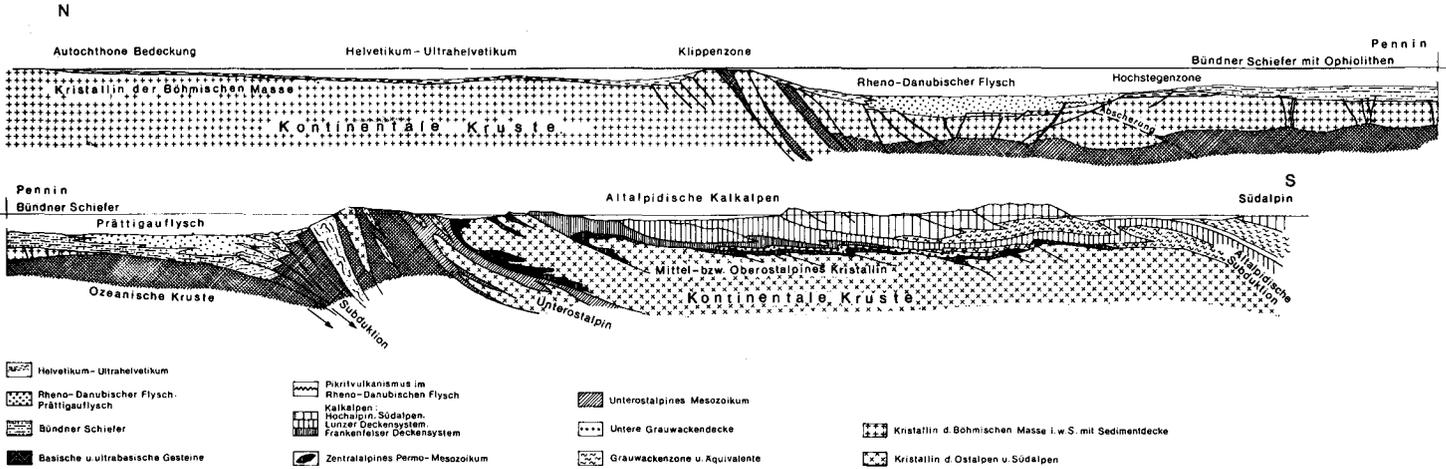


Abb. 3

und sicherlich kann man es ihrer Wirkung zuschreiben, daß manche Bewegungsbahnen im Kristallin nicht mehr sicher als variszisch oder gar alpidisch beweisbar sind. Radiometrische Alterswerte von Biotiten von rund 80 M. J. wurden sowohl in vielen Gebieten des Kristallins, als auch an Biotiten des Stangalm- und Brennermesozoikums gefunden.

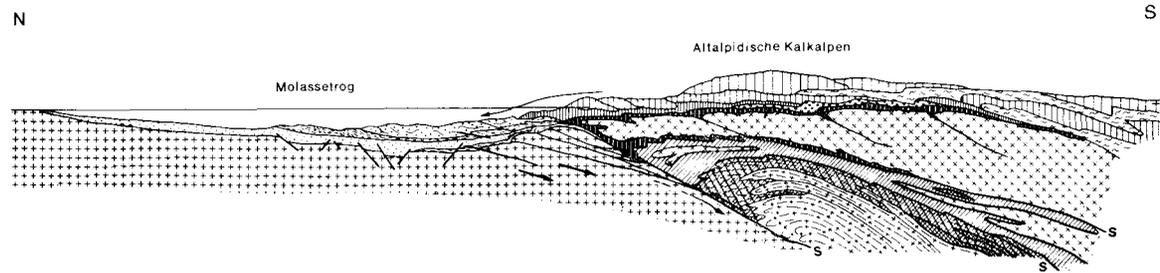
Die Wurzel der altalpidischen Kalkalpen ist heute nirgends zu sehen. Aber unter allen in Betracht kommenden Strukturen bietet sich doch am meisten die heutige Periadriatische Naht an. Wenige zweifeln, daß sie das Fehlen eines sicherlich beträchtlicheren Krustenstreifens anzeigt. Wenn man sie mit TRÜMPY als eine steile, erst in größerer Tiefe in eine Überschiebung übergehende Störung ansieht, könnte vieles hinunter entrückt sein; denn sie schneidet alpine Strukturen schräg auseinander, die ihrer Bildungstiefe nach mindestens 10 km auseinandergewesen sein müssen. Daß die Periadriatische Naht lange Zeit hindurch geologisch aktiv gewesen ist, zeigt allein schon das Aufsteigen der periadriatischen Eruptiva seit dem Jungpaläozoikum. Als Fortsetzung kommt vor allem die bedeutende Raablinie in Westungarn in Betracht.

Und wie kann es zur Zeit der altalpidischen Gebirgsbildung in den Nachbargebieten ausgesehen haben?

Im unterostalpinen Raum nördlich der Kalk- und Zentralalpen, bzw. im südlichen Randgebiet des im Jura gebildeten penninischen Ozeans, sind orogenetische Bewegungen wahrscheinlich. Die Unruhe zeigt sich in der Bildung einzelner mittelkretazischer Flyschtröge (Verspala-Flysch; R. OBERHAUSER, 1965), die indessen nur im Westen der Ostalpen nachgewiesen sind. Im ozeanischen Gebiet wurde sedimentiert, doch fehlen Altershinweise. Die Anfänge des Prätiagauflysches werden in diese Zeit gestellt. In der Unterkreide hatte die Bildung des Rhenodanubischen Flyschtroges begonnen, in dessen Sedimenten man als mittelbare Wirkung der altalpidischen Orogenese nur vermehrte Sandschüttung im mittelkretazischen Reiselberger Sandstein vermerkt. Im weiteren Raum des Helvetikums herrschte Ruhe und im künftigen Molasseraum werden Vorlandsedimente abgesetzt.

Als mögliche Spuren einstiger mit Plattentektonik zusammenhängender Ereignisse sind die schon bekannten Vorkommen basischer und ultrabasischer Vulkanite besonders interessant geworden. Zu ihnen zählen diejenigen im Klippen-Oberjura des Wolfgangseefensters und der Klippenzone bei Waidhofen a. d. Ybbs, sowie diejenigen der Mittelkreide der Flyschzone bei Kilb (N.-Ö.) und Wien. Chromit und Verwandte sind als Schwerminerale in der Mittelkreide der Kalkalpen verbreitet, ferner in der Arosazone, wo es im mittelkretazischen Verspala-flysch neben dem Chromit sogar Serpentinfragmente gibt. Am interessantesten für den Plattentektoniker dürfte aber der Nachweis von Glaukophan neben Chromit in der mittelkretazischen Walserbergserie bei Salzburg sein, der ein genaues Gegenstück in der Maninserie der Westkarpaten hat, weil er aus einer metamorphen Fazies stammen müßte, die bekanntlich speziell mit dem Vorgang der Subduktion in Beziehung gebracht wird. Die Lage der Glaukophan und Chromit führenden Ablagerung im nördlichsten Teil des Ablagerungsraumes der Kalkalpen legt eine Lieferung aus Norden nahe (Abb. 3).

