

# 2. Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge

VON SIEGMUND PREY

Mit Abbildung 19

## 2.1. Allgemeines

Die Vorstellung, daß die Ostalpen einen oft sogar komplizierten Deckenbau haben, hat sich nun allmählich durchgesetzt; größere Differenzen bestehen in Detailfragen. Während der Deckenbau in den Westalpen unter dem Eindruck einwandfrei beobachtbarer Tatsachen nach seiner Erkennung kaum in Frage gestellt wurde, waren in den Ostalpen autochthonistische Vorstellungen noch lange sehr verbreitet, doch wurden auch da in letzter Zeit die Argumente für einen Deckenbau stark vermehrt. Schließlich tragen die neuen Vorstellungen von der Plattentektonik wesentlich zur Stützung der Deckenlehre bei. Wenn allerdings F. X. SCHAFFER (1951) im Vorwort zur „Geologie von Österreich“ schrieb, die Deckenlehre habe in den Ostalpen keine Bestätigung gefunden, so war das auch damals schon ein reines Wunschdenken, denn dieser Satz wurde sogar im gleichen Buch – in einigen Kapiteln – glatt widerlegt. Die Verfechter der Deckenlehre für die Ostalpen sind nie verstummt, allen voran L. KOBER und R. STAUB. Bei dem Versuch, das autochthonistische Bild zu untermauern, sind allerdings Ideen entwickelt worden, die ausgezeichnet in das Bild der Plattentektonik passen (Verschluckung, Unterströmung u. ä.). Sie werden heute nicht als Alternative zum Deckenbaukonzept, sondern als damit verbundene Vorgänge angesehen. Auch Bohrungen und Ergebnisse der Geophysik trugen zur Festigung der Deckenbauvorstellungen wesentlich bei.

Heute bezweifelt kaum mehr jemand die Überschiebung des Ostalpins über die Tauern hinweg oder die (lange leidenschaftlich bestrittene) Überschiebung der Flyschzone und der Kalkalpen über die Molasse des Alpenvorlandes. Diese Überschiebung ist heutzutage durch Bohrungen bewiesen und die Geophysik erlaubt uns, allmählich ihr Ausmaß abzuschätzen.

Die gegenseitigen Beziehungen der Bauteile der Ostalpen müssen daher im Sinne der *Deckenlehre* dargestellt werden. Allerdings ist zuzu-

geben, daß der heutige Forschungsstand noch nicht überall apodiktische Thesen zuläßt!

Manche Autoren ziehen es vor, im Sinne plattentektonischer Modelle, bei denen durch die Subduktion die tiefere Platte unter die höhere hinuntergezogen wird, statt von der eingebürgerten „Überschiebung“ von „Unterschiebung“ zu sprechen. Der heute sichtbare Endeffekt ist aber derselbe. Nicht von Unterschiebung sprechen kann man aber im Falle erwiesener gravitativer Gleittektonik. Der Leser möge sich also nicht daran stoßen, wenn (auch in diesem Buche) in seltenen Fällen von „Unterschiebung“ die Rede ist, während die meisten Autoren das Wort „Überschiebung“ verwenden.

Und noch etwas ist vorauszuschicken: Den Bau der Ostalpen soll eine Serie von acht *Übersichtsprofilen* (Abb. 19 mit Erläuterungen) veranschaulichen. Diese sind bis in größere Tiefen der Erdkruste theoretisch interpretiert im Sinne eines intensiven Deckenbaues. Es braucht wohl nicht besonders hervorgehoben zu werden, daß diese Interpretation die Auffassung des Verfassers vom Tiefbau der Ostalpen ausdrücken soll. Weil aber diesbezüglich unter den Auffassungen der Geologen über diese von der Erdoberfläche her der Beobachtung nicht zugänglichen und von der Geophysik her auch nur durch mehrdeutige Modelle deutbaren Räume große Unterschiede bestehen – so wird beispielsweise der eine einer mehr autochthonistischen Auffassung den Vorzug geben, ein anderer Details anders zeichnen oder Störungszonen anders auslegen wollen, ein dritter gar tektonische Einheiten aus anderen Gebieten herleiten oder diese anders verknüpfen wollen, kurz, viele Differenzen sind hier möglich – so ist die *Interpretation des Verfassers* als eine unter einer Anzahl von Möglichkeiten anzusehen. Man braucht nur mit Alpenprofilen zu vergleichen, wie sie z. B. von P. TERMIER, E. CLAR, H. P. CORNELIUS, L. KOBER, R. STAUB und A. TOLLMANN gezeichnet worden sind. Das Grundsätzliche ist allerdings meist sehr ähnlich.

Ein Beispiel für verschiedene Auffassungen: Der Rhenodanubische Flysch (vgl. Kap. 2.3.2.) wird vom Verfasser in einem aufgerissenen Tiefseegraben innerhalb der Europäischen Plattform, also nördlich der Zentralgneise des Tauernfensters, beheimatet gedacht, von anderen Geologen viel weiter südlich im Penninikum. Diese Geologen würden den Flysch daher nicht in die nördlichere Fuge hineinzeichnen, wie es bei den

vorgelegten Profilen geschehen ist, sondern irgendwie ins Penninikum; allerdings ist es sehr wahrscheinlich, daß diese nördliche Fuge, wenn auch aus anderen Gründen, auf jeden Fall existiert. Im Text wird auf solche Divergenzen zwischen den Auffassungen der Buchautoren hingewiesen werden, um die Leser nicht allzusehr zu verwirren.

## 2.2. Die europäische Plattform vor und unter dem Alpenkörper

### 2.2.1. Die Böhmisches Masse und ihre sedimentäre Überlagerung

Schon seit F. E. SUSS wird innerhalb der Böhmisches Masse das östlicher gelegene, schwächer und mehr dynamometamorphe *Moravikum* und das den größten Raum einnehmende, hochmetamorphe *Moldanubikum* unterschieden. Beide Einheiten haben ihre letzten metamorphen Überprägungen in der variszischen Ära erhalten. Sie werden durch jene bedeutende ostvergente Überschiebung getrennt, an der das Moldanubikum über das Moravikum überschoben wurde.

Das Moldanubikum, das lebhafteste Falten tektonik zeigt, besteht aus mehreren unterscheidbaren Einheiten. Im Westen des Waldviertels und im Mühlviertel sind mehr monotone Schiefergneise von oftmals großen Granitkörpern mehrerer Generationen durchsetzt, wobei die höchstmetamorphen Gebiete mit verbreiteten migmatischen Erscheinungen im Südwesten gelegen sind. Daran schließt im Osten die sogenannte „Bunte Serie“ mit mannigfaltigen Gesteinen (Gneisen, Amphiboliten, Marmoren, Graphitschiefern, Glimmerschiefern u. ä.) an und schließlich am Ostrand eine durch die charakteristischen Gföhlergneise und Granulite gekennzeichnete Serie. Nach neuesten Erkenntnissen liegen diese Gesteine, welche die in diesem Raume höchste Metamorphose erreicht haben, schüsselförmig den anderen, weniger metamorphen Serien auf, weshalb an einen Deckenbau innerhalb des Moldanubikums gedacht wird. Die Gesteine sind sichtlich alt, denn die Zeit ihrer Metamorphose ist mit ca. 400 Mio. J. als kaledonisch festgestellt. Aus diesen östlichen Serien geht auch die Glimmerschieferzone hervor, die langhinlaufend die Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum säumt.

Für das *Moravikum* ist ein *Deckenbau* charakteristisch, mit Gneislamellen sowie Schiefern und Marmoren, der gegen den sogenannten Thayabatholithen bzw. weiter nördlich gegen die Brüner Intrusivmasse hin gerichtet ist, deren Gesteine nach Angaben tschechoslowakischer Geologen bis weit unter die Karpaten hineinverfolgt werden können. Die Metamorphose des Ganzen jedoch ist eine epizonale, wobei eine Zunahme gegen die Moldanubische Überschiebung hin festzustellen ist.

Unser *Moravikum* ist, regional gesehen, der südlichste Teil eines einstigen Gebirgszuges, der

den Ostrand der Böhmisches Masse von hier bis nach Schlesien begleitet und Moravo-Silesisches Gebirge genannt wurde.

Das Alter der einstigen Sedimente und Vulkanite ist unbekannt. Zwar nahm man u. a. auch an, daß metamorphes Altpaläozoikum vorliegt, aber einige neue radiometrische Altersbestimmungen lassen eher ältere Gesteine vermuten. Was die moravischen Marmore betrifft, nahm man nämlich an, daß sie metamorphes Devon seien, wie es in der Gegend von Brünn auf der Brüner Intrusivmasse aufliegt und fossilbelegt ist. Da aber der mit ihnen in Hornfelskontakt stehende Bittescher Gneis ein älteres radiometrisches Alter ergeben hat, müßten die Marmore doch älter sein.

Auf dem Grundgebirge aus Moldanubikum und Moravikum liegen Reste einer *oberkarbon-permischen Sedimentdecke* kontinentaler Prägung. Ebenfalls blieben Spuren einer *Süßwasser-Oberkreide* erhalten. Autochthones Mesozoikum, marin aufsteigend bis in die höhere Oberkreide, gibt es in mehr oder minder großen Resten im Untergrund der Molasse, sowohl in Bayern und Oberösterreich, als auch in Niederösterreich an der Ostabdachung der Böhmisches Masse. Während aber die westlichen Vorkommen mit ihrem Jura in Ausbildung und Gliederung dem Mesozoikum der schwäbisch-fränkischen Alb entsprechen, haben die östlichen Vorkommen deutliche Beziehungen zur Grestener Fazies der alpinen Klippenzone und zu den durch Malmriffe gekennzeichneten mesozoischen Serien der „Äußeren Klippenzone“ der Karpaten. Auch marine Oberkreide in Form von Foraminiferen führenden Mergeln und Grünsanden, die dem Regensburger Grünsand entsprechen, haben unter der Molasse in Oberösterreich größere Verbreitung und spielen auch wirtschaftlich wegen der Bitumenführung eine Rolle.

Schon nach der Ära der variszischen Gebirgsbildungen wurde das Gebirge zu einer Rumpffläche eingeebnet, die offenbar heute noch in den sanften Oberflächenformen erkennbar ist.

Jüngere *Störungen* sind häufig, einige sind SW-NE gerichtet und lassen sich weit in die Böhmisches Masse hineinverfolgen. Im Mühlviertel hingegen haben viele Störungen die WNW-Richtung des Bayerischen Pfahles.

## 2.2.2. Die Molassezone des Alpenvorlandes und ihre Fortsetzung zum Karpatenvorland

Die Molassezone begleitet die Alpen im Norden und liegt auf der südwärts hinabtauchenden Böhmisches Masse. Die große Breite, die sie in Bayern hat, verringert sich nach Osten dort, wo die Böhmisches Masse den Sporn gegen die Alpen richtet, auf ca. 10 km. Sie verbreitert sich dann wieder weiter nach Osten hin. Außerdem erstreckt sie sich eine unbekannte Strecke weit unter die Alpen hinein. Die Füllung dieses Troges, die im westlichen Teil in der Nähe des Alpenrandes mehrere tausend Meter erreicht, besteht aus alt- und jungtertiären Sedimenten. Über Aufbau, Strukturen, Schichtmächtigkeiten, die Verteilung der Schichten und ihrer Fazies sowie Diskordanzen sind wir heute durch die Arbeiten der Erdölindustrie schon sehr gut informiert.

Mit Ausnahme kleiner Areale im Norden ist die Hauptmenge der Sedimentanlieferung von den sich bildenden Alpen aus dem Süden erfolgt. Abgelagert wurden Mergel, Tonmergel, Sande, Schotter, bzw. Sandsteine und Konglomerate. Im Norden brandete das Meer an der Böhmisches Masse, wo mannigfaltige strand- und küstennahe Bildungen Geologen und Paläontologen schon lange begeistert haben. Dort sind auch Verzahnungen mit kontinentalen Ablagerungen bekannt. Im Obermiozän verschwand das Meer und limnisch-fluviatile Absatzbedingungen traten an seine Stelle (Salzburg und Oberösterreich). Erosionsreste des Tertiärs auf dem Kristallin der Böhmisches Masse sind an vielen Stellen erhalten geblieben.

In den dem Wiener Becken benachbarten und in die Vortiefe der Karpaten übergehenden Molassegebieten sind wiederholt im Karpat und Baden Überflutungen aus dem Osten erfolgt. Im Pannon schüttete eine nördlicher als heute zum Wiener Becken fließende Urdonau den Hollabrunner Schotterkegel auf.

Der Südteil der Molassezone ist noch von der Gebirgsbildung erfaßt und – noch unbekannt wie weit – von Flyschzone und Kalkalpen überschoben worden. In diesem heute überschobenen tiefsten Teil des Molassetroges wurden sogar Flyschbildungen abgelagert. Daher muß sich im Unteroligozän das im obersten Eozän zuerst seicht beginnende Meer rasch vertieft haben bzw. der Untergrund gegen Süden hinuntergebogen worden sein. Dafür sind die im jüngeren Eger ausklingenden Dehnungsbrüche ein beredtes Zeugnis. Ob man aber, wie es W. FUCHS (Kap. 3.2.; 3.12.) tut, das Obereozän in den Nördlichen Kalkalpen schon zur Molasse rechnen soll, bleibe dahingestellt. Wenn man es als

Ausläufer des „Zentralkarpatischen Paläogens“ ansieht, kann man es auch als Rest eines alpinen Meeres verstehen. Die also nach dem obersten Eozän im Molassebecken nach Norden ausgreifende *Transgression* erreicht seine nördlicheren Teile erst im höheren Oligozän und die höchstgelegenen erst im Untermiozän, eine *Transgression*, die auch im Alpeninneren bekannt ist. Die am Alpenrand aufgerichteten Schichten des Egenburgs streichen nach Süden in die Luft aus, während die älteren Schichten von den Alpen bereits überschoben und vor und unter den Alpen stark gestört sind. Die bei Erdölaufsuchungsarbeiten bei *Perwang* nördlich Salzburg am Alpenrand entdeckten Schuppen, deren Oberkreide und Eozän mit der Vorlandausbildung verwandt sind, liegen in Ablagerungen des oberen Eger in von der Tektonik noch stark erfaßten Teilen der Molasse. Während in der östlichen Molassezone die marinen Bedingungen durchgehend bis ins Miozän anhielten, gibt es in der westlicheren Molasse bereits im Oberoligozän eine erste bedeutendere Einschaltung von Brack- und Süßwasserschichten, nämlich die Untere Süßwassermolasse.

Am Alpenrand spricht man bezüglich der Beanspruchung durch die Überschiebung von einer ungestörten, einer gestörten, einer transportierten „subalpinen“ und einer überschobenen Molasse. Für diesen Überblick ist diese vereinfachte Einteilung der komplizierteren und sowohl die tektonische Position als auch den Inhalt berücksichtigenden Gliederung von W. FUCHS (Kap. 1.4.; 3.2.) vorzuziehen.

Das Herankommen der randalpinen Decken hat einige *datierbare Marken* hinterlassen. Im Unteroligozän von Rogatsboden gibt es sowohl Eingleitungen von Buntmergelserie als auch im allem Anschein nach jüngsten Teil verbreitet Umlagerungen von Mikrofossilien aus dem Helvetikum. Schon viel weiter nordwärts verschobene Deckenränder beweisen Brekzien mit mehr Komponenten aus dem Helvetikum als aus dem Flysch in Sedimenten des Obereger der Subalpinen Molasse von Bad Hall. Als jüngste und nicht mehr weit transportiert erwiesen sich Schüttungen von Flyschgeröll im Untermiozän am Alpenrand westlich von Wien. Mächtige Konglomerate aus alpinem Schutt in der westlichen Molasse sind Ablagerungen von Vorgängern der heutigen Alpenflüsse. Ganz im Westen ist Geröllmaterial aus der Feuerstätter Decke Bestandteil des unteroligozänen Riesenkonglomerates in den Deutenhausener Schichten östlich von Dornbirn.

Während also nachgewiesenermaßen die Sedimente des Molassetroges *weit unter die Alpen* hineinreichen, gilt der heutige Südrand der Molassezone an der Oberfläche als Nordrand der Alpen. Er tritt nicht immer morphologisch deutlich hervor, insbesondere nicht im Westen, wo auch die Subalpine Molasse mit ihrer Nagelfluh z. T. sogar ansehnlichere Berge aufbaut als die anschließende Nördliche Flyschzone.

Außer den unter die Alpen abgetauchten Teilen der *Europäischen Plattform* gibt es noch andere, die bereits in den Alpenbau einbezogen worden sind. In bezug auf die „Autochthonen Massive“ der Westalpen gehört diese Auffassung zum festen Bestand der schweizerischen tektonischen Konzepte. Aber auch in den Ostalpen

wird – auch nicht erst heute – überlegt, ob nicht die Zentralgneise der Tauern ursprünglich zur Europäischen Plattform gehört haben, was man auch begründen kann. Schließlich kann man auch darauf hinweisen, daß Kristallin und Paläozoikum der Ostalpen, letzteres wegen seiner deutlichen Beziehung zum Böhmischem Paläozoikum, nicht grundlegend verschieden sind von dem der Europäischen Plattform und jenem der Südalpen, vielleicht mit Ausnahme der Granulite des Moldanubikums und des Quarzphyllites in den Ost- und Südalpen. So kann man mit einer gewissen Berechtigung mit einer einstigen Nachbarschaft vor der Bildung der Flysch-Ablagerungsräume durch Ozeanisierung rechnen.