Profil II: Während der jungalpidischen Bewegungen. Ca. Oberoligozän



Ostalpenprofil III (S. Prey 1976). Heutiger Zustand

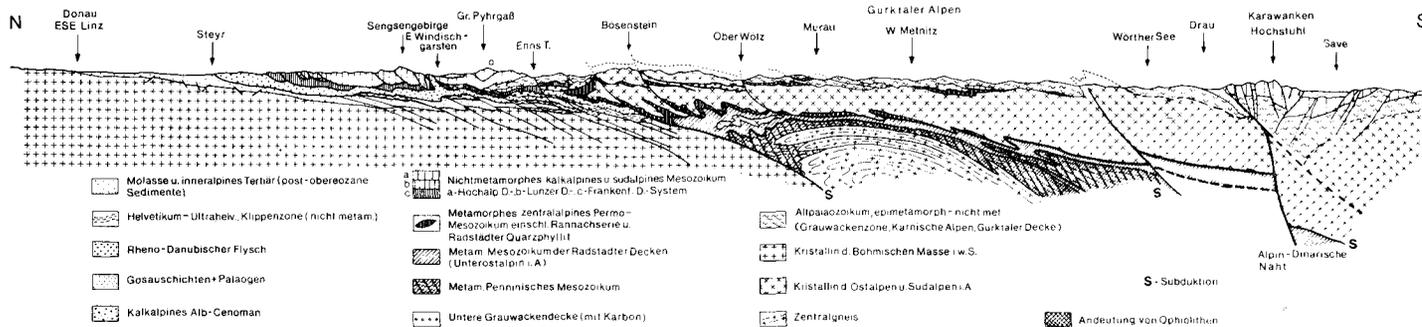


Abb. 4

Die Subduktionszone, aus deren Staubereich diese Schwerminerale stammen müssen, wäre am ehesten im damaligen Grenzgebiet von Pennin und Unterostalpin zu suchen (Abb. 3). Der altalpidische Deckenbau der Kalkalpen könnte auch als Teilereignis im Rücken dieser Subduktion gesehen werden. Ein aufgestauter Wulst aus verschiedenen Gesteinen, vermischt mit hochgebrachten Serpentiniten hat wohl hauptsächlich gegen Süden Sedimentmaterial und damit Chromit und kurzzeitig auch Glaukophan geliefert. Derselbe, sich sicherlich dauernd verändernde Rücken müßte auch die Exotika der kalkalpinen Mittelkreide geliefert haben; das übrige Material stammt aus den unter- und oberostalpinen Sedimentdecken selbst.

Die geringen Mengen von Chromit in der Mittelkreide der Flyschzone, die im Reiselsberger Sandstein mit reichlich Apatit verbunden sind, könnten sehr gut auch dem Pikritvulkanismus, sowie den jurassischen bis unterkretazischen Serpentiniten der Klippenzonen zugeschrieben werden, die mit dem Aufreißen des Flyschtroges zusammenhängen (Abb. 3). Der Schluß auf einen Zusammenhang mit der großen alpinen (penninischen) Subduktionszone ist keineswegs zwingend.

Im Unterostalpin könnte inzwischen der Deckenbau im Gange gewesen sein. TRÜMPY (1973) nimmt in der Oberkreide Bewegungen im Unterostalpin und Südpennin an. Leider fehlen im Verband der Radstädter und Semmeringdecken sichere Hinweise auf das Alter der Bewegungen, weil es keine sicher datierbaren jüngeren Gesteine gibt. Immerhin ergaben radiometrische Abkühlungsalter von Biotiten der Semmeringdecken altalpidische Werte (WIESENEDER & SCHARBERT, 1977). Über Bewegungen im Pennin der Tauern ist praktisch nichts bekannt.

Das altalpidische Deckengebirge verfiel einer raschen Abtragung und wurde im Coniac vom Meer überflutet. Dieses Meer vertiefte sich in der höheren Oberkreide und griff auch im Osten über etwas ältere Gosauablagerungen hinweg. Hinweise auf tektonische Bewegungen während der Oberkreide sind bekannt; sie führten örtlich auch zu Verlandungen und Kohlebildungen, besonders auffällig im Osten. Im Grenzgebiet Santon-Campan hörte auch die bisher charakteristische Chromitschüttung auf und machte einer granatführenden Schüttung Platz. Die bis ins Paleozän dauernde Sedimentation wurde von meist seichten Meeres-transgressionen im Eozän bis ins Unteroligozän gefolgt. Diese alttertiären Sedimentdecken wurden jedoch noch vor Einsetzen der jungalpidischen Hauptbewegung bis auf spärliche Reste wieder entfernt. Einer der größten dieser Reste ist das Inntal-tertiär. Verschiedene Unterschiede gegenüber der Vorlandmolasse (SCHNABEL, 1976) lassen es wahrscheinlich erscheinen, daß es im Oligozän noch nicht die heutige Nachbarschaft des von ihnen transgressiv bedeckten Kalkalpenabschnittes gegeben hat.

Im Südosten griff die Oberkreidetransgression, die dort später, nämlich im Oberconiac oder, deutlich erkennbar, erst im Campan begann, bis in die Trias oder sogar die Unterlage der nicht mehr erhaltenen Kalkalpen, nämlich das Grazer Paläozoikum, hinab. OBERHAUSER (1968, 1973) betont die engeren Beziehungen der Gosau der Kainach und von Kärnten zum ungarischen und dinarischen Raum, als zur Gosau der Nördlichen Kalkalpen und schließt daraus auf einen einstmals wesentlich größeren Abstand der Ablagerungsgebiete.

Vermutungen über oberkretazisch-alttertiäre Sedimentation im östlichen penninischen Raum gründen sich nur auf Analogien mit den Westalpen. Neuerdings muß die mögliche Vergleichbarkeit des „Tauernflysches“ im Pinzgau (S. PREY, 1975 b, 1977) mit Prätigau- und Oberhalbsteiner Flysch, die allerdings weniger metamorph sind, ins Blickfeld gerückt werden. Sie ist ebenfalls ein Hinweis dafür, daß oberkretazische oder gar alttertiäre Schichten im Tauernfenster enthalten sein können.

b) Rhenodanubischer Flysch und Helvetikum

Die Schichtfolgen des Rhenodanubischen Flysches reichen bis ins Alttertiär. Vermehrte Sandschüttungen im Maastricht und Paleozän, sowie ein Nordwärtswandern des Trogtiefsten deuten tektonische Unruhe an. Im Helvetikum der Ostalpen, das ebenfalls bis ins tiefere Obereozän reicht, gibt es im Westteil etwas Sandschüttung im Obersenon (Grünsande, Wangschichten). Im gesamten Nordteil treten im höheren Paleozän und Eozän extreme Seichtwasserbedingungen und Zufuhr klastischen Materials auf, die sich jedoch im südlichen Ultrahelvetikum nicht oder kaum, höchstens durch Breccienbildung abzeichnen. Dort ist die Meerestiefe immer größer geblieben. Die Annahme langgestreckter, durch Schwellen mehr/minder getrennter Tröge, die aus der Verteilung faziell unterschiedlicher Alttertiärschichten im Helvetikum und Ultrahelvetikum abgeleitet wird, wird hinfällig, wenn man ein intensives Wechselspiel wechselhafter Sedimentation, die oft räumlich begrenzt gewesen sein dürfte, und Erosion in Betracht zieht (S. PREY, 1975 a). Im westlichen Alpenvorland werden neuere Beobachtungen dahingehend interpretiert, daß die Sedimentation des nördlichen Helvetikums in die Vorlandsedimentation übergeht. Südlich der Böhmisches Masse fehlt manches, oder ist unter den Alpen verborgen und im Ostteil derselben erscheint eine etwas anders geartete Vorlandsedimentation.

Interessant sind die mit Klippenphänomenen verbundenen Flyschsedimente der Feuerstätter Decke, die dem Schweizer Sardonaflysch entsprechen, die in den heutigen Ostalpenraum nur ein wenig von Westen hereinreichen und deren Spuren sich schon vom Allgäu ostwärts gänzlich verlieren. Das Einsetzen, von M. RICHTER (1957) in der Unterkreide angesetzt, erscheint etwas zweifelhaft in Anbetracht des erheblichen gut nachweisbaren Maastricht-Paleozänanteils der Schichtfolge, die sich vor allem durch den letzteren vom (westlichen) Rhenodanubischen Flysch unterscheidet. Im Priabon erreicht die Flyschbildung noch nordwestlichere Räume, nämlich die des Helvetikums der Schweiz.