## 2.3. Der Aufbau des Ostalpenkörpers

### 2.3.1. Übersicht

Für das alpine Gebiet mit seiner außerordentlichen Kompliziertheit wird hier vor allem die Charakterisierung der einzelnen *Baueinheiten und ihrer gegenseitigen Beziehungen* versucht – die Diskussion der ursprünglichen Reihung ihrer Entstehungsräume und ihrer Baugeschichte erfolgte schon in den vorangegangenen Kapiteln. Zum Abschluß soll noch ein kurzer Blick auf die jüngsten Ablagerungen im Alpenraum geworfen werden.

Zunächst werden die Baueinheiten ungefähr *in der heutigen Reihung* angeführt, und zwar: Flyschzone (mit Helvetikum und Ultrahelvetikum), Nördliche Kalkalpen, Zentralalpen, darinnen die Penninischen Fenster mit dem Unterostalpin, und die Südalpen.

Vom Gebirgsinnern ausgehend, ergibt sich eine *andere Einteilung*: Als tiefstes das penninische Deckensystem, welches zweifellos den Penninischen Decken der Schweiz entspricht. In der Schweiz diesem benachbart und nördlicher beheimatet, streicht das Helvetikum und das Ultrahelvetikum, von verschiedenen Flyschen überlagert, unter die Ostalpen hinein. Die wurzellose Decke des Rhenodanubischen Flysches wird von den meisten Autoren mitten aus dem penninischen Raum heraus bezogen. Eine Herkunft aus dem südlichsten Bereich des Ultrahelvetikums kann ebenfalls für vertretbar gehalten werden – vielleicht in Form eines aufgerissenen und teilweise ozeanisierten Grabens. In den Alpenprofilen (Abb. 19) ist diese Version gezeichnet, während R. OBERHAUSER (Kap. 3.3. und 3.7.1.) die erstgenannte Auffassung darstellt. Beide Auffassungen können eine Zuordnung der Zentralgneiskerne der Tauern ins südliche Helvetikum nicht ausschließen.

Über dem Penninikum liegt als ausgedehnte Schubmasse mit kompliziertem, zum Teil altem Innenbau das Ostalpin (wofür besonders in der ausländischen Literatur gerne der Name Austroalpin verwendet wird). Zuunterst liegt das Unterostalpin als größtenteils tektonisch reduzierter Reibungsteppich unter der Überschiebungsfäche. Im südlichen Graubünden und im Semmeringgebiet ist es jedoch in Form mächtiger Dek-

ken ausgebildet. Das Oberostalpin im klassischen Sinne – s. l. – wird heute (nach A. TOLLMANN) geteilt in das Mittelostalpin mit großen Massen von Kristallin und das Oberostalpin s. str. Zu letzterem gehören die Nördlichen Kalkalpen mit ihrer Basis, nämlich der Grauwackenzone und deren Äquivalenten, wie: das Grazer Paläozoikum, die Gurktaler Decke und das Murauer Paläozoikum, der Drauzug, die Steinacher Decke u. a. Am weitesten von ihrem im Süden gelegenen Heimatgebiet entfernt liegen dabei heute die Nördlichen Kalkalpen unmittelbar südlich der viel weiter nördlich beheimateten Zonen des Helvetikums und Rhenodanubischen Flysches, bzw. durch Fenster beweisbar auch über ihnen. Bohrungen haben ferner mehrfach bewiesen, daß die den Nordrand der Alpen zwischen dem Rhein und Wien und weiter nach Mähren begleitende Flyschzone mit den z. T. aufreitenden Kalkalpen auf Molasse des Alpenvorlandes überschoben ist. Sicherlich gewaltige Räume trennten vor der Gebirgsbildung die Ablagerungsräume aller dieser Einheiten!

Die sogenannte Periadriatische Naht – auch bisweilen Alpin-dinarische Narbe oder Grenze genannt – trennt die Nordalpen von den Südalpen; sie wird begleitet von verschiedenen alten Plutonen (Tonaliten, Granitoiden) und vulkanischen Gängen. In den Südalpen ist in der Nähe dieser Nahtzone das variszische Deckengebirge der Karnischen Alpen unter mächtiger jüngerer Sedimentbedeckung aufgetaucht.

Nach Stillstand der Hauptbewegungen – wir müssen dabei eine schwerpunktmäßig an der Wende der Unter- zur Oberkreide erfolgte, *ältere* von einer zwischen Obereozän und Oligozän besonders kräftigen, *jüngeren Gebirgsbildung* unterscheiden – entstanden eine Anzahl von Einbruchsbecken, wie das Wiener Becken, die vom jungtertiären Meer überflutet wurden. Im Inneren der Alpen füllten sich die Becken mit limnisch-fluviatilen Sedimenten. Der Alpenostrand ist ferner durch einen andesitischen und als Jüngstes basaltischen Vulkanismus ausgezeichnet.

## 2.3.2. Helvetikum, Ultrahelvetikum und Flyschzone am Nordrand der Alpen sowie ihre Aufschlüsse in den Fenstern der Nördlichen Kalkalpen

Die nördliche Außenzone der Ostalpen besteht aus zwei sehr verschiedenen Einheiten, einer tektonisch tieferen: Helvetikum und Ultrahelvetikum mit Grestener Klippenzone, die von Norden nach Süden und seitlich von Westen nach Osten ineinander übergehen, und einer höheren: der Flyschdecke, auch Rhenodanubischer Flysch genannt. Alle diese Zonen begleiten, mit einer sicherlich nur tektonisch bedingten Unterbrechung südlich des Chiemsees in Ostbayern, die Ostalpen in ihrer ganzen Länge vom Rhein bis Wien und setzen in die Karpaten fort. Wir finden sie auch in Fenstern innerhalb der Kalkalpen. In der Schweiz wiederum hebt unsere Rhenodanubische Flyschdecke gegen Westen in die Luft aus und nur wenige Deckschollen sind z. B. in der Mulde südlich vom Säntisgebirge oder im Wägital erhalten geblieben.

Die tiefere Einheit verbindet sich in Vorarlberg durch die Säntisdecke mit dem Helvetikum der Schweiz (daher der Name) und taucht in Richtung Bayern, ummantelt von der ultrahelvetischen „Schuppenzone“ oder Liebensteiner Decke unter der Flyschdecke unter. Dieses *echte Helvetikum*, das mit charakteristischem Gesteinsbestand etwa bis zum Tegernsee reicht, wird gegen Osten und Süden nach und nach faziell und tektonisch durch *Ultrahelvetikum* ersetzt, das in einer Reihe von schmalen streifenförmigen Fenstern innerhalb und am Nordrande der Flyschdecke der Ostalpen auftaucht. Die schönsten Beispiele dafür bietet die Flyschzone Salzburgs und Oberösterreichs. Es wurde auch in Bohrungen an Schuppengrenzen und an der Basis der Flyschdecke nachgewiesen. Im Vergleich mit der durch mächtigere Kalke bedingten ruhigeren Tektonik des Helvetikums in Vorarlberg und dem Allgäu, ist das Ultrahelvetikum in sich intensiv verfaltet und geschuppt. Gegenüber jenem ist es nämlich eine fast nur mergelige bis tonige, pelagische Schichtfolge mit oft bunter Färbung und geringer Mächtigkeit ohne Flyschcharakter. So steht es in besonders krassem *Gegensatz* zu der Sandstein – Mergel – Schiefertongfolge des altersgleichen Rhenodanubischen Flysches, der mehrere tausend Meter Mächtigkeit erreicht und die klassische Flyschausbildung zeigt.

Weil die sedimentäre Hülle der tiefmesozoischen Klippengesteine von Gresten die Buntmergelserie darstellt und ferner kein Zweifel besteht, daß der Rhenodanubische Flysch auch südlich ihrer Klippen vorkommt, muß die *Gre-*

*stener Klippenzone* noch zum *Ultrahelvetikum* gerechnet werden. Sie ist im Wolfgangseefenster und vom Traunsee ostwärts in schmalen Streifen nördlich der Kalkalpen aufgeschlossen.

Zum Rhenodanubischen Flysch hingegen gehört als Rest des einstigen Untergrundes die *Klippenzone von St. Veit* (in Wien), deren Klippengesteine zwar mit denen der Grestener Klippenzone verwandt sind, aber eben *Flysch* und nicht Buntmergelserie als stratigraphische Hülle besitzen.

Flyschdecke und Helvetikum sind häufig miteinander verfaltet und verschuppt. Der *Baustil* der Flyschdecke wird von meist ohne Belastung geprägten nordvergenten, öfter auch verstümmelten Falten und Schuppungen beherrscht. Diese Falten lösen sich oft ab und sind auch nicht selten durch Querstörungen mit gegen Norden vorgeschobenem Ostflügel verstellt. *Deckenbau* innerhalb der Flyschzone ist nur wenig ausgeprägt, besteht aber vielleicht im Allgäu und ist im *Wienerwald* gesichert, wo drei Decken, die Greifensteiner, Kahlenberger und Laaber Decke unterschieden werden. Weitere Komplikationen bringen die in *Streifenfenstern* aufgeschlossenen Aufschürfungen von Ultrahelvetikum, die Fenster von Grestener Klippenzone und ihre Fortsetzungen in den Wienerwald. Von weiteren Bauelementen der Flyschzone wird noch gesprochen werden.

Während im Süden die *santon-campane* Zementmergelserie mächtiger ist, wird im Norden die stärker sandige Folge des Maastrichts bis Alttertiärs mächtiger und baut fast allein die Flyschzone auf. Die bereits erwähnten Streifenfenster sind, wie man öfter noch erkennen kann, aus Falten hervorgegangen, und fast immer wird das Ultrahelvetikum von den tieferen Schichtgliedern der Flyschfolge begleitet, die fast immer stark gestört und tektonisch reduziert zu sein pflegen, also eine Art Gleitteppich der Flyschdecke bilden. Am kompliziertesten sind die Strukturen in der Flysch- und Klippenzone etwa zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und der Traisen. Hier taucht, umgeben von ultrahelvetischer Buntmergelserie, auch die alte *Molasse von Rogatsboden*, häufig in Flyschfazies, unter der Flyschdecke auf. Südlich davon zieht die Grestener Klippenzone durch, die sich wegen beiderseitiger Begleitung durch Flyschschollen ebenfalls als fensterartige Struktur erweist.

In Vorarlberg und im Allgäu kommen zu den genannten noch weitere interessante Bauele-

mente hinzu, vor allem die aus Flyschgesteinen bestehende Feuerstätter Decke, die auch Blockschichten mit Granitblöcken u. a. umfaßt (Bolgenkonglomerat) und daher auch als „Wildflysch“ bezeichnet wird. Sie liegt über dem hier als Liebensteiner Decke oder Schuppenzone benannten Ultrahelvetikum. Ferner gibt es hier noch Serien mit Diabasen (z. B. am Hörnlein), deren Alter und Stellung aber noch nicht völlig geklärt sind.

Sicherlich ausgewalzt und zerrissen, aber doch mehrmals in Fenstern emportauchend, bilden Flysch und Helvetikum bzw. Ultrahelvetikum einen *Teppich unter* den weit überschobenen Nördlichen Kalkalpen. In diesem ist, bisher allerdings nur einmal in der Bohrung Urmannsau (östlich Gaming, Niederösterreich), auch ältere Molasse in Flyschfazies nachgewiesen, wie sie in Rogatsboden südöstlich von Amstetten als transportiertes Fenster auch in der Flyschzone selber auftaucht. Die genannte Bohrung hat auch bewiesen, daß noch weiter im Süden unter den Kalkalpen oder vielleicht gar unter der Grauwackenzone die erwähnten Gesteine über einem mehr oder minder autochthonen Molasseuntergrund mit seiner Basis, dem Kristallin der Böhmisches Masse, anstehen müssen. *Fenster in den Kalkalpen* beweisen immer wieder, daß die Wurzeln des Flysches weit im Süden liegen müssen:

### 2.3.3. Die Nördlichen Kalkalpen

Ein überaus charakteristisches Bauelement der Ostalpen nimmt südlich der Rhenodanubischen Flyschzone den Raum zwischen Rhein und Wiener Becken in Form eines bis zu 50 km breiten Streifens ein: die Nördlichen Kalkalpen. In Morphologie und Landschaft bilden sie reizvolle Kontraste zur Flysch- und Zentralalpenlandschaft. Der Beweis der Ortsfremdheit ergibt sich aus den vorhin erwähnten Umständen. Außerdem müssen sie als „wurzellos“ angesehen werden, d. h., daß sie sich weder am Ort ihrer Entstehung befinden, wie man früher glaubte, noch eine Verbindung zu einem ehemaligen Heimatgebiet besitzen. Es wurde auch bereits davon gesprochen, daß die Nördlichen Kalkalpen jene tektonische Großeinheit der Ostalpen sind, die am weitesten von ihrem Heimatgebiet weg nach Norden transportiert worden ist.

Der *Deckenbau der Kalkalpen* ist schon lange bekannt und grundsätzlich unbestritten, wenn auch an einzelnen Stellen noch diskutiert wird, ob dort Deckengrenzen oder „gebundene Tektonik“ vorliegen. Er stammt aus zwei Gebirgs-

das Fenster von Brettln, noch sehr nahe dem Kalkalpen-Nordrand gelegen, das Fenster von Windischgarsten, schon im südlichen Drittel der Kalkalpen-Breite, das eine Überschiebungsweite der Kalkalpen von mindestens 25 km belegt und das Fenster am Wolfgangsee, das zwar im Nordteil der Kalkalpen liegt, aber neben Flysch auch Klippenzonen-Gesteine (Ultrahelvetikum) enthält. In den letztgenannten Fenstern dominieren die Mittelkreide- bis Untersenon-Anteile der Flyschserie, vermutlich weil die jüngeren Flyschanteile bei der Überschiebung größtenteils abgeschürft worden sind. Zahlreiche Fenster von südpenninischer Arosazone durchlöchern die westlichsten Kalkalpen.

Ihre Ophiolithe führenden Abfolgen liegen dort auch am Erosionsrand der Kalkalpen allgemein zwischen ihnen und dem Rhenodanubischen Flysch; im Falle des Fensters von Nüziders bei Bludenz wurde auch Falknisdecke mit einbezogen.

Was das *Alter der tektonischen Bewegungen* anbelangt, so ist als Hauptzeit das jüngere *Oligozän* anzusehen (Unter-Eger). Am Alpenrand sind im Westen noch Schichten des Eggenburgs, im Osten sogar des Ottnangs randlich beeinflusst worden. Älteres Oligozän ist bei Rogatsboden noch ganz in den tektonischen Bau einbezogen.

bildungsperioden, deren ältere, mit ihrem Höhepunkt im *Turon*, man als altalpidisch bezeichnen kann, und einer jüngeren, der jungalpidischen, mit ihrem Höhepunkt im *Oligozän*. Für die Einstufung der älteren Strukturen sind die marinen Kreideablagerungen besonders wichtig. So gestatten die Schichten des Apt-Alb-Cenomans die Erkennung erster altalpidischer Ereignisse, die transgredierenden Gosauschichten des Senons bis Eozäns die zeitliche Festlegung des altalpidischen tektonischen Hauptereignisses im *Turon*, sowie weiterer Ereignisse während ihrer Bildungszeit. Die jünger tertiären Bildungen wiederum erlauben das zeitliche Erfassen der jungalpidischen tektonischen Vorgänge. Wo Gosauschichten in die Tektonik einbezogen sind, kann man dadurch öfter das Ausmaß der jungalpidischen Überschiebungen abschätzen. Die Kalkalpen wurden im Rahmen der altalpidischen Gebirgsbildung zuerst auf dem mittelostalpinen Kristallin und Resten seiner einstigen permomesozoischen Sedimentbedeckung in Form von Decken aufgestapelt. Dies erfolgte in jenem Baustil,

wie er heute noch in den Westkarpaten vorliegt. Zum Unterschied von den Karpaten ist aber in den Ostalpen ein größerer Teil dieses Deckenstapels nachfolgend im Zeitraum etwa zwischen Oligozän und Untermiozän, vermutlich mit Beteiligung von Schweregleitung, die durch weiterausgreifende Subduktion ausgelöst worden sein könnte, nach und nach über den Flysch, das Helvetikum und Teile des Molasseraumes hinwegbefördert worden. Die im Süden lieengebliebenen Reste wurden meist abgetragen. Nur die Ebersteiner und Griffener Trias, der Drauzug, die Nordkarawanken und einige andere Reste blieben erhalten.