Im Rhenodanubischen Flysch, im Ultrahelvetikum und in großen Teilen des nördlicheren Helvetikums hört die Sedimentation spätestens im tiefen Obereozän auf, was man als Auftakt zu den jungalpidischen Bewegungen deuten kann.

Was das Andauern plattentektonischer Vorgänge zwischen den beiden Höhepunkten der alpidischen Orogenese betrifft, ist zuerst die bekannte Chromitschüttung und die in der Windischgarstener Gosau gefundenen Serpentinitsplitterchen in den coniac-santonen Gosauschichten hervorzuheben. Dann verschwindet der Chromit und Granat tritt an seine Stelle (OBERHAUSER, 1973). Erst im Eozän der Kalkalpen erscheint wiederum Chromit und zwar in einer Menge, die eine reine Umlagerung aus Gosauschichten auszuschließen scheint. In der ultra-

helvetischen Buntmergelerde der Klippenhülle kommen in paleozänen Blockschichten mit Klippenmaterial Blöcke von Serpentin und Ophicalcit vor, und im Mitteleozän bei Rogatsboden gibt es oft große Blöcke pikritartiger Vulkanite. Herkunft und Alter somancher verstreuter Ultrabasischollen in der Buntmergelerde sind fraglich. Jedenfalls aber fehlt Chromit nach WOLETZ (1967) im Prätigau- und Oberhalbsteiner Flysch, im Tauernflysch, im senonen bis alttertiären Rhenodanubischen Flysch und im Helvetikum. Basische Vulkanite sind charakteristisch für die Hörnleinschichten im Bereich der Feuerstätter Decke, doch konnte deren Alter bisher noch nicht exakt bestimmt werden.

Die Frage der ursprünglichen Position des Rhenodanubischen Flyschtroges soll im Rahmen des folgenden Kapitels diskutiert werden.

c) Die jungalpidische Orogenese

Damit stehen wir vor der Ausgangsposition für die zweite wichtige Gebirgsbildungsperiode, die jungalpidische, die ihren Höhepunkt im Egerien erreichte. Von ihr am stärksten betroffen wurden nunmehr das Penninikum und Unterostalpin, Rhenodanubischer Flysch, Helvetikum, die südliche Molasse, Teile des Kristallins über dem Penninikum und nocheinmal die Nördlichen Kalkalpen mit der Grauwackenzone (Abb. 4).

Wie sieht jetzt die Ausgangsposition aus? Es wurde versucht, sie in einem schematischen Profil zu skizzieren (Abb. 3).

Noch weit im Süden lagen die Nördlichen Kalkalpen als von Gosau- und Alttertiärmeer angenagter Deckenstoß auf dem Kristallin der Zentralalpen – genauso, wie heute die Westkarpaten es zeigen, wo allerdings die Gosauschichten eine geringe, das zentralkarpatische Paläogen hingegen eine große Rolle spielen. Nördlich anschließend wird man die postulierte große alpine Subduktionszone suchen müssen, die Unterostalpin und südliches Pennin umfaßte. Wieweit im Penninischen Ozean des Ostalpenraumes ozeanische Kruste vorhanden war, ist allerdings ungewiß. Für die Westalpen spricht man von Bereichen mit reduzierter kontinentaler und Bereichen mit echter ozeanischer Kruste. Auf alle Fälle muß man im Auge behalten, daß Gesteine der kontinentalen Kruste, wie Trias, Perm oder Kristallin als Basis der Bündnerschieferdecken häufig vorkommen, andererseits aber die Fülle von Ophiolithen der Schieferhülle auf die Nähe ozeanischen Materials hinweisen. Es kann hier kurz eingeflochten werden, daß die Serpentine des Reckners (Tartaler Köpfe, Tirol) mit einer Formation aus Radiolariten und sandig-brecciösen Aptychenkalken verbunden sind; ähnliches beschreibt LEMOINE (1972) aus den Ligurischen und Südfranzösischen Alpen und deutet sie als Reste ozeanischer Kruste. Im Berührungsbereich gibt es übrigens auch Schiefer mit Alkalihornblenden und Stilpnomelan („Glaukophanschiefer“). In diesem Zusammenhang wird von FISCHER & NOTHAFT (1954) auf die Ähnlichkeit mit Gesteinen der Plattadecke der Ostschweiz hingewiesen. Der penninische Ozean war im Norden mit dem Ablagerungsraum des Helvetikums verbunden.

Wichtig ist die Frage nach dem Entstehungsort des heute als wurzellose Schubmasse am nördlichen Alpenrand liegenden Rhenodanubischen Flysches (Abb. 3, 4). Die Mehrzahl der Geologen möchte ihn im penninischen

Raum, ebenso wie den Prätigauflysch entstanden wissen. Gegenüber dem Prätigauflysch ist doch eine Anzahl von Unterschieden im stratigraphischen Aufbau, als auch der Schwermineralgehalte im Rhenodanubischen Flysch hervorzuheben, die eine allzugroße Nähe der Entstehungsorte etwas unwahrscheinlich macht. Demgegenüber möchte der Verfasser auf Grund geologischer Befunde folgende Verknüpfung als diskutabel ansehen: Aus dem Helvetikum leiten Übergänge zu dem in Südrichtung tiefer werdenden Meer des Ultrahelvetikums, das mit der Grestener Klippenzone verbunden ist. Noch weiter südlich könnte in einem tiefsten Teil des Meerestrogos der Rhenodanubische Flysch gebildet worden sein. Seitdem die Klippen von St. Veit als Reste des ehemaligen Untergrundes des Flysches erkannt sind und konkrete Hinweise dafür existieren (mündl. Mitteilung von W. SCHNABEL, S. PREY, 1976), daß diese bruchstückweise zumindest bis in die Gegend von Ybbsitz reichen, und zwar *n e b e n* der Grestener Klippenzone mit echter Buntmergelserie als Hülle, dann kann auch die bekannte Ähnlichkeit der vor-mittelkretazischen Serien beider Klippenzonen für eine einstige Nachbarschaft als Argument angeführt werden. Ferner kann man die Verhältnisse in Liechtenstein unschwer auch so sehen, daß der Rhenodanubische Flysch unter den mit dem Prätigauflysch verwandten Vaduzer- und Triesener Flysch unterzutauchen scheint. Im Tauernfenster nimmt der ebenfalls dem Prätigauflysch verwandte „Tauernflysch“ eine Position nahe dem Nordrand des Penninikums ein (S. PREY, 1977).

Wenn man mit FRISCH (1974) die Verknüpfung der Hochstegenzone des Tauernfensters mit dem Raume des Helvetikums für wahrscheinlich hält, dann sollte man auch an eine Lage des Rhenodanubischen Flyschtroges nördlich der Hochstegenzone denken. Das könnte als ein Aufreißen eines Grabens in der nördlichen Kontinentalscholle geschehen sein (Abb. 3), und man könnte prüfen, ob nicht für diesen eine dem Valaise-Trog ähnliche Position in Frage käme. Die Ränder des Grabens waren labile Zonen, von denen der Nordrand geeignet gewesen ist, die Grestener Klippenzone zu bilden.

Eines der wichtigsten Ereignisse zu Beginn der jungalpidischen Bewegungen war die offenbar rasche Bildung und Einsenkung des Molassetrogos im obersten Obererzän. Im Vorland folgen über limnischen und flachmarinen Basisbildungen rasch hochmarine Sedimente größerer Wassertiefe, im Süden sogar begrenzte Flyschbildungen, wie sie als transportiertes Relikt in Rogatsboden erhalten sind. In den Ostalpen herrschen überall zwischen dem Flysch und Helvetikum einerseits und den Sedimenten des Molassetrogos andererseits Schichtlücken und es ist kein vermittelnder priaboner Flysch bekannt. Die rasche Vertiefung des Molassetrogos war von dem Beginn der antithetischen Bruchstrukturen begleitet. Durch seine große Tiefe wurde das Gefälle für die durch die alpine Subduktion ausgelöste Schwerkraft-Gleittektonik der Flyschzone und der Kalkalpen geschaffen. Abb. 4 zeigt ein Zwischenstadium der Gebirgsbildung und den heutigen Zustand.

Der Beginn der jungalpidischen Bewegungen wird am Südrand des westalpinen Pennins als oberkretazisch mit dem Auftreten der Glaukophanschieferfazies datiert, die aber in den Ostalpen noch nicht allgemein gesichert ist. Jedenfalls ist man dabei, mehr Material zu sammeln. So hat z. B. HÖCK (1974) in der Glocknergruppe in Knotenschiefern enthaltene Pseudomorphosen als solche nach Lawsonit gedeutet. Es sind offensichtlich wenig Gesteine und Relikte aus dieser

Zeit erhalten, obwohl anzunehmen ist, daß die Bewegungen zwar verlangsamt, aber nicht zum Stillstand gekommen waren. Das Unterostalpin und die Kristallinmassen der Ostalpen setzten sich vermutlich mit gesteigerter Geschwindigkeit gegen Norden in Bewegung und letztere trugen die altalpidischen Kalkalpen auf ihrem Rücken mit. Ungefähr im Oligozän erfolgte der endgültige *Zuschub* des *Tauernfensters*, des Engadiner und des Rechnitzer Fensters. Die charakteristische epi- bis mesozonale Metamorphose (Grünschiefer- bis höchstens Amphibolitfazies) entstand unter Durchbewegung, hoher Belastung und Wärmeeinwirkung unter dem mächtigen sich darüber schiebenden Deckengebäude. Der Rheno-danubische Flysch wurde aus seinem Trog ausgepreßt, über das Helvetikum verfrachtet und beide begannen in den Molassetrog zu gleiten. Schließlich machten sich größere Teile der altalpidischen Kalkalpen am Rücken des Kristallins los und wanderten ebenfalls nach Norden ab, wobei sie als schweres Antriebsgewicht Flysch und Helvetikum weiter mitrissen, z. T. überschoben und über die Molasse beförderten, die selbst auch noch in Schuppen und Lamellen zerlegt und gefaltet wurde. *Stillstand trat im wesentlichen im Ottningien ein, abgesehen von kleinen Nachbewegungen.*

Für den Ablauf der Überschiebung von Helvetikum, Flysch und Kalkalpen über die Molasse, die am ehesten eine Schwerkraft-Gleittektonik ist, gibt es einige Zeitmarken. Die groben Blockschichten in den Deutenhausener Schichten der Vorarlberger Molasse bezeugen die Nähe der Feuerstätter Decke im tiefsten Oligozän. Im unteroligozänen Flysch von Rogatsboden, der aus einem weit südlicheren, heute unter den Alpen begrabenen Trogteil stammt, konnten Eingleitungen von süd-ultrahelvetischer Buntmergelserie beobachtet werden. Außerdem gibt es in den vermutlich jüngsten Schichten zahlreiche umgelagerte Globotruncanen und Nummuliten, die ein Freiliegen größerer Areale von Helvetikum zu dieser Zeit bezeugen. Im jüngeren Egerien von Bad Hall in Oberösterreich sind Breccien mit Blockmaterial von Helvetikum und Flysch bekannt, die von ziemlich nahe an den heutigen Alpenrand herangebrachten Deckenstirnen stammen müssen. Der letzte Akt ist in der Molasse bei Tulln in Niederösterreich abgebildet, wo grobes (rhenodanubisches) Flyschgeröll in Sedimenten des Eggenburgien vor dem Flyschrand liegt (S. PREY, 1971).

Bei diesem Abgleiten von den Zentralalpen ist in den Kalkalpen trotz neuerlicher Faltungen und Übergleitungen die vorgosauische Deckenordnung häufig noch erkennbar geblieben. Aber es entstanden auch neue Strukturen, wie etwa der Tirolische Bogen oder die Weyerer Bögen, um nur die größten unter zahlreichen kleineren zu nennen. Denselben Mechanismus muß man die markanten Störungszonen vom Wolfgangsee und von Grünau-Windischgarsten zuschreiben, an denen die Flyschfenster aufbrechen. In den oft dachziegelartig angeordneten Decken sind bekanntlich Gosauschichten als Anzeiger jungalpidischer Tektonik von großer Bedeutung.

Den hochwillkommenen Beweis für die Überschiebung der Kalkalpen über Flyschzone und Vorlandmolasse erbrachte die *Bohrung Urmannsau* bei *Gaming*. Unter der mehrgeteilten Kalkalpenschubmasse wurden Flysch, Ultrahelvetikum, ältere und jüngere Molasse, sowie schließlich Kristallin der Böhmisches Masse erbohrt (A. KRÖLL u. G. WESSELY, 1967).

4. Die Herleitung der Kalkalpen

Ein wichtiges Problem wird derzeit immer noch diskutiert, nämlich das der Herleitung der Kalkalpen. Die Sache ist komplizierter geworden, seitdem man weiß, daß der Drauzug nicht die Wurzelzone der Nördlichen Kalkalpen, sondern nur eine synklinale Einfaltung ist. Man ist sich aber nicht einig, ob die Kalkalpen nördlich oder südlich vom Drauzug beheimatet waren. Im Westen wird diskutiert, ob die Kalkalpen nicht sogar unter, bzw. einst nördlich der Silvretta gelegen gewesen wären. Sicher ist nur, daß man bei allen Konzepten mit großen Massen verschwundenen kalkalpinen Untergrundes rechnen muß!

Der Verfasser ist der Ansicht, daß man den Fingerzeig berücksichtigen sollte, den uns die zentralen Westkarpaten mit ihren unübersehbaren Parallelen mit unseren Alpen geben und die ein Modell abgeben für den einstigen altpaläozoischen Deckenbau der Kalkalpen.

Die zentralen Westkarpaten besitzen folgenden Bauplan (BYSTRICKÝ, 1973): Auf dem zentralkarpatischen Kristallin mit autochthoner Sedimenthülle, die bis ins Cenoman reicht, den Tatriden, liegt die Deckengruppe der Fatriden, deren Haupteinheit die altbekannte Križnadecke ist. Sie wird durch Untertriasquarzit und Keuperfazies charakterisiert, die im Süden in Hauptdolomitfazies übergeht. Darüber liegt die Deckengruppe der Graniden, oder der Chočdecke i.w.S. mit typischen kalkalpinen Merkmalen, die öfter eine jungpaläozoische Basis besitzt. Als Herkunftsgebiet dieser heute wurzellosen Decke gilt das Gebiet südlich der Veporiden, das heute von den Gemeriden überschoben ist. Diese höchste Einheit, die Gemeriden, hat eine unserer Grauwackenzone entsprechende Basis, mächtigere Werfener Schichten und Dachsteinkalk- bzw. Riffkalkentwicklung in Verbindung mit Hallstätter Gesteinen, die also etwa den Schichtfolgen unserer Kalkhochalpen entspricht. Unter dem Deckenstapel trat eine schwache Metamorphose auf, die kürzlich auch im dortigen liegenden Kristallin nachgewiesen wurde.

Ein Vergleich Ostalpen – Westkarpaten müßte etwa so aussehen, daß unser zentralalpines Mesozoikum auf dem Kristallin grob den Tatriden, Südeile der Križnadecke und die Chočdecke unserem Frankenfelder und Lunzer Deckensystem und schließlich die Gemeriden unseren Kalkhochalpen entsprechen. Letztere nehmen hier wie dort die höchsten Positionen im Deckenbau ein.