Der schematischen *Gliederung der Kalkalpen* in voralpine tiefere und hochalpine höhere Decken steht die Gliederung in die Ordnungsbegriffe „Bajuvarikum“, „Tirolikum“ und „Juvavikum“ bzw. bajuvarische, tirolische und juvavische Decken gegenüber. Dieses Deckengebäude ist unter Einwirkung des in erster Linie Süd-Nord gerichteten tektonischen Druckes durch Zerstückelung einer gut gegliederten, fast ausschließlich karbonatischen Trias-Neokomschichtfolge entstanden, in der Kalke und Dolomite der Trias tonangebend sind, während Jura und tiefe Kreide als Erosionsreste in Mulden wesentlich geringere Verbreitung haben. Die Mächtigkeiten, insbesondere der Trias, sind in der Regel im Süden viel größer als im Norden, was trotz des Deckenbaues auch heute noch klar zu erkennen ist. Die Kalke und Dolomite verleihen durch die meist helle Farbe und ihre Beschaffenheit den Kalkalpenlandschaften ihr charakteristisches Gepräge, wobei die Beckenlandschaften mit Jungschichten darin anmutige Kontraste hervorrufen. Nach dem Turon transgredieren die Gosauschichten auf das Deckengebäude.

Im Süden sind die hochalpinen Decken der Nördlichen Kalkalpen noch weitgehend mit der Grauwackenzone als einstigem *Untergrund* verbunden. Oft sind die Kalkalpen durch eine massive Stockwerktektonik von ihrem Untergrund abgeschert worden, was man in Vorarlberg, aber auch an vielen anderen Stellen beobachten kann. Dabei ist der paläozoische Untergrund im Süden in der Nähe des Kalkalpensüdrandes zurückgeblieben und bildet dort eben die *Grauwackenzone*. In größeren Teilen ist ihre höhere Norische Decke, die aus altpaläozoischen Schichten besteht, der Untergrund der Kalkalpen – aber auch die tiefere Veitscher Decke in der Steiermark (in der Karbon tonangebend ist) kommt durchaus als ehemalige Deckenbasis in Betracht, wenn man die Verhältnisse in den Westkarpaten zum Vergleich heranzieht. Ja, in Westtirol und Vorarlberg zeigt die an Quarzphylliten reiche Dek-

kenbasis der Kalkalpen sogar wieder eine deutliche Verwandtschaft mit der Veitscher Decke!

Allgemein gesprochen ist dieses Zurückbleiben der tieferen Teile der Schubmassen in den nördlichen Einheiten der Kalkalpen besonders ausgeprägt. In der sogenannten Cenoman-Randschuppe, auch kurz Randcenoman genannt, findet sich oft nur (Alb-)Cenoman (mit tiefem Turon), höchstens noch ein wenig Neokom oder Jura, vereinzelt auch Hauptdolomit; die Frankenfesler Decke und ihre Äquivalente beginnen überwiegend mit Hauptdolomit oder Raibler Schichten und erst in der Lunzer bzw. Lechtaldecke ist die Schichtfolge häufig vollständiger. Nur die südlichsten hochalpinen Einheiten pflegen, wie gesagt, durch eine Untertrias noch einigermaßen mit der paläozoischen Unterlage verbunden zu sein.

Ohne allzusehr verallgemeinern zu wollen, zeigen jene Teile der Kalkalpen, die aus leichter faltbaren Gesteinen bestehen, zu denen auch der gebankte Hauptdolomit gehört, eine kompliziertere Falten- und Schuppentektonik (wie z. B. die Lechtal- oder Lunzer Decke), während die steiferen Karbonatgesteinsplatten der hochalpinen Decken zwischen Wiener Becken und den Loferer Steinbergen zur Form der Plateauberge neigen. Sie tragen die größten Karsthochflächen der Alpen.

Was die *Deckengliederung* betrifft, so kann man, abgesehen von der Cenoman-Randschuppe, die Deckengruppe der Frankenfesler, Ternberger und Allgäudecke dem Ordnungsbegriff „Tiefbajuvarikum“, die Lunzer, Reichraminger und Lechtaldecke dem „Hochbajuvarikum“, die Krabachjochdecke, Inntaldecke, Staufen-Höllengebirgsdecke, Totengebirgsdecke, Warscheneckdecke und Ötscherdecke dem „Tirolikum“, die Hallstätter Zonen und Deckschollen, sowie die Mürzalpendeckende dem „Tiefjuvavikum“ und die Berchtesgadener, Dachstein- und Schneebergdecke dem „Hochjuvavikum“ zuteilen. Die Meinungen sind geteilt, ob es sich bei den Hallstätter Zonen um Hallstätter „Kanäle“ handelt, die in die Karbonatplattformen eingeschaltet sind, oder ob das Vorkommen in mehreren, oft schmalen Zonen tektonische Ursachen hat, wie z. B. E. SPENGLER in seinem Deckenkonzept der Kalkalpen annahm. Es gibt eine Anzahl von Punkten, wo – nicht immer unbestritten – der primäre stratigraphische bzw. fazielle Kontakt zwischen Hallstätter Ablagerungen und Riffbildungen noch erhalten ist. Die Verbindung mit permischem Salzgebirge ist sicherlich einer der Gründe für die Sonderstellung der Hallstätter Fazies im Kalkalpenraum.

Gerade die Hallstätter Fazies ist schon sehr bald (zur frühalpidischen Zeit) in tektonische

Prozesse einbezogen worden. Schon *im Jura* sind ihre Gesteine, wohl im Zusammenhang mit Salzauftrieb, in Bewegung geraten und finden sich örtlich mit Haselgebirge zusammen in Jura- bis Unterkreide-Ablagerungen als Komponenten in Turbiditen und Olisthostromen oder als deckschollenähnliche Olistholithe wieder.

Bei der groben Gliederung der Kalkalpen kam es auch zu einigen Unstimmigkeiten. So steht die als tirolisch eingeordnete Inntaldecke in Tirol der hochbajuvarischen Lechtaldecke weitaus näher, als etwa im Osten die dem Tirolikum zugehörte Ötscherdecke der hochbajuvarischen Lunzer Decke. Ähnlich ist es mit dem sogenannten Tirolischen Bogen bzw. der Staufeu-Höllengebirgsdecke, welche an beiden Enden aus Antiklinalen innerhalb des Hochbajuvarikums entsteht.

Während in den Kalkalpen Tirols mächtigere mittelkretazische Jungschichten die Decken trennen und die oberkretazischen Gosauschichten von Osten her übergreifen, sind von Salzburg an ostwärts die Mittelkreideschichten fast nur auf den nördlichsten Randstreifen beschränkt und werden dort als Merkmal des Tiefbajuvarikums gewertet, während die Gosauschichten charakteristische Bestandteile des Deckengebäudes vom Hochbajuvarikum aufwärts sind.

Für die Beurteilung des Internbaues ist die Tiefenerosion durch die Decken hindurch von großer Bedeutung. *Halbfenster und Fenster*, die allerdings auch bestritten wurden, gibt es in den Tiroler Kalkalpen. Auch Schürflinge tiefer kalkalpiner Decken im Rahmen der Flyschfenster können hier angeführt werden. Vor allem im östlichen Teil der Kalkalpen sind Fenster schon lange bekannt und nicht umstritten: das Fenster in der Urmannsau (wichtige Bohrung!) bei Garming, das Annaberger Fenster, das Hengst- und

Ödenhoffenster im Schneeberggebiet und das Schwechattalfenster westlich Baden. Schließlich sind erst vor kurzer Zeit entdeckte Schürflinge in der Hinterbrühl westlich Mödling erwähnenswert, die durch Keuper, sandigen Lias und Mittelkreide charakterisiert werden und mit hoch- und nord-subtatischen Serien der Westkarpaten verglichen werden können.

In den Nördlichen Kalkalpen sind interessante *Querstrukturen* bekannt. Die markanteste ist diejenige der Weyerer Bögen, die als gegen Westen konvexe Struktur vom äußeren Kalkalpenrand südöstlich Steyr bis fast an den Innenrand zurückgreift und vermutlich durch kleine Verschiebungen der Schubrichtungen zu beiden Seiten zustande gekommen ist. Das mehr Südsüdwest – Nordnordost gerichtete Streichen des Gebirges zwischen der Hohen Wand und etwa Hernstein am Ostrand der Kalkalpen deutet ebenfalls einen Bogen an, der einen Zusammenhang mit karpatischen Streichrichtungen anzeigt. Ein weiterer größerer Bogen ist im Westen im Allgäu deutlich zu erkennen; er leitet jene drastische Verschmälerung der Kalkalpen ein, die ja dann im Rätikon nach Westen ausheben. Kleinere Bögen sind nicht selten, manche gehen in Querstörungen über, wie die Trauntalstörung in Oberösterreich. Bei anderen pflegt der Ostflügel nach Norden verschoben zu sein, wie etwa an der Göstlinger Störung in Niederösterreich. Nicht minder wichtig sind etwa WNW bis NW streichende *tiefgreifende Störungen*, wie die von Grünau-Windischgarsten, die sich auf etwa 50 km Länge erstreckt, oder jene vom Wolfgangsee, die ca. 30 km lang ist, weil an ihnen Flysch und Schürflinge randkalkalpiner Einheiten, am Wolfgangsee sogar Ultrahelvetische Klippenzone hochgepreßt worden sind, sodaß die Erosion Fenster (2.3.2.) öffnen konnte, die für die Einschätzung der Tektonik von größtem Wert sind.

### 2.3.4. Die Grauwackenzone sowie ihre Äquivalente in den Zentralalpen in Verbindung mit aufliegenden Resten aus Mesozoikum und Eozän

Vom Alpenostrand zieht die Grauwackenzone in einer Breite von maximal 25 km nach Westen mehr oder minder geschlossen bis in die Gegend von Schwaz in Tirol. Was vom Innsbrucker Quarzphyllit etwa doch nicht zum Unterostalpin, sondern zur Grauwackenzone gehört, müßte erst untersucht werden. Westlich von Innsbruck verschwindet sie fast ganz durch tektonische Ausschaltung, setzt sich aber ab Imst bis zum West-

rand der Ostalpen weiter fort, wobei immer mehr höher metamorphe Anteile vorliegen. Jene Unterbrechung wurde durch einen kräftigen Nordvorschub der Ötztaler Masse verursacht.

Die *Grauwackenzone* besitzt ferner *Äquivalente* in den Zentralalpen: das Grazer und Murauer Paläozoikum, die Gurktaler und Steinacher Decke sowie vermutlich die paläozoischen Unterlagen des Drauzuges, während der von

A. TOLLMANN (1953) hinzugenommene Schneeberger Zug bei Sterzing auszuklammern ist.

Die Grauwackenzone ist bzw. war im Hangenden mit den Nördlichen Kalkalpen stratigraphisch verbunden, wobei die Kontakte sehr oft gestört sind. Weiters trennen *permomesozoische Sedimentreste* auf dem unterlagernden *mittelostalpinen Kristallin* die Grauwackenzone und ihre Äquivalente von dem letzteren und erweisen somit ihre Auflagefläche als sehr *bedeutende Schubfläche* (vgl. S. 108).

Schon lange bekannt ist die Gliederung der Grauwackenzone in der Steiermark in die höhere *Norische* und die tiefere *Veitscher Decke*. Teildecken der Norischen Decke, deren Stapelung variszischen Alters zu sein scheint, sind bereits erkannt worden. Jene die Haupteinheiten trennende Norische Fläche jedoch muß alpidisches Alter haben, denn es ist ja das pflanzenführende Oberkarbon der Veitscher Decke zu den postvariszischen Ablagerungen zu rechnen. Vielfach allerdings neigt man immer noch dazu, die Norische Schubbahn als alpidisch überformten variszischen Deckenbau zu sehen (H. P. SCHÖNLAUB in 3.6.8.). Jedenfalls sollte im Auge behalten werden, daß auch die Veitscher Decke als ehemalige Basis nördlicherer kalkalpiner Einheiten durchaus in Betracht kommt (vgl. S. 89).

Die Norische Decke besteht hauptsächlich aus Altpaläozoikum und umfaßt insgesamt Ordoviz bis Unterkarbon. Auf ihr transgredieren die permischen Präbichlschichten als Einleitung der mesozoischen Schichtfolgen der Kalkalpen. Ihre bisweilen sehr deutliche Basisdiskordanz dokumentiert variszische Tektonik und nachfolgenden Eingriff der Erosion. Vor allem wegen der örtlichen Umwandlung devonischer Kalke in Siderit und Ankerit hat diese Einheit auch wirtschaftliche Bedeutung. Ursache und Alter dieser Umwandlungsvorgänge werden neuerlich diskutiert.

Gesteine, die der Norischen Decke entsprechen, kennzeichnen die Grauwackenzone bis in die Gegend von Schwaz in Tirol, wo sie auskeilen. Hier kommen sogar Gneisschollen an ihrer Basis vor, z. B. am Kellerjoch.

Unter der Norischen Decke liegt also die Veitscher Decke mit ihrem Karbon, speziell Oberkarbon, das gelegentlich Pflanzenreste und umgewandelte kleine Kohleflöze führt. Hier wiederum sind einige Kalk in Dolomit und Magnetit umgewandelt worden, was ebenfalls wirtschaftlich von Bedeutung ist.

Zur Grauwackenzone werden westlich von Innsbruck jene Gesteinszüge gerechnet, die analog den Verhältnissen weiter im Osten, wegen ihrer Trennung durch die Permotrias der Thial-

spitz-Puschlin-Zone vom Silvrettakristallin, dieselbe Position wie die östlichere Grauwackenzone einnehmen. Sie bestehen vornehmlich aus Quarzphylliten, wobei höher metamorphe Gesteinsanteile gegen Westen bedeutend zunehmen. Bei letzteren, insbesondere den *Phyllitgneisen* des Arlberggebietes, ist die Meinung geteilt, ob sie diaphthoritisches Silvrettakristallin oder höher metamorphe Anteile des Quarzphyllites sind. Jedenfalls aber sind kleine Karbonvorkommen bekannt, die die Verwandtschaft zur Veitscher, aber auch zur Steinacher und Teilen der Gurktaler Decke unterstreichen. Sollte hier tatsächlich bereits die „Veitscher Decke“ die Unterlage der Lechtaldecke sein?

Der größte Deckenrest auf den Zentralalpen, der der Norischen Decke weitgehend entspricht, ist das *Grazer Paläozoikum*. Dieses besteht aus einigen Decken, die sich faziell etwas unterscheiden, und ist kompliziert gebaut. Das Ausmaß der variszischen Tektonik wird verschieden beurteilt. Heute neigt man dazu, auch einen erheblichen Anteil altalpidischer Tektonik anzunehmen, welche zur Zeit der Belastung durch die hier vor der Transgression der Kainach-Gosau gestapelten altalpidischen Kalkalpen abgelaufen sein dürfte. Die Liegendfläche, an der das Grazer Paläozoikum dem mittelostalpinen Kristallin aufliegt, ist sicherlich eine bedeutende Schubbahn, die auch in der Bohrung Afling U 1 der ÖMV AG bei Kainach deutlich zu erkennen war. Sie ist auch mit Schollen wahrscheinlicher *Zentralalpiner Trias* (Raasbergfolge) und von fraglichem Karbon (Folge von Laufnitzdorf), möglicherweise einem Schubspan der Veitscher Decke, als Deckenscheidern besetzt. Die Beziehung des als Gosau gedeuteten Gamsner Konglomerates in die Tektonik spricht für Mitwirkung jungalpidischer Vorgänge. Gegen Südosten ist das Grazer Paläozoikum samt dem darunterliegenden Mittelostalpinen Kristallin weit unter dem Jungtertiär des Steirischen Beckens verbreitet.

Im Gebiet von Turrach bzw. im dortigen Bereich der *Gurktaler Decke* (im Grenzgebiet zwischen Kärnten und dem Lungau), die kompliziert gebaut zu sein scheint, wie auch in der *Steinacher Decke* im Brennergebiet in Tirol, ist Oberkarbon mit gelegentlich auftretenden kleinen Anthrazit- oder Graphitflözen (und ab und zu Pflanzenresten) mit typischem Quarzphyllit verbunden.

Ferner gibt es in der Gurktaler Decke noch altpaläozoische Serien in großer Verbreitung, die dem Murauer Paläozoikum, aber auch der Magdalensbergserie vergleichbar sind. Zum Komplex der Gurktaler Decke gehört somit auch das *Murauer Paläozoikum*, das von der alpidischen

Profil 5

Das Profil läuft über die Vorlandmolasse des Bayerischen Alpenvorlandes bei Bad Tölz und über die Nordtiroler Kalkalpen ins westliche Tauernfenster, sodann über die Rieserfernergruppe und die Periadriatische Naht bei Welsberg in die zentralen Südtiroler Dolomiten. Hier wurde ein Profilentwurf von CH. HAUSER und O. THIELE mitverwendet.