So gesehen bietet sich als Konzept an, schon die tiefere Decke der östlichen Grauwackenzone mit ihrem Oberkarbon, die Steinacher, die Gurktaler Decke, sowie die höhere Decke der Grauwackenzone mit dem Grazer Paläozoikum als ehemalige Basen kalkalpiner Decken anzusehen; die berühmte, zwischen den beiden Decken der östlichen Grauwackenzone gelegene Norische Überschiebung muß schon deshalb als alpidisch und nicht variszisch angesehen werden, weil postvariszische Sedimente in die Tektonik einbezogen sind. Vielleicht gelingt es noch einmal, hier Reste von Trias nachzuweisen!

Die jungalpidischen Bewegungen verursachten weitere Komplikationen, indem unter der Gurktaler und Steinacher Decke und über dem metamorphen zentralalpines Mesozoikum nichtmetamorphe kalkalpine Deckenreste eingeklemmt wurden. Die Metamorphose des zentralalpines Mesozoikums ist altpaläozoisch und geht

aus Abkühlungsaltern von ca. 80 M. J. hervor. Auch in jenen Gebieten, wo keine zentralalpine Trias vorhanden ist, sollte man nach dem Ausstrich der Schubbahn der Gurktaler Decke suchen, die im Osten, wie auch in den Stubai-er Alpen die Hauptüberschiebungsbahn der Nördlichen Kalkalpen und ihrer Basis, darstellt. Das entspricht grundsätzlich etwa den von FLÜGEL (1960), TOLLMANN (1959) und früher von W. SCHMIDT (1921, tektonische Skizze Seite 114*) vorgelegten tektonischen Konzepten.

Was nun die Ablagerungsräume der kalkalpinen Decken betrifft, so ergibt der Anschluß an das zentralalpine Mesozoikum im Süden eine logische Abfolge. Das mittelostalpine Kristallin (sensu TOLLMANN) ist zu dicht mit Vorkommen von Resten zentralalpinen Permomesozoikums besetzt, als daß man hier noch andere Serien unterbringen könnte. Die weitere Reihung gegen Süden: Frankenfeser-Ternberger, Lechtal- und Inntal-, sowie Lunzer-Reichraminger Decke, dann Ötscher-, hochalpine Decken und Hallstätter Raum ist klar. Das südalpine Mesozoikum schloß im Südast des Bogens der Faziesräume unmittelbar an das nordalpine an (Abb. 1, 2, 5, 6).

Wie paßt nun der Südrand der Nördlichen Kalkalpen zum Drauzug? Wie paßt der Drauzug in das System?

Die Hallstätter Fazies wird als randlicher Absatz des offenen Meeres südlich eines Riffgürtels angesehen. Trotzdem man für diese Fazies einen größeren Ablagerungsraum voraussetzen muß, ist sie größtenteils verschwunden. Die einstige Hauptverbreitung ist wohl im Südosten zu suchen. Selbst wenn man sich die Kalkalpen in ihre altalpidische Position auf den Zentralalpen versetzt denkt, bleibt zwischen ihnen und dem Drauzug viel zu wenig Platz für ein offenes Meer. Es gibt manche Stimmen, die die beste Harmonie des Drauzuges mit den Nordtiroler Kalkalpen hervorheben. Andererseits sind die Übereinstimmungen mit den Südalpen doch nicht so groß, daß die Annahme einstiger enger Nachbarschaft zwingend wäre. Viele der Gemeinsamkeiten sind ja bekanntlich über oft kontinentale Räume zu erkennen. Jedenfalls aber paßt die Hauptdolomitfazies des Drauzuges weder zur Dachsteinkalkfazies der benachbarten Südalpen, noch zur Dachsteinkalkfazies am Südrand der Nördlichen Kalkalpen. Wenn man die Profilsäulen der Abb. 5 durcheinanderzubringen versucht, wird man eine unlogische Verknüpfung erhalten. Eine Studie von O. SCHULZ (1970) über die karnischen Schichten unterstreicht einerseits die Beziehungen zu den Nordtiroler Kalkalpen, andererseits aber wesentliche Unterschiede zu den Südalpen.

Die Schichtfolge des Drauzuges paßt also weder zum zentralalpinen Mesozoikum, noch zu den ihm im Norden und Süden gegenüberstehenden Rändern der östlichen Kalkalpen und der Südalpen. Er wirkt als Fremdkörper. Geht man aber von dem altalpidischen Deckenbau aus, dann kann man den Drauzug als beim tertiären Abwandern der Kalkalpen liegengeliebenes Bruchstück derselben kalkalpinen Decke deuten, zu der auch die Nordtiroler Kalkalpen gehören. Seitenverschiebungen dürften auch im Spiel gewesen sein. Die

*) Vor allem Unterscheidung einer Grauwackendecke (verbunden mit den Kalkalpen) von einer Muralpendecke über einer tieferen Semmeringdecke; dort stecken allerdings gravierende Fehler.

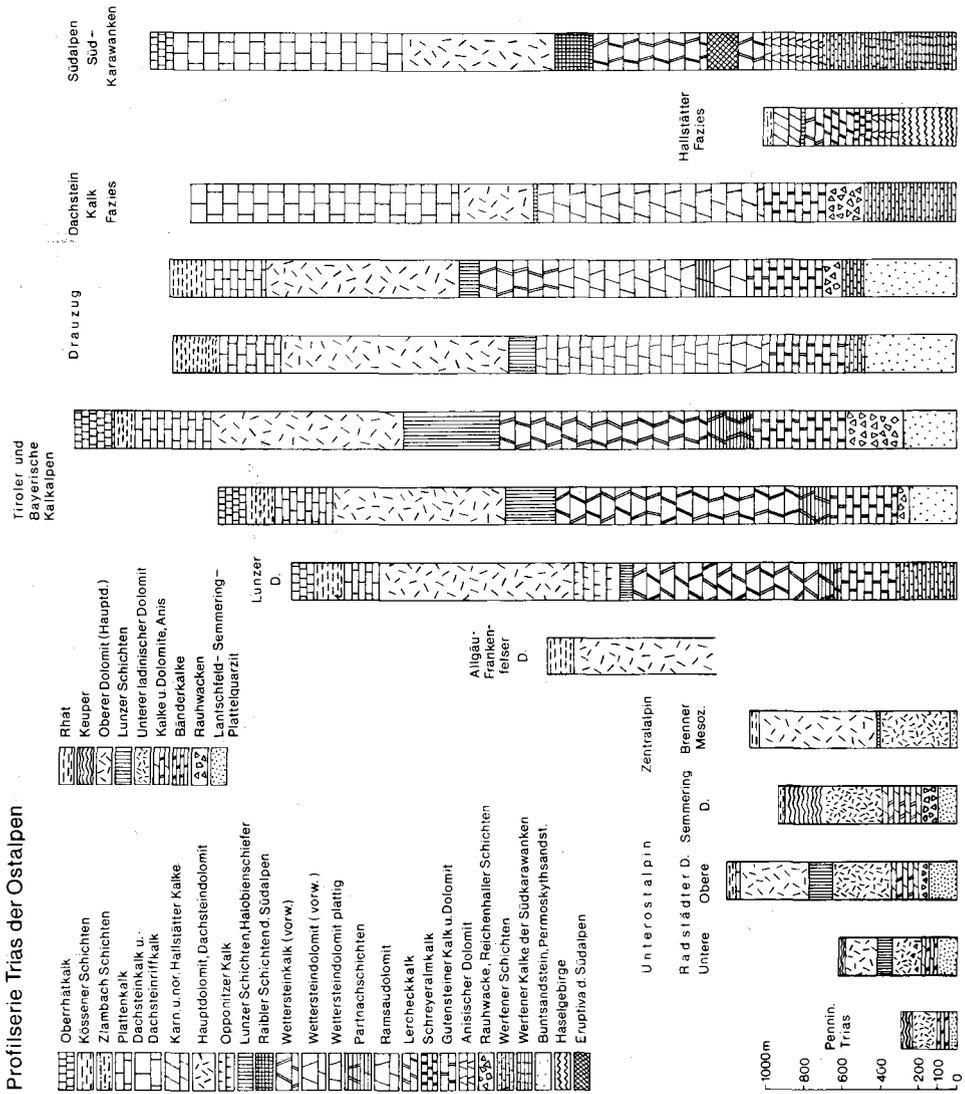


Abb. 5

Ablagerungsräume der Kalkalpendecken wären demnach zu einem kleinen Teil noch nördlich, hauptsächlich aber südlich von dem des Drauzuges bis zu der heute in der Alpin-dinarischen Naht verborgenen Wurzelzone zu suchen.

Wenn man konsequenterweise das metamorphe Paläozoikum unter dem Drauzug, aber auch der St. Pauler und Ebersteiner Trias als alte Basis der Kalkalpen auffaßt, dann wäre, wie gesagt, die Überschiebungsbahn in vielen Fällen erst zu suchen. Hier muß mit einer Verschleierung durch die altalpidische Metamorphose gerechnet werden.

Das eben dargelegte Konzept für die alt- und jungalpidischen Kalkalpen ist ohne weiteres anwendbar bis westlich vom Brennerpaß. Ganz im Westen ergeben sich Schwierigkeiten, wenn man die Verschiedenheit der Ducan- und Brennertrias berücksichtigt, wobei die Gleichstellung von Silvretta- und Ötztaldecke wohl als gesichert gelten muß. Bei Betrachtung der stratigraphischen Verhältnisse der Ducantrias (H. EUGSTER, 1923) und der für Vergleiche in Betracht kommenden Triasserien der Umgebung, sowie der Mächtigkeiten nach der Literatur, kann vorsichtig geschlossen werden, daß die Ähnlichkeiten zu der Trias der Engadiner Dolomiten und des Ortlers doch größer sind, als zu den Südalpen und den Nordalpen. Gegenüber dem Brennermesozoikum müßte eine gewisse Änderung des Aufbaues und der Mächtigkeit eingetreten sein. Wenn man auch die Ducantrias als im großen Verbreitungsgebiet der Hauptdolomitfazies westlich des Riffbogens gelegen annimmt, dann könnte diese Konfiguration wie in Abb. 1 angedeutet ausgesehen haben. Ducan- wie Brennertrias wären der Stellung nach „zentralalpin“, wie sicherlich auch Engadiner Dolomiten und Ortlertrias. Im Kärntchen sind Arosler Dolomiten, Aela, Ducan, Engadiner Dolomiten und Ortlertrias an den Außenrand der Hauptdolomitfazies gestellt worden, womit die Bedeutung des Hauptdolomites hervorgehoben werden soll. Aber ebensogut könnten sie an den Südrand des westlichen Zentralalpins gelegt werden. Alle zeigen Spuren starker tektonischer Beanspruchung und in geeigneten Gesteinen (meist Basis) Anzeichen leichter Metamorphose. Die Verbindung zwischen beiden kann über die am Nordrand liegende Thialspitz-Zone hergestellt werden. Auch hier müßten die Nordtiroler Kalkalpen in zwei Hauptetappen über die Zentralalpen gewandert sein mit einer Basis aus Phyllitgneis und Paläozoikum. Vermutlich aber ist der mächtigere Streifen, in dessen Liegenden altalpidische Metamorphose auftrat, von den Stubaier Alpen gegen Südwesten abgebogen. Vielleicht kann er einmal genauer abgegrenzt werden, wenn auch im Ötztal-, Silvretta- und Ortlergebiet die Verbreitung von radiometrischen Biotit-Abkühlungsaltern genauer bekannt sein wird. Derzeit deutet sich im südlichen Ötztal (SCHMIDT et al., 1967) und allersüdlichsten Silvrettakristallin (GRAUERT, 1969) eine Verjüngung der Biotite an, die vermutlich altalpidisch ist. Es scheint so zu sein, daß der Nordrand des Einflußbereiches der altalpidischen Metamorphose bogenförmig nach Südwesten abschwenkt, vielleicht auch ihre Wirksamkeit abnimmt und damit anzeigt, daß das oberostalpine Deckensystem hier überhaupt allmählich zuendegegangen ist. Die Vergleiche der Triasbildungen der westlichen Ostalpen ergeben, daß die Beziehungen der Nordalpen zu den Südalpen auch hier größer sind, als zu den Zentralalpen, weshalb eine „subsilvrettide“ Herkunft der Kalkalpen unwahrscheinlich ist, abgesehen von den Konsequenzen im Ostteil der Ostalpen, die keine Anhaltspunkte für eine solche Beheimatung der Kalkalpen geliefert haben.

5. Bemerkung zur Verkürzung in den Ostalpen

Und nun wieder zurück zum Penninikum!

Der Untergrund der penninischen Serien, war er nun ozeanische oder teilweise reduzierte oder ozeanisierte sialische Kruste, ist bei dem vor rund 40–50 M. J. erfolgten endgültigen Zuschub des Tauernfensters größtenteils konsumiert und subduziert worden. Das heutige Bild ist das einer Kollision von Kon-

tinente n und ist damit wieder ähnlich dem der älteren Geologen. Von den vermutlich weit über hundert Kilometer breiten Sedimenten des „Penninischen Ozeans“ ist nur ein einige Zehnerkilometer breiter, allerdings tektonisch äußerst komplizierter Streifen übriggeblieben und vom Helvetikum und Ultrahelvetikum sind es in den Ostalpen nur recht kümmerliche Reste. Unter dem Eindruck geophysikalischer Befunde beginnt man sich jetzt allgemeiner mit größeren Überschiebungsweiten der Alpen über die Vorlandmolasse zu befremden. Einen Betrag von etwa 50 km kann man durchaus für wahrscheinlich halten, wenn es auch möglich ist, daß weiter innen größere Teile weggeschert, mittransportiert und dann oft abgetragen, oder auch subduziert worden sind. Die Weite der Wanderschaft der Nördlichen Kalkalpen in jungalpidischer Zeit wird durch die schon erwähnte Einwicklung kalkalpiner Einheiten zwischen z. T. altalpidisch metamorphe unterstrichen. SPENGLER (1959) hat die Summe der Verkürzung während der alt- und jungalpidischen Bewegungen der Kalkalpen, je nach Profil auf ein Drittel bis ein Fünftel geschätzt, doch dürfte sie größer gewesen sein, wobei viele Zwischenstücke, die nicht abschätzbar sind, langen Erosionszeiten zum Opfer gefallen sein können. Die Verkürzung im Kristallin ist derzeit noch kaum richtig abzuschätzen.

Ein Schema der Ablagerungsräume soll Abb. 6 vermitteln.