Entsprechend seiner Verbreiterung ist das Becken der Vorlandmolasse bereits merklich tiefer als im Osten. Vermutete Untergrundstrukturen sowie die mesozoische Bedeckung des Kristallins sind hier eingetragen. Letztere ist hier schon mächtiger und konstanter. Irgendwo unter den nördlichen Ostalpen ist der allmähliche Übergang in das Helvetikum zu suchen. Die Subalpine Molasse ist hier wesentlich breiter geworden und besteht – charakteristisch für diese westlichen Gebiete – aus einigen Synklinalen, die durch Schubbahnen getrennt werden.

Nachdem hier erstmals im Helvetikum Serien von der Art des Vorarlberger und Schweizer Helvetikums auftreten, dürfte auch seine Mächtigkeit größer sein als die des Ultrahelvetikums, das aus durchwegs geringmächtigen Serien besteht. Die Flyschzone ist wieder schmaler als in Oberösterreich und Salzburg. Wie bei allen Profilen wird auch hier vorausgesetzt, daß Molasse, Helvetikum und Flysch weit unter die Alpen und z. T. in die als Heimatgebiet des Rhenodanubischen Flysches angesehene große Fuge hineinreichen; in welchen Mächtigkeiten und Zusammenhängen ist nicht bekannt.

Die Kalkalpen bestehen aus einer schmalen Vorzone der Allgäudecke und einer breiten, gefalteten und teilweise geschuppten Lechtaldecke, auf der die Gosau von Brandenberg transgrediert. Erst einige Kilometer weiter westlich beginnt die Inntaldecke. Das auf den südlichsten Teilen der Lechtaldecke transgredierende Inntaltertiär ist teilweise an Störungen eingesenkt, die in ihrer Bedeutung Lineamentcharakter anzunehmen scheinen und auch weiter Inntal-aufwärts bis ins Engadin auffällig sind. Die Trias der Kalkalpen mit ihrer permischen Basis transgrediert ferner auf das Altpaläozoikum der Grauwackenzone. Fast nie sonst gibt es, so wie hier, darunter Kristallinschollen, wie jene des Kellerjoches. Sie werden meist als mittelostalpin angesehen. Hier wird aber

versucht, sie als Grundgebirgsreste des Altpaläozoikums zu deuten und den merkwürdigen halbfensterartigen Teil des darunterliegenden Quarzphyllites der Veitscher Decke zuzuordnen.

Im Falle der Deutung des Kristallins als Mittelostalpin müßte jene „Veitscher Decke“ mit der Signatur des unterostalpinen Quarzphyllites versehen werden. Es ist ein Deutungsversuch, der hier erst zur Diskussion gestellt werden soll. Die im Falle der Annahme einer Veitscher Decke erforderliche Störung müßte man als Fortsetzung bzw. Verbindung derjenigen Lincamente ansehen, die im Salzachtal und Inntal gewiß eine größere Bedeutung haben. Teile des vermißten mittelostalpinen Rahmens müßten dann an den Störungen in die Tiefe abgewandert sein.

Südlich dieser Störung (oder auch unter der Grauwackenzone und mittelostalpinen Kristallinresten?) breitet sich Quarzphyllit mit Resten einer verkehrten mesozoischen Serie am Tauernfensterand aus, der als unterostalpin aufgefaßt wird. Darunter liegt die penninische Schieferhülle des Tauernfensters mit z. T. steiler auferichteten und zerschissenen Zentralgneisen im Kern, die auch hier erst in jüngster Zeit kuppelförmig aufgewölbt worden sind. Im Süden muß auf die ziemlich schmale, aus unterostalpinen und penninischen Elementen aufgebaute, intensiv verschuppte („Melange“-ähnliche) Matreier Zone hingewiesen werden.

Mächtiges mittelostalpinen Kristallin hat einst das ganze Tauernfenster zugedeckt und wurde durch die Erosion entfernt. Seine Überschiebung und mächtige Überlagerung sind für die charakteristische Tauernmetamorphose verantwortlich zu machen. Das Kristallin selbst wurde im Süden in geologisch junger Zeit von dem Tiefengesteinskörper des Rieserferner-Tonalites diskordant durchbrochen, der zwar zu den periadriatischen Intrusiven zu zählen ist, allerdings noch nördlich der Naht aufgedrungen war.

Die Periadriatische Naht selbst verläuft nämlich weiter südlich im Rienztal, wo sie bei konstantem West- bis Westnordweststreichen als teilweise sehr junge Störung das mittelostalpine Deckenland gegen Westen immer mehr einengt und dann beinahe den Tauernfensterand erreicht. Eine horizontale Verschiebungskomponente größeren Ausmaßes wird vielfach angenommen.

Südlich der Naht liegt wiederum südalpines Territorium. Die Unterlage des transgressiv lie-

genden Perms und der südalpinen Trias der Dolomiten ist Quarzphyllit. Das variszische Deckengebirge der Karnischen Alpen hat etwas östlicher (bei Innichen) ein Ende gefunden, wobei das schon vorpermisch hergestellte Verhältnis zwischen diesem und dem südlich und westlich angrenzenden Quarzphyllit noch unklar ist. Die nicht sehr starke, südgerichtete Tektonik der Dolomiten ist im Profil zum Ausdruck gebracht. Nicht bekannt ist die Tiefenlage der wahrscheinlichen kristallinen Unterlage des Quarzphyllites.

Profil 6

Dieser Schnitt wurde etwa 50 km weiter westlich aus dem Alpenvorland bei Weilheim-Schongau übers Wetterstein- und Karwendelgebirge und über das Inntal westlich Innsbruck in das Gebirge westlich der Brennerfurche gezogen. Das Südwestende des Tauernfensters gerade noch schneidend, erreicht er bei Mauls südalpines Gebiet und die westlichen Südtiroler Dolomiten. Ein Profilentwurf CH. HAUSERS wurde mitverwendet.

Die tiefsten Teile der mächtigeren Vorlandmolasse und das mit einer mächtigeren mesozoischen Haut ausgestattete kristalline Grundgebirge ist nach Aussage der Geophysik von Brüchen betroffen worden. Die Mulden-Schuppenstrukturen der Subalpinen Molasse sind ähnlich jenen der benachbarten Profile. Helvetikum kommt im Schnitt nicht mehr ganz an die Oberfläche; die Flyschzone ist eher schmal und tektonisch stärker gestört. Das weite Hineinreichen unter die Alpen wurde so wie bisher gezeichnet. Im Untergrund ist wiederum der sehr allmähliche Übergang des Vorlandmesozoikums in das Helvetikum zu vermuten.

In den Kalkalpen wird eine schmal ausstreichende Allgäudecke von einer breit hingelagerten, gefalteten und z. T. geschuppten Lechtaldecke überlagert. Die Inntaldecke liegt im Karwendel der Lechtaldecke auf. Steile Strukturen im breiten Inntal sind häufig festzustellen. Nach Hinweisen steht in seinem Untergrund auch Quarzphyllit an, der hier als Äquivalent der tieferen Grauwacken- decke angesehen wird. Das Altpaläozoikum der höheren Grauwackendecke endet nämlich bei Schwaz und es sieht so aus, als würde hier die tiefere Grauwackendecke mit (Landecker) Quarzphyllit und stellenweise etwas Oberkarbon die Unterlage dieses Teiles der Kalkalpen bilden.



Das Inntal ist als Subduktionszone gezeichnet. Die Südbegrenzung ist im Schnitt jene Störung, an der der jüngere Vorschub der Öztaler Masse erfolgt ist.

Die mittelostalpine Öztaler Masse, hier in den Stubai Alpen, trägt das stratigraphisch aufliegende, altalpidisch schwach metamorphe Brennermesozoikum, das von der auch wieder aus Quarzphyllit und etwas Oberkarbon bestehenden Steinacher Decke überschoben wurde, die der oberostalpinen Grauwackenzone gleichzusetzen ist.

Die Trias-Jurauflage dieser Decke ist längst tektonisch abgewandert (als Nördliche Kalkalpen) oder durch Erosion entfernt worden (z. B. Gerölle in der Gosau). Am Ort sind ihre Spuren heute nur noch in Form kleiner Deckenreste und Schollen zu erkennen, die als nichtmetamorphe Schüblinge unter die Steinacher Decke in jungalpidischer Zeit eingewickelt wurden (z. B. die Blaserdecke). Auf die frappante Ähnlichkeit mit der Gurktaler Decke (Profil 3) muß besonders aufmerksam gemacht werden. An dem vom Profil in sehr spitzem Winkel geschnittenen Ostrand der Öztaler Masse ist eine vermutete Fortsetzung der Silltalstörung eingetragen.

Entsprechend der großen Breite des unterostalpinen Quarzphyllites östlich vom Wipptal ist dieser auch unter der Öztaler Masse breit eingezeichnet, ebenso das Penninikum, das an der Oberfläche am Südwestende des Tauernfensters nur mehr schmal angeschnitten wird. Die Matreier Zone ist praktisch ausgequetscht.

Ein nur mehr ganz schmales Stück mittelostalpinen Kristallins trennt das Tauernfenster von der Periadriatischen Naht, die sich gerade hier, wo sie dem jungalpidischen Tauernfenster sehr nahe kommt, als sehr junge Störung erweist. Sie könnte in der Tiefe das Tauernfenster um den Betrag von mehr als zehn Kilometern verwerfen. Die Möglichkeit des Aufdringens junger Plutone an der Störung wird in Betracht gezogen.

Auf südalpinem Gebiet steht hier der Brixner Granit an, der zu den alten periadriatischen Intrusiven gezählt wird. Die Unterlage der westlichen Südtiroler Dolomiten ist hier Perm mit Quarzporphyr, darunter wieder Quarzphyllit, der in unbekannter Tiefe einem Kristallin aufliegen muß. Die südgerichtete Tektonik kommt zum Ausdruck.

#### Profil 7

Dieser Schnitt verläuft nur wenig westlich des vorigen und ist aus der Gegend von Landshut in Bayern und über die Zugspitze und die zentralen Stubai Alpen in die Gegend von Meran gelegt; er soll vor allem das vollständige Untertauchen des Penninikums unter das Mittelostalpin darstellen.

Die Molasse zeigt wiederum die kennzeichnende Mächtigkeitszunahme gegen die Alpen hin, ebenso die Schuppen aus muldenförmig gestalteten Einheiten in der Subalpinen Molasse. Eine größere Verbreitung autochthonen Mesozoikums auf dem Kristallin der Böhmisches Masse wird vorausgesetzt und der sehr allmähliche Übergang nach Süden in das Helvetikum etwa in der Gegend des Alpenrandes angenommen. Mögliche Strukturen der Molassebasis sind mangels Unterlagen nicht berücksichtigt.

In der auch in diesem Profil ziemlich schmalen Flyschzone ist ein Helvetikum-Aufbruch dargestellt. In gleicher Weise wie bisher wurden alle diese Einheiten weit unter die Alpen hineingezeichnet.

Eine schmale Allgäu-Decke wird breit von einer tektonisch stark gegliederten Lechtaldecke überlagert, deren Berge hier in der Zugspitze gipfeln. Im Süden ist ihr die Inntaldecke aufgeschoben, deren Gesteinsfolgen denen der Lechtaldecke eng verwandt sind. Die Unterlage ist wiederum Quarzphyllit, der mit der tieferen Grauwacken-Decke gleichgesetzt werden könnte. Südlich der durch steilstehende Strukturen gekennzeichneten Störungszone des Inntales steht er am Nordrand der nach Norden vorgeschobenen mittelostalpinen Öztaldecke an. Die Störungen des Inntales sind hier deutlich als Subduktionsflächen gezeichnet, an denen verschiedene tektonische Körper in die Tiefe abgewandert sind.

Die mittelostalpine, aus mächtigem Kristallin aufgebaute Öztaldecke in den Stubai Alpen hat hier bereits die einstige Decke aus zentralalpinem Mesozoikum und Steinacher Decke durch Erosion verloren. Sie bedeckt selbst breit das von Osten her abgetauchte Unterostalpin und Penninikum des Tauernfensters. Vor allem im Norden muß darunter eine weite Verbreitung von Unterostalpin und Penninikum vermutet werden, weil einerseits diese Einheiten an der Brennerlinie in breiter Front nach Westen unter das Kristallin abtauchen

und andererseits das Unterengadiner Fenster, insbesondere sein Nordostende, eine besonders weit nördliche Position einnimmt. Tiefenlage und Gestalt der eingezeichneten Zentralgneiskörper sind selbstverständlich hypothetisch. Die Öztaler Masse, zu der übrigens auch der bekannte, im Südteil vom Profil gequerte Schneeberger Zug gehört, stößt nordöstlich Meran abrupt an die Periadriatische Naht, die hier gegen Südwesten streicht und den Namen Judikarientlinie trägt; in der Tiefe wäre eventuell ein junger Tiefengesteinskörper möglich.

Der nur kurze südalpine Profiltail zeigt neben der Naht den alten, periadriatischen Tiefengesteinskörper des Iffinger-Granites, der hier lokal auch im Südosten von einer Störung begrenzt wird. Dann dominiert der mächtige, von permischen Sedimenten begleitete Bozener Quarzporphyr. Er liegt auf Quarzphyllit, dessen Übergang in Kristallin in der Tiefe angenommen wird. Die Triasbedeckung ist durch Abtragung entfernt.

#### Profil 8

Dieses Profil zeigt die Molassezone nordöstlich Bregenz, die Flyschzone mit dem breiten Allgäu-Vorarlberger Helvetikum, die ihrem Westende nahen Kalkalpen, das beiderseits von Kristallin begrenzte zentrale Engadiner Fenster und ist über die Ortlergruppe bis zur Presanella gezogen. Vom Engadiner Fenster nordwärts liegt ihm ein Profil R. OBERHAUSERS zugrunde, das aber teilweise im Sinne der Auffassungen des Autors verändert ist (R. OBERHAUSERS Originalprofil vgl. Abb. 39 und 73).

Vorlandmolasse und Subalpine Molasse sind grundsätzlich ähnlich wie in Profil 7. Die Flyschzone wird schon in jenem Bereich geschnitten, wo das von der Schweiz herüberstreichende Helvetikum der Säntisdecke weitflächig ansteht, bevor es weiter östlich unter die Flyschdecke untertaucht. Die Flyschkulissen zu beiden Seiten sind der Ausbildung nach ein wenig verschieden. Der südliche Flysch ist auffallend mächtig und baut Berge alpinen Charakters auf. Zwischen Helvetikum und Flysch befindet sich einerseits, nicht eigens abgetrennt, das Ultrahelvetikum der Liebensteiner Decke oder die „Schuppenzone“, andererseits die aus Flyschgesteinen mit eingelagerten charakteristischen Blockschichten bestehende Feuerstätter Decke, ein Element, das weiter östlich nicht be-



kannt bzw. nicht erkennbar ist, falls es dort Äquivalente geben sollte. Das Hineinziehen dieser Einheiten unter die Alpen folgt der gleichen Auffassung, wie in den anderen Profilen. Es soll daran erinnert werden, daß man nach der Auffassung von R. OBERHAUSER den Rhenodanubischen Flysch nicht in die Fuge unter dem Penninikum, sondern in dessen Hangenteil zeichnen müßte. Die Flyschfolgen des Rhenodanubischen Flysches sind aber von denen des Engadiner Fensters wesentlich verschieden.

Ein weiteres, erst hier auftretendes tektonisches Element ist die zwischen Rhenodanubischen Flysch und Kalkalpen eingeschaltete, meist enorm tektonisierte Arosazone mit bunter Gesteinsmischung und Ophiolithen, die als südpenninisch angesehen wird.

Die Nördlichen Kalkalpen sind hier nahe dem Westende bereits beträchtlich schmaler geworden. Sie bestehen aus Allgäu- und Lechtaldecke, auf der noch kleine Deckschollen liegen, die aus einer nach Norden überschlagenen Falte abgeleitet werden können. Die Basis der Kalkalpen ist auch hier paläozoischer Quarzphyllit, lokal mit etwas Oberkarbon unter der transgressiven permischen Decke. Die Phyllitgneise des Arlberggebietes sind in dieser Signatur inbegriffen und werden als höher metamorpher Quarzphyllit aufgefaßt; auch die Landecker Quarzphyllite beinhalten, meist im Süden, höher metamorphe Anteile.

Jenseits der Störungen des Arlberggebietes, die als eine Fortsetzung des Inntal-Lineamentes ge-

dacht werden können, liegt das Mittelostalpine Kristallin der Silvrettadecke, das nachweislich ziemlich flach auf dem Penninikum des Engadiner Fensters liegt. In der Überschiebungsfäche kommen sogenannte „subsilvrettide“ mesozoische Schollen vor, die hier aber nicht als kalkalpin, sondern besser als zentralalpin aufgefaßt werden. Sie dürften entweder von dem heute abgetragenen Sedimentmantel der Silvrettadecke abgeglitten und unter den Schlitten geraten sein, oder aber aus den Engadiner Dolomiten stammen.