6. Die Jungtektonik

Während des Vordringens der Decken und nach dem etwa im Ottnangien erfolgten Stillstand der Deckenbewegungen wurde das Molassebecken mit Sedimenten größtenteils alpiner Herkunft aufgefüllt. Die jüngsten sind limnisch-fluviatil und miopliozänen Alters. Nur im Osten erreichte das Meer von Südosten her noch das Alpen- bzw. Karpatenvorland. Hier sind die Schichten des Karpatien noch ein wenig von Schubbewegungen beeinflusst worden, wie die Erforschung der Waschbergzone gezeigt hat. Im Badenien erfolgte der Einbruch des Wiener Beckens, wie es sich heute zeigt. Dieses, wie auch das Steirische Becken stand unter allmählich aussüßender Meeresbedeckung bis ins Pliozän. Die jungtertiäre Geschichte ist übrigens sehr wechselvoll gewesen. Auf den im Karpatien und Badenien verbreiteten andesitischen Vulkanismus muß deshalb besonders hingewiesen werden, weil er von ungarischen Geologen als Folge der Karpaten-Subduktion aufgefaßt wird. Letzte Ausläufer dieses Vulkanismus sind pliozäne Basalte. Die ebenfalls jungen andesitischen Vulkanite im nördlichen Randgebiet der Südalpen in Jugoslawien könnten in ähnlicher Weise der alpinen Subduktion als westlicher Fortsetzung der Karpaten-Subduktion zugeschrieben werden, die ihrerseits wieder in die Tauernüberschiebung fortsetzt.

Im Inneren der Alpen bildeten sich hauptsächlich mit limnisch-fluviatilen Ablagerungen gefüllte, störungsbegrenzte langgestreckte Becken, die oft Kohlenlager führen. Als besonders interessant wäre das Ennstaler Tertiär anzuführen, weil die begrenzenden Störungen gegen Westen in die junge Nordrandstörung des Tauernfensters übergehen. Man könnte in diesen Becken ein gestaffeltes Störungssystem von einiger Bedeutung sehen – vielleicht Nachbewegungen der Subduktion. Es beginnt im Wiener Becken in der Lasseer und Moosbrunner Senke,

Ablagerungsräume der Ostalpen

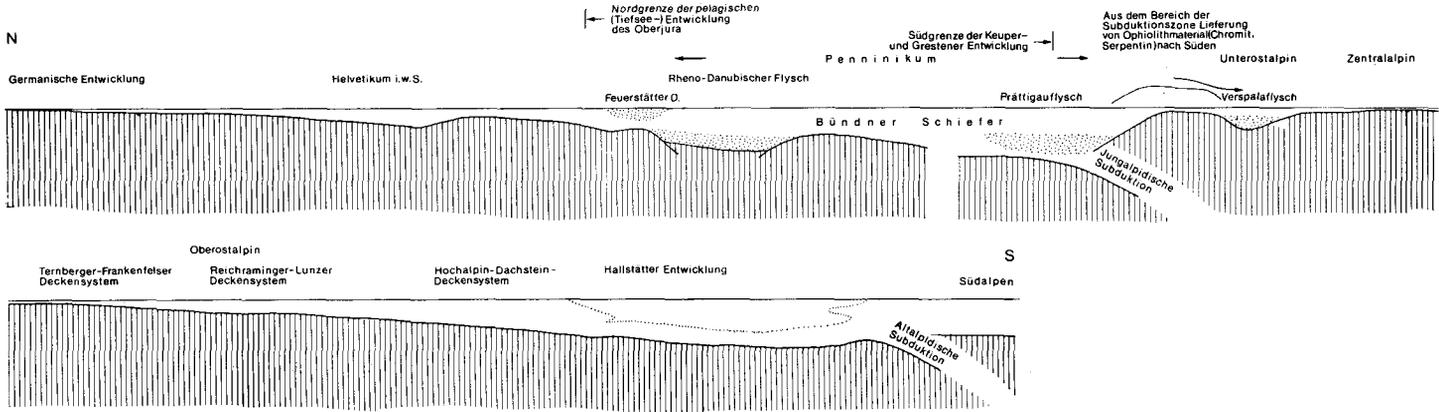


Abb. 6

die als Senkungsgebiet bis in jüngste Zeit aktiv waren und, im Verein mit der Semmering-Mürzlinie, heute noch als Bebenlinien bekannt sind. Die Fortsetzung zöge durch das Murtal, gestaffelt durch das Ennstal und den Pinzgau und schließlich noch einmal gestaffelt ins Inntal, wo man zuletzt sogar eine Verbindung zum Churer Lineament vermuten könnte.

Ebenfalls jung ist die nordgerichtete Überschiebung der Karawanken über obermiozäne Schichten im Kärntner Becken, die sogar den Drauzug kreuzt und in die Pusterer Linie mit Fortsetzung in der Judicarien- und Tonalelinie übergeht. Allerdings sind junge Tertiärschichten auch an der Periadriatischen Naht in den Karawanken eingeklemmt. Das unterstützt die Meinung, daß sie heute eine junge steilstehende und tiefgreifende Störung ist, die auch das Pennin in große Tiefe verstellt hat und daß dieses in großer Tiefe unter den Südalpen weiter fortsetzt. BÖGEL (1974) möchte ihr mit Recht den Rang eines Lineamentes einräumen. Weitere junge Störungen, die z. T. sehr bedeutend sind, wie das Lavanttaler Störungssystem, müssen erwähnt werden.

Nach Fertigstellung des Deckenbaues begann sich die Region des Tauernfensters aufzuwölben, Abtragung und Abkühlung setzte ein. Die hierfür ermittelten radiometrischen Daten bewegen sich um etwa 20 M. J. Mit diesen Abkühlungsdaten und der Meldung des Auftretens tauernmetamorpher Minerale bereits im Unteroligozän der Molasse, die eine Öffnung schon zu dieser Zeit anzuzeigen scheint, besteht ein offensichtlicher Widerspruch! Ferner steht das in Widerspruch zu den altbekannten Befunden, daß in dem nur wenige Kilometer vom Tauernfensterrand entfernten Untermiozän des Lungaues sowie im Ennstal-tertiär, das, wie gesagt, an der Tauernnordrandstörung eingezwickelt ist, keinerlei Gesteinskomponenten aus dem Tauernfenster bekannt sind. Die daraus abzuleitende spätere Öffnungszeit paßt besser zu den radiometrischen Daten. Die in Schwermineralspektren gefundenen Mineralien der „Tauernmetamorphose“ müssen daher älteren Metamorphoseakten zugeschrieben werden; das überzeugendste Beispiel sind die Glaukophane aus der Mittelkreide der Walsbergserie. Durch Metamorphose entstandene Minerale können nur bedingt für solche Datierungen herangezogen werden, weil sie auch durch ältere oder anderswo vor sich gegangene Metamorphoseakte unter gleichen Bedingungen gebildet worden sein können.

Die Heraushebung machte die Alpen erst zu dem heutigen Gebirge. Es bildete sich das heutige Talnetz, das schließlich durch die Eiszeiten, ihre Wirkungen und Ablagerungen charakteristische Prägungen erhalten hat.

Der Werdegang der Ostalpen konnte nur lückenhaft skizziert werden. Kein Wunder, wenn man die vielfältigen Faziesdifferenzierungen, die mehrmaligen, teilweise mit fossilvernichtenden Metamorphosen verbundenen Deckenbewegungen oft gewaltigen Ausmaßes, sowie die Eingriffe von Erosion und Meerestransgressionen in Betracht zieht. Noch detailliertere Forschungen und Diskussionen werden weitergehen. Was die Anwendung der Plattentektonik für die Alpen betrifft, so halte ich sie für sehr fruchtbar, nicht zuletzt deshalb, weil die heutigen Erfahrungen der Plattentektonik bereits eine so gewaltige Größe der Vorgänge erkennen lassen, daß wir bei Annahme auch sehr großer Überschiebungsweiten und größerer Breiten der Ablagerungsräume, wie auch bei der Einschätzung des Tempos mancher tektonischer Vorgänge in unseren Alpen nicht kleinlich zu sein brauchen.

7. Literatur

- ANDRUSOV, D.: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. — Bratislava (Slov. Ak. Wiss., 1968).
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotransverse vom Chiemsee bis Vicenza. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**, Stuttgart 1975.
- BECK-MANNAGETTA, P. & PREY, S.: Austrian Eastern Alps. — Tectonics of the Carpathian Balkan regions. Bratislava (Geol. Inst. D. Štúr) 1974.
- BÖGEL, H.: Literatur über die „Periadriatische Naht“. — Verh. geol. B.-A. 1974, Wien 1974.
- BYSTRICKÝ, J.: Triassic of the Westcarpathian Mts. — X. Congr. Carp. — Balk. geol. Ass., Bratislava (Geol. úst. D. Štúra) 1973.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweiz. — Basel (Wepf & Co.) 1953.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. geol. B.-A., Sdh. **G**, Wien 1965.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBOROUGH, E. R. & WRIGHT, R. C.: Structural, Metamorphic and Geochemical Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. — Jb. geol. B.-A., **114**, Wien 1971.
- EUGSTER, H.: Geologie der Ducangruppe. — Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., **49**, Bern 1923.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. — Mitt. geol. Ges. Wien, **63**, Wien 1972.
- FISCHER, H. & NOTHAFT, J.: Natriumamphibol-(Osannit-)Ägirinschiefer in den Tarntaler Bergen. — Tscherm. miner. petrogr. Mitt., (3) **4**, Wien 1954.
- FLUGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Altkristallins“ östlich der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., **5**, Stuttgart 1960.
- Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. — Geol. Rdsch., **64**, Stuttgart, 1975.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. geol. B.-A., **101**, Wien 1958.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E. & NIGGLI, E.: Alpine Metamorphism of the Alps. — Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **54**, Zürich 1974.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster. — Mitt. geol. Ges. Wien, **66—67**, Wien 1974.
- FUCHS, W.: Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhône und March. — Jb. geol. B.-A., **119**, Wien 1976.
- GANGL, G.: Seismotektonische Untersuchungen am Alpenostrand. — Mitt. geol. Ges. Wien, **66—67** (E. Clar-Festschr.), Wien 1974.
- GEYSSANT, J.: A propos de l'âge des lambeaux de l'Austroalpin supérieur dans les Alpes orientales centrales. — Geologie alpine, **49**, Paris 1973.
- GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. — Inauguraldiss. Bern 1969.
- GWINNER, M. P.: Geologie der Alpen. — Stuttgart (Schweizerbart) 1971.
- HÖCK, V.: Lawsonitpseudomorphosen in den Knotenschiefern der Glocknergruppe (Salzburg—Kärnten, Österreich). — Der Karinthin, **71**, Klagenfurt 1974.
- JACOBSHAGEN, V.: Die Allgäuschichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. — Jb. geol. B.-A., **108**, Wien 1965.
- JERZ, H.: Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. — Verh. geol. B.-A., Sdh. **G**, Wien 1965.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. — Erdöl-Erdgas-Zeitschr., **81**. Jg., Wien—Hamburg 1965.
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. — Mitt. geol. Ges. Wien, **57**, Wien 1965.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. — Erdöl-Erdgas-Zeitschr., **83**. Jg., Wien—Hamburg 1967.
- LEMOINE, M.: Eugesynclinal Domains of the Alps and the Problem of Past Oceanic Areas. — Rep. 24. Intern. Geol. Congr., Sect. 3, Montreal 1972.

- LOBITZER, H.: Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonatplattform-Beckengesteinen (Dachsteinkalk—Aflenzer Kalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Nördliche Kalkalpen, Steiermark). — Mitt. geol. Ges. Wien, **66—67** (E. Clar-Festschr.), Wien 1974.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. geol. Ges. Wien, **44**, Wien 1953.
- Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralalpen. — Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., Abt. I, **174**, Wien 1965.
- Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern. — Jb. geol. B.-A., **119**, Wien 1976.
- METZ, K. et al.: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern. — Verh. geol. B.-A. 1964, Wien 1964.
- MILLER, D., JÄGER, E. & SCHMIDT, K.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brennermesozoikums und am Muskowitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). — *Eclogae geol. Helv.*, **60**, Basel 1967.
- OBERHAUSER, R.: Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen. — Verh. geol. B.-A., Sdh. G, Wien 1965.
- Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. geol. B.-A., **111**, Wien 1968.
- Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. — *Geol. Rdsch.*, **62**, Stuttgart 1973.
- PAPP, A. (u. a.): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. — Verh. geol. B.-A., Wien 1968.
- PISTOTNIK, J.: Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). — Mitt. geol. Ges. Wien, **66—67** (E. Clar-Festschr.), Wien 1974.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich) 1 : 25.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1973.
- Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). — Verh. geol. B.-A., **1974**, Wien 1974.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raum Windischgarsten — St. Gallen. — Jb. geol. B.-A., **111**, Wien 1968.
- PREY, S.: Probleme im Flysch der Ostalpen. — Jb. geol. B.-A., **111**, Wien 1968.
- Über tektonische Bewegungen in der Flyschzone der Ostalpen. — Prvi Simposium o orogenim fazama prostoru alpske evropе. Beograd 1971.
- Bemerkung zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum-Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. — Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., Abt. I, **184**, Wien 1975 a.
- Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an den flyschartigen Serien des östlichen Tauernnordrandes. — Verh. geol. B.-A., **1975**, Wien 1975 b.
- Rekonstruktionsversuch der alpidischen Geschichte der Ostalpen (Kurzfassung). — *Nachr. dt. geol. Ges.*, **13**, Hannover 1975 c.
- Bericht über eine Besichtigung von Bauaufschlüssen an der Umfahrungsstraße Scheibbs im Jahre 1974 auf den Blättern 72, Mariazell und 54, Melk. — Verh. geol. B.-A., Wien 1976.
- Flyscherscheinungen in den „flyschartigen Serien“ des östlichen Tauernnordrandes. — Verh. geol. B.-A., Wien 1977.
- RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten. — *Z. d. geol. Ges.*, **108**, Hannover 1957.
- SCHAFFER, F. X. [Hrsg.]: Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien (F. Deuticke) 1951.
- SCHAFFER, G.: Blatt 96, Bad Ischl. — Arbeitstagung der Geol. B.-A., Wien 1976.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M.: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). — *Sedimentology*, **20**, Amsterdam 1973.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W.: Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, **66—67** (E. Clar-Festschr.), Wien 1974.
- SCHMIDT, W.: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jb. geol. St.-A., **71**, Wien 1921.
- SCHMIDT, R., JÄGER, E., GRUNENFELDER, M. & GRÖGLER, N.: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. — *Eclogae geol. Helv.*, **60**, Basel 1967.

- SCHNABEL, W. & DRAXLER, I.: Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung vom Umlagerungsfaktoren. — N. Jb. Geol. Pal., Abh., **151**, Stuttgart 1976.
- SCHULZ, O.: Vergleichende petrographische Untersuchungen an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. — Verh. geol. B.-A., **1970**, Wien 1970.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion der Ablagerungsräume der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil. — Jb. geol. B.-A., **102**, Wien 1959.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. — Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., **52**, Bern 1924.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, Wien 1959.
- Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. — N. Jb. Geol. Pal. Abh., **150**, Stuttgart 1975.
- TRUMPY, R.: Aperçu général sur la géologie des Grisons. — C. R. Soc. géol. France, **1969**, H. 9, Paris 1969.
- The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. — Gravity and Tectonics, Chichester (Wiley & Sons) 1973.
- WIESENEDER, H. & SCHARBERT, S.: Rock formations and metamorphism in the Eastern Part of the Austrian Central Alps (Geotraverse East). — Geodynamics and Geotraverses around the Alps. Abstracts. Salzburg—München 1977.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. — Jb. geol. B.-A., **106**, Wien 1963.
- Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Geol. Rdsch., **56**, Stuttgart 1967.
- ZAPFE, H.: Trias in Österreich. — Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. — Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **2**, Wien 1974.