Das Penninikum des Engadiner Fensters besteht aus mächtigen Bündner Schiefen, die in einen örtlich als Oberkreide eingestufteten Flysch übergehen. An der Nordwestseite angehäuft, finden sich mehrere tektonische Einheiten und Schuppen bunter Zusammensetzung, wie Abfolgen mit epikontinentalem Jura, gipsführenden Serien, diversen Flyschen, Ophiolithen etc. Früher als unterostalpin gedeutet, werden sie heute als penninisch angesehen. Vom Unterostalpin bleibt nach heutiger Auffassung kaum mehr als die Trias der Stammerspitze übrig, die im Profil angedeutet ist. Und in der Tiefe: wo dort Zentralgneis auftritt, ist völlig ungewiß, jedoch sein Vorkommen wahrscheinlich. An der Oberfläche gegen den Südostrand des Fensters gerückt, finden wir die Störungszone des Engadiner Lineamentes, die gegen Südwesten durch das Mittelostalpin bis in das Unterostalpin des Oberengadins verfolgt werden kann. Dort übrigens beinhaltet das Unterostalpin mächtige Kristallindecken, die aber bereits in der

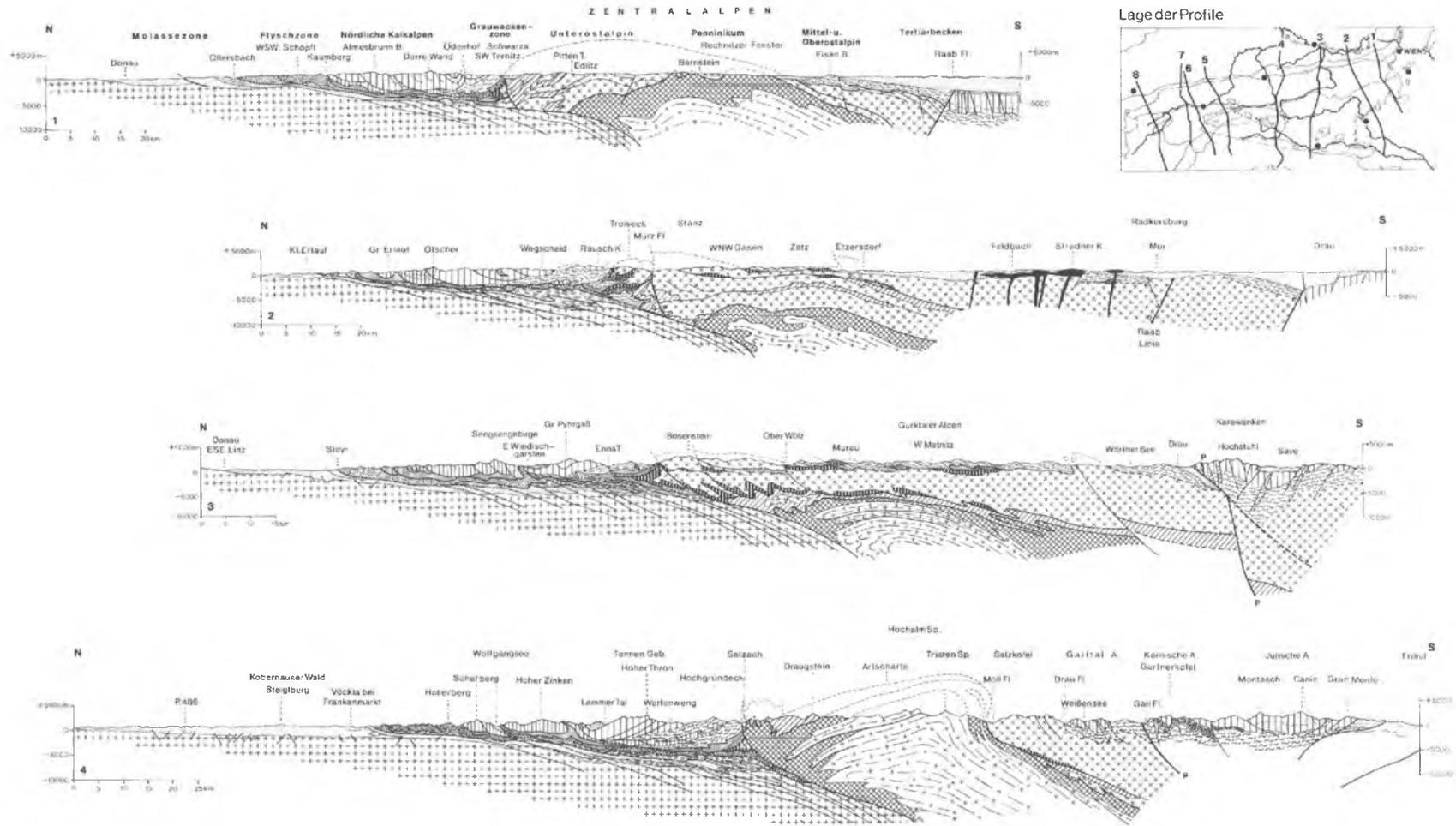
Gegend von Bergün gegen Norden enden. Diese Gegebenheit ist im Südteil des Profils in der Tiefe angedeutet. Wie in allen Profilen ist im Sinne einer Auffassung als „basement“ mittel-, unter- und südalpines Kristallin durch die Signatur nicht unterschieden.

Wenn man nicht riesige Mächtigkeiten des mittelostalpinen Kristallins in Rechnung stellen will, dann muß man darunter das Penninikum und Unterostalpin eher flach gegen Süden abtauchen lassen. Allerdings ist die Teilung des Kristallins in Campo- und Lanquarddecke unterlassen. Der Schnitt ist aber so gelegt, daß die besonderen Eigentümlichkeiten der hangenden Sedimenthaut dargestellt werden konnten. Der östlichste Teil der Engadiner Dolomiten sowie die Ortlertrias sind flachen, nach Südwest gerichteten, von der Öztaler Masse ausgehenden Überschiebungen mit dünnen Kristallinlamellen unterworfen worden, die sicher zu den sekundären tektonischen Erscheinungen in Zusammenhang mit den großen Süd-Nord-Transporten gehören dürften. Im südlichen Vorfeld des Ortlers gibt es auch Quarzphyllit, der auf Kristallin liegt.

Als Fortsetzung der Periadriatischen Naht ist die Tonalinie mit Spuren heftiger tektonischer Bewegungen eingetragen, mit einer kleineren Parallelstörung. Ganz nahe an sie herangerückt, ist im südalpines Gebiet der junge Tonalitkörper des Adamello und der Presanella aufgedrungen. Von der Einbeziehung weiterer Teile der Südalpen wurde, nicht zuletzt aus Platzgründen, abgesehen.



Profile durch die Ostalpen S.PREY (1976-78), unter Benützung von Literatur, sowie Profilentwürfen von HAUSER, OBERHAUSER und THIELE.



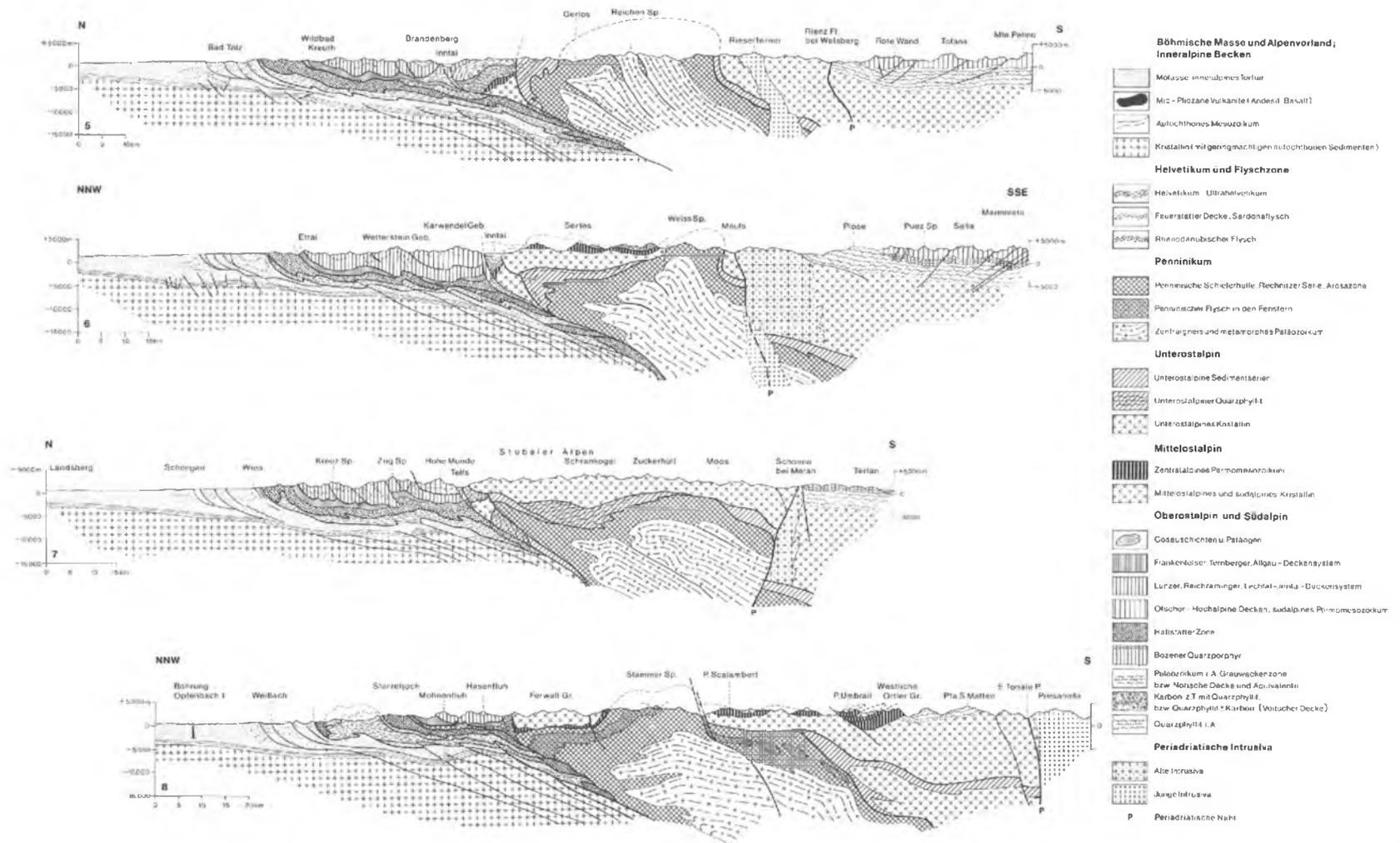


Abb. 19. Das heutige geologische Bild der Ostalpen erläutert anhand von 8 Nord-Süd-Profilen. (Profil Erläuterungen siehe S. 92-96 und 101-105)



## Erläuterungen zu den Profilen 1–4 der Abbildung 19, S. 98

## Profil 1

Die Profilinie führt östlich St. Pölten vorbei durch die Molassezone, die hier breitere Flyschzone, die Nördlichen Kalkalpen, die östlichsten Zentralalpen und das Rechnitzer Fenster in das westungarische Raabbecken.

Auf dem Kristallin der Böhmisches Masse, die unter den Alpen vermutlich noch Reste von autochthonem Mesozoikum trägt, liegt die hier nur wenig breite, anstehende Vorlandmolasse. Sie ist am Alpenrand stärker geschuppt, mit einigen Flyschbrettern dazwischen; basale Molasseschichten sind mit aufgeschürft. Das hängt mit dem geringen Tiefgang des Molassebeckens an dem südwärts gerichteten Sporn der Böhmisches Masse zusammen. Jedoch ist die Molassezone bis in die Gegend von St. Pölten noch leicht gestört. Hier liegt die „St. Pöltener Aufschiebung“, die sich gegen Westen zu verlieren scheint, gegen Osten aber mit der äußeren Aufschiebung der Waschbergzone in Verbindung gebracht werden kann.

Die besonders breite Flyschzone, die schon zu den Verhältnissen in den Karpaten überleitet, ist in Decken gegliedert, von denen die nördliche Greifensteiner und die südliche Laaber Decke dargestellt sind. An der Aufschiebungzone ist Ultrahelvetikum mit Klippen hochgebracht worden (Hauptklippenzone des Wienerwaldes).

Auf Molasse und Rhenodanubische Flyschzone mit Ultrahelvetikum sind die Nördlichen Kalkalpen überschoben worden, und zwar nach Auffassung des Autors sehr weit. Die Gliederung in eine Anzahl von Decken und Teildecken ist charakteristisch; im Norden das Frankenfelder, anschließend das Lunzer Deckensystem als schmaler Streifen, dann breit das Ötscherdeckensystem (im alten Sinne); im Süden die hochalpinen Decken mit dem Odenhofferfenster, in die die Hallstätter Fazies hineingreift. Die zwar gestörte, aber ursprünglich vorhandene stratigraphische Verbindung der kalkalpinen Trias mit dem Paläozoikum der Grauwackenzone, und zwar der „Norischen Decke“, ist angedeutet. Auf Grund von Erfahrungen in den Westkarpaten wird versucht, tiefere kalkalpine Einheiten mit der tieferen Grauwackendecke, der „Veitscher Decke“, als Basis zu verbinden. Der jungalpidisch überarbeitete, altalpidische Deckenbau ist häufig noch deutlich zu erkennen.

Nach der Aussage insbesondere des Flyschfensters von Windischgarsten (Profil 3) und dem er-

forderlichen weiten Transport der Molasse von Rogatsboden aus dem Süden (Profil 2) wird auf einen weit nach Süden unter die Alpen reichenden Molassetrog und eine noch viel weiter südliche Herkunft von Ultrahelvetikum und dem Rhenodanubischen Flysch geschlossen. Auf Grund von Beziehungen zwischen Ultrahelvetikum und Flysch wird vom Autor eine einst unmittelbare Nachbarschaft von Ultrahelvetikum und Flysch abgeleitet, wie auf Abb. 17, Profil III dargestellt ist, und die Fuge zwischen Vorlandkristallin und Penninikum als Rest dieses Flyschtroges gezeichnet.

*(Nachtrag während der Drucklegung: In neuester Zeit wurde etwa 20 km NE der Dürren Wand die Bohrung Berndorf 1 von der ÖMV-AG niedergebracht. Sie schloß auf: bis 127 m Unterpannon, bis 5640 m Kalkalpen [Göller- und Unterbergdecke], bis 5910 m Flyschzone, bis 5945 m Molasse [Eger] und bis zur Endteufe bei 6028 m Kristallin der Böhmisches Masse. Die Kalkalpen sind somit etwas mächtiger als im Profil gezeichnet, die Molasse wäre nicht mehr darstellbar.)*

An der Schwarza wird das südwestlichste Ende des Wiener Beckens geschnitten, das in die erdbebenaktive Semmering-Mürzlinie mündet, die deshalb als tiefgreifende Störung (Lincament) dargestellt ist. Das Fehlen eines mittelostalpinen Streifens unbekannter Breite kann dort auf Verschluckung zurückgeführt werden; Reste dieses Streifens setzen wenig westlich ein.

Südöstlich dieser Linie liegt der Raum der Zentralalpen, beherrscht von mächtigem Kristallin und im Norden angestautem Mesozoikum der unterostalpinen Semmeringdecken, denen auch die Kristallindecke des Wechsels zugezählt werden muß. Im Sinne eines „basements“ wird der Einfachheit halber unterostalpinen und mittelostalpinen Kristallin in der Signatur nicht unterschieden.

In einigen Fenstern kommt, nachweisbar darunter, die jetzt als Penninikum aufzufassende Rechnitzer Serie mit Schiefen, Kalkphylliten, Marmoren, Grünschiefern und Serpentiniten – mit Nachweis von Jungmesozoikum! – zum Vorschein. Ob darunter wirklich ein Zentralgneis vorhanden ist, bleibt freilich ungewiß.

Gerade südlich vom Rechnitzer Fenster dürfte eine unkenntliche Trennung von unter- und mittelostalpinem Kristallin anzunehmen sein und wurde willkürlich eingezeichnet. Im Einklang mit Beobachtungen weiter westlich kann man vermu-

ten, daß das von einer paläozoischen Decke (einem Äquivalent des oberostalpinen Grazer Paläozoikums) bedeckte Kristallin hier mittelostalpin ist.

Die Ostalpen reichen bis zur Raablinie, die im Südosten ein tektonisch und faziell abweichendes Baustück abtrennt. Sie ist aber unter mächtigem Jungtertiär verborgen, das auch den Ostrand der Ostalpen auf weite Strecken bedeckt.

## Profil 2

Der Schnitt ist so gelegt, daß er vom schmalsten Teil der Vorlandmolasse her das Molassefenster von Rogatsboden und die Kalkalpen bis ins mittlere Müürztal quert, wo Grauwackenzone und Mittelostalpin gut erforscht sind, und über das mittelostalpine Kristallin und Teile des Grazer Paläozoikums bis ins Steirische Becken reicht.

Das Kristallin der Böhmisches Masse springt hier weit nach Süden vor und verursacht dadurch die auffallend geringe Breite der Vorlandmolasse, die Aufschuppung des Rogatsbodener Fensters sowie die besonders geringe Ausdehnung der Rhenodanubischen Flyschzone. Die enorme Komplikation der z. T. als Flysch entwickelten Rogatsbodener Molasse mit ihrem Rahmen aus ultrahelvetischer Buntmergelserie sowie Grestener Klippenzone (im Süden) ist hier kaum darstellbar. Es handelt sich aber um ein in größerem Deckenverband transportiertes Fenster, das keinesfalls im Untergrund verwurzelt ist, sondern auf jüngere autochthone Molasse überschoben ist und aus einem weit südlich gelegenen Teil des Molassetroges stammt. Der geringere Tiefgang der Decken, einschließlich der Kalkalpen, sowie die Überschiebung auf Vorlandmolasse, die auf Kristallin der Böhmisches Masse liegt, geht aus den Ergebnissen der Bohrung Urmannsau 1 hervor.

Im Nordteil der Kalkalpen bilden Frankenfelder und Lunzer Decke kompliziertere Strukturen, wie das Fenster der Urmannsau. Vor der nordwärts herabgebogenen Stirn der Ötscherdecke liegt die „Lunzer Musterfalte“. Am Südrand erkennt man wiederum den einstigen stratigraphischen Kontakt zur Grauwackenzone, die breit ansteht und den Erosionsrest des Rauschkogels trägt. Unter der Norischen Decke liegt die vor allem durch Oberkarbon gekennzeichnete Veitscher Decke. Sie schmiegte sich an das zentralalpine Permomesozoikum (Rannachserie) und das liegende mittel-



## Erläuterungen zu S. 98

ostalpine Kristallin des Troiseck-Floning-Zuges an. Dem Verfasser scheint es sehr wahrscheinlich zu sein, daß auch noch unter der Grauwackenzone Flysch, Ultrahelvetikum und vielleicht auch Molasse erwartet werden kann, die, zumindest teilweise, in die große Narbe unter die Zentralalpen hineinzielen.

Zu dieser Narbe zuscharend gedacht ist die erdbebenaktive Mürzlinie. Südlich von ihr sind große Massen Kristallin verbreitet. Die obersten Teile mit ihrem zentralalpinen Permomesozoikum sind mittelostalpin, die tieferen unter den tiefsten Linsen von zentralalpinem Permomesozoikum aber unterostalpin und eine Fortsetzung der Semmeringdecken. Am Rücken des Mittelostalpins liegt das als Decke mit der Grauwackenzone zu verbindende oberostalpine Grazer Paläozoikum, das vom liegenden Kristallin durch spärliche Reste von zentralalpinem Mesozoikum, der Raasbergserie, getrennt wird.

Das Kristallin mit Resten der oberostalpinen Decke taucht unter das transgredierende Jungtertiär des Steirischen Beckens unter, das im Süden auch den tiefen Draugraben zudeckt. In seinem Untergrund ist sowohl die nach Nordosten hinaufziehende Raablinie, als auch die nach Osten streichende Draulinie verborgen, die also bedeutende divergierende Lineamente darstellen. Die erstere muß auch hier als Südostgrenze der Ostalpen gelten, auch wenn sie hier zwischen Kristallinblöcken wenig deutlich in Erscheinung tritt.

Bedeutendere, vorwiegend andesitische Vulkaniteinschaltungen sind für das Karpat und tiefere Baden des steirischen Jungtertiärs charakteristisch, die mit der alpin-karpatischen Subduktion in Beziehung gebracht werden. Die jüngsten Vulkanite sind pliozäne Basalte.

## Profil 3

Die hier gewählte Profilinie verläuft aus der Gegend von Linz über die bereits breiter gewordene Molassezone, die Flyschzone und die Nördlichen Kalkalpen mit dem Flyschfenster von Windischgarsten. Sie berücksichtigt ferner die Strukturen des Bösensteinmassivs und die breit hingelagerte Gurktaler Decke. Im Süden sind die markante Karawankenüberschiebung und die Strukturen der nördlichen Südalpen in Jugoslawien dargestellt.

An der Basis der Molassezone sind die teilweise bis ins Obere bewegten Bruchstrukturen angedeutet, die wegen der Bitumenführung bedeutsam sind. Die Molasse ist wiederum weit unter die Alpen hineingezeichnet; ob sie dort nun zusammenhängend oder in zerrissenen Linsen, ob mächtig oder geringmächtig auftritt, ist nicht bekannt. Dasselbe gilt wohl auch für die Rhenodanubische Flyschzone, unter der sicherlich auch Reste von Ultrahelvetikum vorhanden sind.

In den Kalkalpen sieht man an der Stirn ein wenig breiter das Ternberg-Frankenfesler Dekkensystem, darüber die Reichraminger-Lunzer Decke, die an Störungen in einzelne Körper zerlegt ist. In der Aufschiebung nördlich unter dem Sengengebirge erblickt man die im Westen ausgeprägtere Überschiebung der Staufeu-Höllengebirgsdecke bzw. des Tirolischen Bogens. Die westlich des Profils die Reichraminger Decke durchschneidende Grünau-Windischgarstener Störungszone ist im Profil an den Nordrand auch der hochalpinen Decken gerückt, die der alten Ötscherdecke gleichzusetzen sind. Im Pyhrngasgebiet (= Haller Mauern) ist die salinar ausgelöste Stockwerkstektonik angedeutet. Die Verbindung dieser Einheit mit der Grauwackenzone ist deutlich. Beide Grauwackendecken sind vorhanden, wobei die untere als Basis tieferer kalkalpiner Decken in Frage kommt. Störungen im Ennstal, an denen auch Tertiär eingezwickelt ist, komplizieren den Bau und gewinnen gegen Westen immer mehr Lineamentcharakter. Das Mittelostalpin unter der Grauwackenzone ist nur vermutet.

Mit einer Störung beginnen die Kristallinmassen der Zentralalpen, insbesondere die des Bösensteins (Pölsensteins). Seine Nordverschiebung erfolgte an dem Störungssystem des Palten-Liesingtales; die Störung am Nordrand könnte als versetztes Lineament des Murtales aufgefaßt werden. Die Erforschung hat bedeutende Komplikationen ergeben. Die Trennung gegen die Grauwackenzone wird durch die permomesozoische Rannachserie unterstrichen. Analog der verkehrten mesozoischen Serie im Hangenden der Radstädter Decken könnte man auch eine verkehrte Serie unter dem mittelostalpinen Kristallin vermuten, was hier darzustellen versucht wird. Auch der ausgedehnte Lappen der Gurktaler Decke liegt auf altalpidisch metamorphem Mesozoikum, das auf dem mittelostalpinen Kristallin abgelagert worden ist, und hat an der Überschiebung des Paläozoi-

kums auch nichtmetamorphes Mesozoikum in dünnen Lamellen eingewickelt; das muß zur Zeit der jungalpidischen Bewegungen geschehen sein und ist ein Beweis für die Zweiphasigkeit der tektonischen Vorgänge. Die Gurktaler Decke wird ebenfalls als Äquivalent der oberostalpinen Grauwackenzone gedeutet.

Es wird vermutet, daß das auf Kristallin liegende metamorphe Altpaläozoikum Mittelkärntens zumindest teilweise auch zur Gurktaler Decke gehört, wenn auch die Deckengrenze durch Metamorphose verschleiert sein dürfte.

Unter dem Mittelostalpinen Kristallin ist Unterostalpin und Penninikum mit Sicherheit anzunehmen. Im Unterostalpin wird man mit Annäherung an das Tauernfenster mit einem Aussetzen der im Semmeringgebiet so mächtigen Kristallindecken rechnen müssen, zumal deren Reste im Rahmen des Tauernfensters sehr dürftig sind. Sind sie im Süden zurückgeblieben?

Das mittelostalpine Kristallin mit seinen Auflagen sowie dem in Südkärnten abgelagerten Jungmiozän-Altpliozän wurde von den Karawanken in junger Zeit überschoben, und zwar von der Fortsetzung des nordalpinen Drauzuges. Seine Breite bis zur Periadriatischen Naht ist ziemlich gering. Diese verläuft hier innerhalb der Gebirgskette zwischen Nord- und Südkarawanken. Wenn man die Karawanken-Überschiebung nicht nur als ganz lokales Ereignis deuten will, dann muß man daran denken, daß vielleicht auch die Periadriatische Naht mitverworfen sein könnte. Jedenfalls aber wird die Periadriatische Naht als Grenze zwischen den Nord- und Südalpen angesehen.

Die südlich der Naht gelegenen Südalpen weisen eine charakteristische Triasentwicklung und ein den Karnischen Alpen entsprechendes Altpaläozoikum auf, das in unbekannter Tiefe auf Kristallin auflagen dürfte. Die im Gebiet des Hochstuhls noch steilstehenden Störungen werden südwärts rasch von südgerichteten Strukturen mit kleineren Überschiebungen, so auch über das Tertiär des Savetales, abgelöst.

## Profil 4

In diesem Profil wird die schon breite Molassezone, die Rhenodanubische Flyschzone mit den Streifenfenstern von Ultrahelvetikum, ferner in den Kalkalpen das Wolfgangsee-Flyschfenster, die Strukturen der Kalkhochalpen mit der Hallstätter



Zone und das östliche Tauernfenster gezeigt. Weiters sieht man die stark gestörte Synklinalfom des Drauzuges und jenseits der Periadriatischen Naht die Südalpen mit den östlichen Karnischen und den westlichsten Julischen Alpen bis an den Rand der Friauler Ebene.

Im Untergrund der hier gut untersuchten Molasse sind wiederum die wegen der Bitumenführung wichtigen antithetischen Brüche angedeutet. Die Strukturen der Molasse am Alpenrand sind sicherlich komplizierter, als die andeutungsweise Darstellung zeigen kann. Nicht darstellbar sind hier die für diesen Vorlandabschnitt charakteristischen schotterreichen und auch kohleführenden Schichtfolgen der Oberen Süßwassermolasse.

Die wieder etwas breiter anstehende Rhodanubische Flyschzone ist hier durch einige schmale Streifenfenster von Ultrahelvetikum zerteilt. Wie in den anderen Schnitten wird vorausgesetzt, daß Molasse, Ultrahelvetikum und Flysch weit unter die Alpen, bis in die Fuge zwischen Böhmischer Masse und Penninikum hineinreichen. Ein Anhaltspunkt dafür ist das Fenster vom Wolfgangsee, das neben Flysch auch Klippenzone mit Buntmergelserie beinhaltet und damit auch beweist, daß die Klippenzonen innerhalb der Flyschzone ebenfalls weiter hertransportierte Einheiten sind.

Über Trümmern der Ternberger Decke ist der Rand der Staufeu-Höllengebirgs-Decke bis an den Kalkalpenrand vorgeschoben. Das Flyschfenster bricht zwischen dem Schafberg- und Osterhorn-Tirolikum auf und birgt im Rahmen auch Trümmer der Ternberger-Decke. Weit im Süden folgen die hochalpinen und juvavischen Decken mit der Hallstätter Zone, die hier im alten Sinne als tektonische Einheit gezeichnet ist. Der tektonische Zuschnitt dürfte auf jeden Fall stimmen, auch wenn man sie als „in situ“ zusammengestauchte, aus einem „Hallstätter Kanal“ hervorgegangene

Einheit deutet, oder gar durch jurassische Eingleittektonik erklärt, eine Erklärung, für die neuerdings immer mehr Indizien gesammelt werden (B. PLÖCHINGER, G. SCHÄFFER). Am Südfuß der erosionsbeschnitten in die Luft austreichenden Kalkalpen gibt es die bekannten, allerdings nur sekundär südgerichteten Strukturen des Werfen-St. Martiner Schuppenlandes. Das Altpaläozoikum der Grauwackenzone ist auch hier deutlich die einstige Unterlage der Kalkalpentrias. Ferner wird hier versucht, den Mandlingzug als tiefere Schuppe der Kalkalpen zu deuten. Reste der Veitscher Decke sind hier an der Oberfläche nicht bekannt, könnten aber in der Tiefe wohl vorhanden sein. Ähnliches gilt für das mittelostalpine Kristallin mit seiner permomesozoischen Sedimentdecke. Denn an der Salzach- bzw. Tauernnordrandstörung, in der auch Tertiär eingeklemmt ist (Wagrainer Tertiär), stößt heute das Tauernfenster unmittelbar an die Grauwackenzone, wobei die B-Achsenlagen beiderseits verschieden sind. Es muß also ein beträchtliches Stück des Tauernrahmens fehlen, vermutlich in die Tiefe abgewandert sein; diese Schollen sind jedoch nicht dargestellt.

Mit allem Anschein nach eher geringem Tiefgang liegen im Profil die gegen Westen in die Luft aushebenden Ausläufer der in den Radstädter Tauern mächtiger gestapelten, unterostalpinen Decken auf der Schieferhülle des Penninikums. Diese ist hier im Norden angeschnitten. Die Zentralgneiskuppel ist in einige deckenartige Körper zerlegt, wobei die besonders dünnen Gneislamellen im östlichen Tauernfenster charakteristisch sind. Die als „Matreier-Zone“ bekannte Schuppenzone mit penninischen und unterostalpinen Elementen ist an der Oberfläche zu nicht darstellbaren Dimensionen ausgedünnt. Die Steilstellung oder Überkipfung am Südrand des Tauernfensters wird mit der jungen Aufwölbung der Tauernkuppel in Beziehung gebracht.

Die mächtigen Kristallinmassen des Mittelostalpins, die einst das ganze Tauernfenster überlagert haben müssen, aber über der Kuppel wegerodiert wurden, könnten vielleicht auch ein verkehrt liegendes Mesozoikum im Überschiebungsbereich besessen haben. Auf dem Kristallin liegt oben metamorphes Altpaläozoikum, zumeist Quarzphyllit und das darauf transgressiv liegende Perm und die Trias des Drauzuges in Form einer stark gestörten Einfaltung. Nachdem das gesamte Mesozoikum enge Beziehungen zu den Nordtiroler Kalkalpen erkennen läßt, muß der Drauzug als liegengeblicher, ursprünglich altalpidisch bewegter und jungalpidisch zusammengestauchter Rest der Kalkalpen aufgefaßt werden. Will man den darunter liegenden Quarzphyllit mit der Grauwackenzone als oberostalpin gleichsetzen, so muß man annehmen, daß seine Überschiebung auf das Mittelostalpin durch die altalpidische Metamorphose verschleiert wurde.

In der breiten Talung des Gailtales zieht die Periadriatische Naht durch, in die auch die Karawankenüberschiebung eingemündet ist.

Jenseits dieses Lineamentes beginnen die Südalpen. Im Gegensatz zum Quarzphyllit im Norden erheben sich hier die Karnischen Alpen mit einem variszischen Deckenbau aus altpaläozoischen Serien, die viele Beziehungen zum Grazer Paläozoikum und der Grauwackenzone aufweisen. Wir sehen ein Eingreifen z. T. flyschartigen Unterkarbons, eine modellartige Transgression der oberkarbonen flachmarinen Auernigsschichten sowie charakteristisches marines Perm und südalpine Trias. Südlich der Störung im Kanaltal liegen die durch mächtige Trias ausgezeichneten Julischen Alpen mit gegen Süden immer ausgeprägteren südgerichteten Überschiebungen gegen die Friauler Ebene. An etwas tiefer gelegenen Störungen dieses Systems dürften die Bewegungen des Friauler Erdbebens des Jahres 1976 stattgefunden haben.

Tektonik ebenfalls stark beeinflusst ist. Die Analogie wird hier durch Vorkommen anerkannter oder nur fraglicher *Permotrias* unterstrichen. Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß eine Abgrenzung gegen das in Fenstern auftauchende liegende Kristallin entgegen anderen Feststellungen doch möglich ist, sodaß man also hier sehr wohl eine Deckengrenze legen kann.

Die Unterlage des den Nordtiroler Kalkalpen äquivalent errichteten *Drauzuges* ist zwar in den *Nordkarawanken* die Magdalensbergserie, in den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten jedoch Quarzphyllit, dessen Metamorphose gegen Westen zunimmt; oder es muß das Hinzukommen von älterem Kristallin in Betracht gezogen werden. Reste von Karbon sind neben permischen Schichtfolgen im Drauzug und in Mittelkärnten nachgewiesen. Die Liegendgrenze ist in der Regel undeutlich, sodaß die meisten Bearbeiter einen Übergang ins liegende Altkristallin sehen. Er kann aber auch als verschleierte Deckengrenze gedeutet werden. Während aber die Spuren der einstigen mesozoischen Auflage des Grazer Paläozoikums nur mehr in Form von Abtragungsprodukten in der Gosau von Kainach zu erkennen sind, sind solche unter der Gurktaler und Steinacher Decke als eingewickelte Reste erhalten geblieben. Im Drauzug sind Trias, kaum Jura und Unterkreide erhalten und beherrschen die Landschaft. In Mittelkärnten ist in einigen kleinen Flecken nur Trias übriggeblieben und darauf auch Reste transgredierender Gosau und von Paleozän-Eozän. Letztere enthalten Foraminiferen in ungewöhnlich guter Erhaltung, was nahelegt, daß hier ab der höheren Oberkreide keine tektonische Überlagerung mehr stattfand.

Es ist ferner denkbar, daß der *Turntaler Quarzphyllit* westlich Lienz auch zu diesen Deckenresten gehört.

Abgesehen von der schwachen Metamorphose im Gefolge der *variszischen* Gebirgsbildung, haben die Grauwackenzone und ihre Äquivalente sicherlich *zwei alpidische Gebirgsbildungen* durchgemacht, wobei die altalpidische ebenfalls eine Metamorphose verursachte. Radiometrische Abkühlungsalter von rund 80 Mio. J. sind für letztere Zeugen. Die Baugeschichte ist dementsprechend kompliziert. Im Raume südlich Salzburg und im Semmeringgebiet ist sogar eine sehr schwache, möglicherweise jünger-alpidische Metamorphose erkannt worden, die spurenweise bis in die Werfener Schiefer aufsteigt.

Die *altalpidische Epimetamorphose* ist auch in den unterlagernden zentralalpinen Sedimentresten deutlich zu erkennen. Es besteht daher der Verdacht, daß die im Sinne des TOLLMANNschen Konzeptes zwischen dem Paläozoikum und dem unterlagernden Kristallin geforderte Schubfläche

bzw. Deckengrenze, wie schon erwähnt, infolge einer Verschleierung durch Metamorphose nicht mehr deutlich erkannt werden kann, insbesondere wenn ein trennendes Mesozoikum fehlt. Andererseits könnte man prüfen, ob nicht auch eine höher metamorphe Kristallinbasis der oberostalpinen Decke vorhanden ist.

Das Konzept von A. TOLLMANN faßt alle der Grauwackenzone entsprechenden Vorkommen von Paläozoikum (mit oder ohne auflagerndes kalkalpines Mesozoikum) zu seiner *Oberostalpinen Decke* zusammen. Wenn unterlagerndes Zentralalpines Mesozoikum vorhanden ist, gibt es willkommene Anhaltspunkte für die Abgrenzung im Liegenden.

In bezug auf die *Frage einer Kristallinbasis der Grauwackenzone* bzw. der Norischen Decke beweisen die neuerdings von H. P. SCHÖNLAUB und seinen Mitarbeitern genauer untersuchten Kristallinschollen in dieser Position (z. B. Vöstenhofer Kristallin in Niederösterreich) oder von Kristallingeröllen in den tiefsten altpaläozoischen Schichten der Steirischen Grauwackenzone, daß das Altpaläozoikum eine Kristallinbasis gehabt haben muß. So ist noch keineswegs geklärt, welche – bzw. ob überhaupt – Teile des zentralalpinen Kristallins als zur oberostalpinen Decke gehörig in Betracht kommen und ob dadurch auch gegenüber der Theorie der durch Metamorphose verschleierten Überschiebung an der Basis des Paläozoikums eine Alternative angeboten werden kann. Allenfalls könnten auch Flächen im Kristallin für die Überschiebung des Oberostalpins in Frage kommen. Hier sind also noch wichtige Klärungen vonnöten.

Die *Zweiphasigkeit* der Tektonik in diesen Einheiten wird klar beleuchtet durch die Erkenntnis, daß zwischen der Gurktaler Decke und dem Stangalm-Mesozoikum, sowie in gleicher Weise zwischen der Steinacher Decke und dem Brenner-Mesozoikum zwischen altalpidisch metamorphe Einheiten nachfolgend nichtmetamorphes Mesozoikum eingeklemmt wurde. Im Brennergebiet kann man dieses tektonisch stark beanspruchte Mesozoikum, das als „Blaserdecke“ zusammengefaßt wird, unschwer mit entsprechenden Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen vergleichen. Im Pfannockgebiet wurde die Einheit mit diesem Mesozoikum „Pfannock-Einheit“ genannt. Für die Einklemmung kommen vor allem jungalpidische Bewegungen in Frage. Trotz divergierender Meinungen bietet es sich nach Meinung des Verfassers an, den *Drauzug* – wegen seiner unbestritten engen Beziehungen zu den Nordtiroler Kalkalpen und den von vielen Geologen gerne vernachlässigten Verschiedenheiten gegenüber den Südalpen und dem

Zentralalpinen Mesozoikum – als beim jungalpidischen Vorstoß in altalpidischer Position *liegengebliebenes Stück der Kalkalpen* anzusehen. Es wäre übrigens zu überlegen, ob nicht der Dobratsch, der sich vom übrigen Drauzug durch etwas abweichende Fazies, insbesondere aber mächtige Vulkanite in der Mitteltrias unterscheidet, ein fremdes, weiter südlich beheimatet gewesenes, tektonisch angeschweißtes Stück Kalkalpen sein könnte. Für die vom Skyth des übrigen Drauzuges abweichenden Werfener Schichten von Simmerlach bei Oberdrauburg müßte dasselbe gelten. *Seitenverschiebungen* sind sicher

dabei im Spiele gewesen. Durch Sammlung von Daten und Argumenten wird gegenwärtig versucht, das Ausmaß und die Richtung dieser Verschiebungen abzuschätzen. Eine dem Drauzug analoge Position ist auch für die der Gurktaler Decke aufliegende St. Pauler und Ebersteiner Trias vorauszusetzen. Der Verfasser zieht jedenfalls dieses Konzept aus den obengenannten Gründen denjenigen Konzepten vor, die die gesamten Kalkalpen mit der Grauwackenzone und ihren Äquivalenten aus dem Raume zwischen dem Mittelostalpin und dem Drauzug herleiten wollen.

### 2.3.5. Die großen mittelostalpinen Kristallinmassen der Zentralalpen und aufliegende permomesozoische Sedimente

Die weit verbreiteten und oft sehr mächtigen Kristallinmassen der Ostalpen unterlagern tektonisch das vorher besprochene Oberostalpin (Grauwackenzone und Äquivalente, Nördliche Kalkalpen) bzw. unterlagerten die Kalkalpen vor ihrem Abgleiten in jungalpidischer Zeit und haben daher größte Bedeutung für das Verständnis der Tektonik. Die Mächtigkeit dieser Schubmasse hat sehr wesentlich zur Metamorphose des tektonisch unter sie geratenen Penninikums beigetragen. Sie wird von A. TOLLMANN in einem anderen Sinn als von R. STAUB als *Mittelostalpin* bezeichnet, doch ist auch die vereinfachte Bezeichnung als „Ostalpinen Kristallin“ eingebürgert.

Dieses Kristallin enthält einesteils sicher altpaläozoische Anteile in höher metamorpher Form, wie z. B. für die Phyllitgruppe der Saualpe näher begründet wurde, sicherlich aber auch noch ältere Gesteine. Dafür sprechende radiometrische Alterswerte liegen schon in größerer Anzahl vor. Viele Granite oder Gneise haben variszisches Alter und stecken in älteren Hüllen. Zur vorwiegend variszischen Metamorphose kommt in manchen Teilen noch die mäßige altalpidische Metamorphose, die sich von der variszischen oft nicht unterscheiden läßt, aber deutlich in radiometrischen Biotit-Abkühlungsaltern von rund 80 Mio. J. zum Ausdruck kommt. Deutlich erkennt man sie auch im Zentralalpinen Mesozoikum. Sie klingt jedoch im südlichen Ötztal- und südlichsten Silvrettakristallin gegen Norden aus. Als Ursache hierfür kommt die Überlagerung durch den vermutlich im Westen etwas gegen Süden abgebogenen, vielleicht damals auch verschieden mächtigen Deckenstapel der altalpidischen Kalkalpen in Frage. Jedenfalls liegen sehr

häufig Gesteine vor, die mehrere Metamorphosen mitgemacht haben.

Zwei Gruppen können im Kristallin unterschieden werden, und zwar *hochmetamorphe Serien* von der Art des Koralpen- und Saualpen-Kristallins (Koriden) mit mineralreichen Glimmerschiefern, Gneisen, Marmoren, Amphiboliten und den charakteristischen Eklogiten, sowie Serien aus Glimmerschiefern, Marmoren und Amphiboliten, wie sie im Raume des Murtales verbreitet sind (Muriden). Östlich vom Tauernfenster tauchen aus den Glimmerschieferserien der Niederen Tauern die *Gneiskörper* der Schladminger Tauern, des Bösensteins sowie des Sekkauer Zinkens mit tektonischen Grenzflächen auf, an denen durch Einbeziehung von Permomesozoikum (Gaal Schuppenzone) alpidisches Alter erkennbar wird. Auch aus den Glimmerschiefern tauchen südlich des Murtales die Bundschuhgneise auf. Östlich und südöstlich dieses ausgedehnten, im Süden bis in die Gurktaler Alpen reichenden *Glimmerschiefergebietes* stehen nordöstlich der Sau- und Koralpe aufgereiht die Massive der Stub- und Gleinalpe, in deren eng mit Amphiboliten wechsellagernden Gneisen man eine vulkanogene Serie erkennen kann. Die Kristallinserien im Westen, vor allem der Ötztaler Alpen und der Silvretta, bestehen aus variszisch metamorphen und z. T. auch vorvariszischen Gesteinen (Para- und Orthogneise, Glimmerschiefer, Amphibolite). Das mit dem *Ötztaler Kristallin* eng verbundene Altkristallin des Schneeberger Zuges aus Glimmerschiefern und Marmoren scheint mit den Muriden verwandt zu sein. Die Kristallinmassen im Osten und Westen sind südlich vom Tauernfenster miteinander verbunden.

In ihnen sind öfter Anzeichen einer kräftigen variszischen oder auch alpidischen Interntektonik festgestellt worden. Derartiges zeigt sich am deutlichsten in der steilachsigen sogenannten „Schlingentektonik“, die in verschiedenen Gebieten bekannt, am schönsten aber in den Öztaler Alpen ausgebildet ist. Ferner wird versucht, die Saualpe in eine Reihe variszischer Decken aus metamorphem Altpaläozoikum mit nach oben abnehmender Metamorphose aufzulösen. Die „Phyllitgruppe“ der Saualpe wird von einem Teil der Geologen zum Kristallin des Mittelostalpins, von A. TOLLMANN z. B. aber zur Gurktaler Decke gezählt. In der Koralpe sind tektonische Strukturen bekannt, wie das Wolfsberger Fenster, wo Glimmerschiefer und Granit, sowie die Kliening-Überschiebung, wo Granatglimmerschiefer und Schiefergneise unter hochmetamorphem Koralpenkristallin auftauchen. In der Schobergruppe wurde eine erhebliche Interntektonik beschrieben. Sicher jungalpidisch ist aber die interessante Schling-Überschiebung südwestlich von Nauders, an welcher Kristallin der Öztaler Masse gegen Westen und Südwesten über die Engadiner Dolomiten überschoben wurde, eine Erscheinung, die als eine Art Rückfaltung vermutlich durch Schollendrehung zustande kam. Im Osten sind *alpidische Störungszonen* mit kräftiger Verschuppung erwähnenswert: Die Störungszone am Südrand der Niederen Tauern, oder die Gaaler Schuppenzone am Rande der Seckauer Masse, Störungen mit eingeklemmter Permotrias in der südlichen Kreuzeckgruppe und bei Kalkstein, im Defereggental und andere mehr.

Alpidische Bewegungszonen in seichter Lage haben oft eine rückschreitende Metamorphose erlitten, ganz junge sogar eine Mylonitisierung. Örtlich konnte es mitunter sogar zu Aufschmelzung (Pseudotachylith-Bildung) kommen. Das tatsächliche Ausmaß der alpidischen tektonischen Beanspruchung und Verformung ist noch kaum richtig abzuschätzen.

Einige hervortretende *junge Störungen* in den Kristallinbereichen sind z. T. mit Tertiär verbunden; von diesen sollen hier nur das bis zum Ennstal reichende Lavantaler Störungssystem mit Jungtertiär und die Störungen vor allem im Mur-Mürzgebiet genannt werden. Wichtig sind ferner auch die Görtschitztaler Störungszone, Störungsnetze in Mittelkärnten sowie die Mölltallinie. Ausläufer des Engadiner Lincaments scheinen in die junge Nordvorschübung der Öztaler Masse und die Mylonitzone der Silltalstörung einzumünden.

Sowohl die Liegendfläche der mittelostalpinen Kristallinmassen als auch ihre Hangendfläche gehören zu den *bedeutendsten* tektonischen *Bewegungsbahnen* der Ostalpen. Wie schon im Zu-

sammenhang mit der Grauwackenzone erwähnt wurde, erlauben verschiedene Reste von auf dem Kristallin stratigraphisch aufliegendem *Permomesozoikum* seine Abtrennung als Mittelostalpin (sensu A. TOLLMANN) von der durch weniger metamorphes Paläozoikum gekennzeichneten Oberostalpinen Decke. Zu diesen Resten gehört im Semmeringgebiet die *Tattermannserie* sowie am Rande des Kristallins gegen die östliche Grauwackenzone und örtlich auch innerhalb des Kristallins die klastische permisch-untertriadische *Rannachserie* (Alpiner Verrucano). Dazu gehören einerseits das Gebiet der Typuslokalität dieser Serie bei Mautern am Nordostrand der Sekkauer- und Bösensteinmasse mit Ausläufern bis Bruck an der Mur und andererseits gegen Westen hin kleinere Vorkommen etwa bis Schladming. Das Grazer Paläozoikum untergreifen randlich wenige Vorkommen der durch Rauhwacken und Dolomite gekennzeichneten *Raasbergfolge* sowie die als karbonisch deutbaren Magnesite der Breitenau und die Folge von Laufnitzdorf als eigene tektonische Elemente. Unter der Gurktaler Decke liegt das *Stangalm-mesozoikum*, unter der Steinacher Decke das *Brennermesozoikum* mit Trias und Jura; im Westen stecken zwischen der Phyllitgneis-Zone und dem Silvrettakristallin die permotriadischen Reste der *Puschlin-Thialspitz-Zone*, der freilich von manchen Autoren die Rolle als Deckenscheider abgesprochen wird (vgl. H. PIRKL, Kap. 3.8.2.4.). Weitere Schollen von Zentralalpinem Mesozoikum gibt es bei Sterzing (Telfer Weiße) und Kalkstein bei Sillian, an einer Störung in der südlichen Kreuzeckgruppe und auch im Wörtherseegebiet, z. B. westlich Viktring. Schließlich müssen trotz einer gewissen faziellen Veränderung und der Unauffälligkeit der altalpidischen Metamorphose (der Verrucano zeigt sie wohl am deutlichsten) die Ducan- und Landwasser-Trias auf der westlichen Silvretta, sowie sicherlich Engadiner Dolomiten und Ortler-Trias dem Zentralalpinen Mesozoikum zugerechnet werden. Wie man sich das vorstellen kann, ist auf S. 27 und in Abb. 19, Profil 8 erläutert.

Östlich einer bogenförmigen Linie zwischen Anger und Kindberg ist das mittelostalpine Kristallin infolge der Aufwölbung des Semmering-Rechnitzer Fenstergebietes samt der einstigen oberostalpinen Decke durch Erosion entfernt worden. Als Rest des Mittelostalpins liegt die *Sieggrabener Deckscholle* südlich Mattersburg (Burgenland) auf dem Semmeringfenster (S. 113) und ist nach Gesteinsbestand und Metamorphose dem Koralpenkristallin zu vergleichen. Zu den Ausläufern des mittelostalpinen Kristallins gehört ferner der schmale *Troiseck-Floningzug* bei Kapfenberg und Mürzzuschlag.

### 2.3.6. Ausblick auf die West-Ostalpengrenze

Die West-Ostalpengrenze ist die für die Beurteilung des gesamten Baues wichtigste Zone der Alpen und überdies mit Komplikationen und Problemen reichlich ausgestattet. *Hier tauchen nämlich die Westalpen tektonisch unter die Ostalpen hinein*, um in verschiedenen Fenstern innerhalb der Ostalpen wieder aufzutauchen. Diese schon beim Aufkommen der Deckenlehre gewonnene Erkenntnis wurde zwar später öfters bezweifelt, hat sich aber heute allgemein durchgesetzt. Die mehrmals kräftig ausgebuchtete Grenzzone erreicht zwischen Feldkirch und der Tonalelinie eine Länge von rund 200 km.

Strenggenommen müßte man auch noch das große Halbfenster des Schweizer Helvetikums in der Rhenodanubischen Flyschzone hinzunehmen, das bereits im Abschnitt 2.3.2. gewürdigt wurde. Die Rhenodanubische Flyschzone findet ihr westliches Ende als zusammenhängende Zone in Liechtenstein, wo auch wegen des Fehlens von Aufschlüssen das Verhältnis zum Liechtensteiner Flysch und zum sicher penninischen Prättigau-flysch unklar ist. Alle diese Flysche werden von den sowohl im Sinne R. STAUBs als auch A. TOLLMANNs oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen mit dem Rätikon überlagert. Jedoch liegt dazwischen als erste bedeutendere Komplikation die heftig ausgewalzte *Arosazone*, die früher als unterostalpin galt, heute aber wegen ihrer Ophiolithführung als südpenninisch aufgefaßt wird. Sie setzt nach Süden über einer Zone fort, die am Rande der penninischen Prättigaubucht durch die zerstückelten Deckenreste der *Falknis-* und *Sulzfluhdecke* charakterisiert wird. Auch diese im Sinne von R. STAUB noch als unterostalpin betrachteten Deckenreste werden heute als mittelpenninisch angesehen und einem Schwellenbereich nach Art des Briançonnais der Französischen Alpen zugeschrieben. Diese Einheiten streichen auch dort unter der ostalpinen Hauptüberschiebung aus, wo an die Kalkalpen im Süden das *Silvrettakristallin* anschließt, das (obwohl mittelostalpin im Sinne A. TOLLMANNs) als Trägerdecke der Kalkalpen zur Zeit der älteren jungalpidischen Bewegungen bezeichnet werden muß. Dieses Kristallin trägt Reste eines eigenen, sicherlich zentralalpinen Mesozoikums: die Trias des Ducan- und Landwassergebietes. Die als penninisch betrachtete *Arosazone* wird mit der zwischen Tiefencastel und der Bernina verbreiteten *Plattadecke* in Zusammenhang gebracht. Man will in ihr wegen der mächtigen Ophiolithe mit daraufliegenden Radiolariten ein Stück vom Boden des vom Jura zur Unterkreide neu gebildeten penninischen Ozeans erkennen und vermutet wegen des Vorkommens von

Glaukophangesteinen eine Metamorphose infolge der im Zuge der alpidischen Bewegungen später erfolgten raschen Subduktion in große Tiefe. Übrigens scheint die *Arosazone* auch noch andere tektonische Trümmer ungeklärter Herkunft zu enthalten.

Nachdem man also auch Falknis- und Sulzfluhdecke und die ihnen möglicherweise äquivalenten Schamser Decken als mittelpenninisch deutet, wäre im Norden kaum ein echtes *Unterostalpin* vorhanden. Dieses im Stammbereich des Err-Berninagebietes mit mächtigem Kristallin ausgestattete Deckensystem würde somit hier im Raume von Tiefencastel sein Nordende finden. Seine Decken werden in Richtung Silvretta von der Aeladecke, welche sich nach Osten in die mesozoische Sedimentdecke des Ortlers fortsetzt, überlagert. Das Kristallin der Languard- und Campodecke schiebt sich dort noch gegen die bedeutende, steilstehende Störung der Tonalelinie dazwischen.

Unter dem Silvrettakristallin wurden auch Schollen von Mesozoikum bekannt, deren Schichtfolgen an solche der Nördlichen Kalkalpen erinnern (Madrisaschollen). Ähnlichkeiten gleicher Art beobachtete man in der erwähnten Aeladecke, welche die südwestliche Silvrettamasse unterlagert und mit der Ortlertrias oder den Engadiner Dolomiten verbunden wird. Das führte zur Idee, die Vorarlberger und Nordtiroler Kalkalpen mit diesen zu verbinden, sie also unter der Silvrettamasse durch (und nicht über sie hinweg) aus dem Süden herzuleiten. Eine solche „subsilvrettide“ Herleitung der Kalkalpen stößt aber im übrigen, größten Teil der Ostalpen auf schier unüberwindliche Schwierigkeiten, weil man keine solchen „Herleitungsgebiete“ zu finden vermag und direkte Verbindungen zum dortigen Unterostalpin oder Zentralalpin unmöglich sind. Die Ähnlichkeiten im Bereich der West-Ostalpengrenze kann man auch, wie im Abschnitt 1.2. dargelegt wird, mit dem hier *nach Süden ausschwenkenden Verlauf der Faziesräume* erklären, dem zufolge zwar Beziehungen zwischen den westlichsten Kalkalpen und dem westlichsten Zentralalpin sowie den westlichen Südalpen bestehen, viel weniger jedoch zu den östlicheren Faziesbereichen des größeren Teiles der Ostalpen.

Unter dem vorwiegend mittelpenninischen Schollenteppich liegen im Westen die mächtigen *Bündnerschiefermassen* des Prättigaus, sowie südlich Chur diejenigen des südlichen Graubündens. Unter ihnen tauchen etwa 30 km südwestlich von Chur die *Gneiskerne* der penninischen

Decken auf, die selbst wieder durch Bündnerschiefer voneinander getrennt werden. Im südöstlichen Winkel des Penninikums hat der junge Granitoidstock des Bergeller Massivs das Dekkensystem durchbrochen. Höhere Anteile der Bündnerschiefer zwischen Prättigau und Oberengadin sind eindeutige *Flyschbildungen*, deren Ablagerung vermutlich in der Unterkreide begann und die im Bereich Oberkreide-Untereozän durch Mikrofossilien datierbar sind. Man spricht von Prättigau-, Lenzerheide- und Oberhalbsteiner Flysch, Komplexe, die sich sowohl in der stratigraphischen Gliederung als auch in den Schwermineralspektren vom Rhenodanubischen Flysch deutlich unterscheiden, aber dem Flysch des Unterengadiner Fensters sowie dem Tauernflysch nahestehen.

Unter die Bündnerschiefer des Prättigaus taucht im Rheintal das Aarmassiv mit seinem Mantel aus autochthonem bis parautochthonem Helvetikum gegen Osten ab, ebenso die parautochthonen und tieferen Decken des Helvetikums. Für die etwas ungewöhnlichen Verschiedenheiten beiderseits des Rheintales wird eine Störungszone, das sogenannte Churer Lineament, verantwortlich gemacht.

Der charakteristische Deckenbau des Schweizer Penninikums, der ebenfalls schon seit der Aufstellung der Deckenlehre bekannt ist, zeigt eine nach Süden bzw. gegen die inneren Deckenkerne hin zunehmende, durch Durchbewegung und z. T. nachfolgende Erwärmung verursachte Metamorphose. Nicht nur viele dieser Gesteinstypen des Penninikums der Schweiz werden wir in Fenstern innerhalb der Ostalpen wieder antreffen, sondern auch in diesen dieselben Charakterzüge jener jungen Metamorphose.

Man gewinnt hier im Flußgebiet des Alpenrheins Einblick in jene tektonischen Abläufe, die mit der Überschiebung der Ostalpen über die Ostfortsetzung der Westalpen zusammenhängen. Dabei ortet man mit der Arosazone und der Plattadecke Spuren jener wichtigsten Subduktionszone der Alpen, an der die ozeanische Kruste des *penninischen Ozeans* fast vollständig in die Tiefe verschwunden ist, sodaß sich die südliche (die ostalpine) und die nördliche (die europäische) Kontinentalscholle übereinanderschoben konnten. Überdies registriert man hier vorweg Bauschemata, wie wir sie in den innerhalb der Ostalpen aufbrechenden Fenstern wiedererkennen werden.

### 2.3.7. Die (helvetisch)-penninisch-unterostalpinen Fenster in den zentralen Ostalpen: Gargellen-, Unterengadiner- und Tauernfenster – sowie Semmering- und Rechnitzer Fenster am Ostende

In den aufgewölbten und durch junge Erosion freigelegten Kuppeln des Unterengadins, der Hohen Tauern und der Rechnitzer Schieferinsel (am Ostrand der Alpen) sind also in tektonischen Fenstern tiefste, mit den Westalpen in Verbindung stehende Baueinheiten entblößt, und zwar solche des Penninikums unter einem unterostalpinen bzw. mittelostalpinen Rahmen. Die Fensterinhalte werden dabei vom Westen und vom Osten her in Richtung Tauernkuppel zunehmend metamorph.

Das kleine *Gargellenfenster* im äußersten Westen, in einem Seitental des Montafons in Vorarlberg, verdankt seine Öffnung einem genügend tiefen Einschneiden eines Baches längs eines Lineamentes, wobei es nur ca. 1–2 km von dem etwas höher austreichenden Westrand der Silvrettaecke entfernt liegt. Der Fensterinhalt wird in mehrere Einheiten geteilt: Unmittelbar unter dem Silvretta-Kristallin liegen Arosazone, Sulzfluhdecke mit Sulzfluhkalk und Schollen von grünen Graniten, Falknisdecke und Flysch, alle mit Anzeichen heftiger tektonischer Beanspruchung.

Rund 20–25 km südöstlich Gargellen liegt das in Südwest-Nordostrichtung langgestreckte *Unterengadiner Fenster*. Steil aufgewölbte, z. T. auch gefaltete, mindestens 2000 m mächtige Bündnerschiefer mit einigen Ophiolithen bilden die Hauptmasse des Fensterinneren. Sie gehen nach oben in *Flyschgesteine* über (Sadererjoch-Serie), die bei Raschvella als hohe Oberkreide fossilbelegt sind. Es ist nicht bekannt, ob in der Tiefe ein Zentralgneiskern verborgen ist – freigelegt ist keiner. Ein kompliziert gebauter Rahmen, über dessen Aufbau noch keine völlige Klarheit besteht, umgibt den Kern. Dazu gehören u. a. Ophiolithe im Südwesten, dann die Reste der *Tasnadecke* mit dem Tasnagranit und einem interessanten Mesozoikum mit Ladiser Quarzit, Kalk und Dolomit, Gips, buntem Keuper, ammonitenreichem Lias, sandigem Dogger, Falknisgault u. a., ferner „Couches rouges“ – kurz, teilweise Gesteine eines mit der Falknis-Sulzfluh-Decke vergleichbaren Schwellenbereiches. Den oberen Abschluß bilden am Westrand wieder Flysch mit Olistolithen und nochmals Ophiolithe einer Abfolge, die als der *Arosazone*

äquivalent erachtet wird. Auch diese Gesteine stellt man jetzt in das Südpenninikum; lediglich Trias und Jura der *Stammerspitze* verbleibt als ostalpin. Vielleicht gehört zu diesem auch die Scholle von echtem Quarzphyllit auf der Komperdell Alpe oberhalb Serfaus (entsprechend dem unterostalpinen Tuxer Quarzphyllit?). Aus der penninischen Wurzelzone der Westalpen heraus, über das Oberengadin hereinziehend, verläuft eine markante Störung längs des Südostandes des Unterengadiner Fensters, das *Engadiner Lineament*. Es ist für die Verstümmelung des südöstlichen Fensterrahmens verantwortlich.

Das Abtauchen der Fenstergesteine unter den Fensterrahmen ist vielenorts sehr gut zu sehen. Rund 60 km Kristallin der Ötztaler und Stubai Alpen trennen nach Osten das abtauchende Unterengadiner Fenster von dem am Brenner wieder auftauchenden Penninikum des Tauernfensters.

Das *Tauernfenster* ist mit rund 160 km Länge der größte Aufbruch penninischer Gesteine in den Ostalpen. Seit langem schon unterscheidet man hier Zentralgneiskerne, die von der Schieferhülle umgeben werden; außerdem hat es einen, wenn auch lückenhaften, Rahmen, der dem Unterostalpin zugezählt wird. Genau studiert ist die Metamorphose („Tauernkristallisation“), die von innen nach außen allmählich abnimmt und derjenigen im Schweizer Penninikum sehr ähnlich ist.

Die *Zentralgneise* sind aus variszischen Intrusionen in ältere Gneise und Altpaläozoikum („Altes Dach“) entstanden. Sie bilden entweder Kuppeln mit etwa zwiebelschaligem Bau (wie im Ankogel-Hochalmgebiet), gestreckte, oft walzenförmige tektonische Körper (Sonnblickkern, westliche Zentralgneiskerne) oder sehr charakteristische dünne Gneislamellen, wie sie vor allem im Sonnblickgebiet vorkommen. An diesen Strukturen sind mitunter auch Gesteine beteiligt, die wahrscheinlich altpaläozoisch sind und Habachserie genannt werden. Auf den Zentralgneisen liegt eine keineswegs geschlossene Auflage von *Hochstegenkalk*. Ein großer Glücksfall hat uns im Hochstegenkalk des Zillertales den Fund eines *Oberjura-Ammoniten* und damit einen äußerst wichtigen Fixpunkt für die Stratigraphie beschert.

Darüber folgt jener Teil der *Schieferhülle*, dem zum größeren Teil ein mesozoisches Alter zugeschrieben wird. Zu den Schichtgliedern, die nach begründeten Analogieschlüssen eingestuft werden, gehört die Permotrias, die jener des Schweizer Helvetikums und Penninikums vergleichbar ist. Über die stratigraphische und tektonische Gliederung, sowie das Alter der Hauptmasse der Schieferhülle bestehen aber

Meinungsverschiedenheiten; man ist sich jedoch darüber einig, daß größere Komplexe Oberjura und jünger sind. Für gewisse Schichtglieder unter dem Hochstegenkalk kommt ein tiefer jurassisches Alter in Betracht; ob Gesteine solchen Alters auch in tektonischen Komplexen ohne Hochstegenkalk vorkommen, ist ungeklärt.

Für die Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer und schwarzen Phyllite der Schieferhülle wird auch der Name *Bündnerschiefer* verwendet. Sie enthalten örtlich sehr häufig Einschaltungen von *Ophiolithen* (Serpentinite, Grünschiefer). Ferner steckt in schwarzen Phylliten des östlichsten Tauernnordrandes ein Flysch, der vielleicht dem Prättigauflysch Graubündens verglichen werden könnte. Auch vom Tauernwestende sind flyschartige Schichtfolgen bekannt, für die jungmesozoisches Alter ebenfalls vermutet werden kann. Aussagekräftige Fossilien sind in unseren Bündnerschiefern bisher leider nicht gefunden worden.

Am Tauernwestende werden über den *Zentralgneiskörpern* mit dem Hochstegenkalk mehrere tektonische Einheiten unterschieden; die höchste, welche die Hauptmasse der Bündnerschiefer umfaßt, wird mit der Glocknerdecke parallelisiert. Tuxer und Zillertaler Zentralgneiskern werden durch die verhältnismäßig hoch metamorphen und bekannt mineralreichen Greiner Schiefer getrennt. Weiter östlich erscheint der Venediger-Kern, aber auch kleinere, überfaltete und transportierte Zentralgneiskörper. Im Granauspitzkern hat schon H. P. CORNELIUS die interessanten Strukturen der Riffeldecken abgegrenzt.

Jenseits der sogenannten Glocknerdepression, auf die noch zurückzukommen sein wird, trennt die eingefaltete Schieferhülle der Mallnitzer Mulde den walzenförmigen Sonnblick-Zentralgneiskern von dem mehr flachkuppelförmigen Ankogel-Hochalmkern (L. KOBER). Im Hangenden des Sonnblickkernes liegen in der Schieferhülle dünne, oft mit Permotrias verbundene Gneislamellen als Basis höherer Decken der Schieferhülle. Im nordöstlichsten Teil des Tauernfensters sind wiederum einige Decken mit z. T. ansehnlichen Kristallinkernen angehäuft.

Die Bündnerschiefermassen mit den Ophiolithen ziehen um das Tauernwestende herum in den Südtail des Fensters hinein und reichen in der tief eingemuldeten und z. T. quer verfalteten Glocknerdepression mit dem höchsten Berg Österreichs, dem Großglockner (3798 m), weit nach Norden. Hier haben H. P. CORNELIUS & E. CLAR die Gliederung in die (tiefere) Seidelwinkeldecke, die Brennkogeldecke und zuoberst die Glocknerdecke aufgestellt. Die letztere enthält die Hauptmasse der Kalkphyllite und

Ophiolithe und man ist geneigt, gleichartige Serien, die auch sonst zumeist die obersten Teile des Fensters einnehmen, mit der Glocknerdecke gleichzusetzen. Im Norden sind die Fuscher Phyllite verbreitet, auf deren Flyscheinschaltung schon hingewiesen wurde. Auch im Osten ziehen die Bündnerschiefer um die Zentralgneiskerne herum und sind diesmal im Norden stärker angestrichelt.

Den Gesteinen des Tauernfensters sieht man es an, daß sie ihre Metamorphose unter Durchbewegung unter starker Belastung und allmählichem Temperaturanstieg erhalten haben. Diese charakteristische und deswegen von B. SANDER eigens „Tauernkristallisation“ genannte Metamorphose erreicht Grünschiefer- bis Amphibolitfazies. Anzeichen für eine Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphose, die mit der meist am Südrand des penninischen Ozeans vorausgesetzten Subduktion in Zusammenhang stehen müßte, sind auch im Tauernfenster schon an mehreren Stellen gefunden worden. Nach dem plattentektonischen Konzept werden ferner die basischen und ultrabasischen Eruptivgesteine, wie Grünschiefer, Prasinite und Serpentinite, kurz *Ophiolithe*, mit einer *ozeanischen Kruste* des penninischen Ozeans in Beziehung gebracht. Letzte Auswirkungen der Tauernmetamorphose sind die altbekannten Kluftminerale und Golderzgänge des Tauernfensters.

Die Konstellation Jurakalk auf Gneis, auch unter Zwischenschaltung von Permotrias und vermutlich tieferem Jura, hat zu dem plausiblen Gedanken geführt, daß die Zentralgneise der Tauern noch zur Europäischen Plattform mit Sedimenten des Ultrahelvetikums gehört haben könnten (W. FRISCH) und beim Zuschub des Tauernfensters von Sedimenten des penninischen Ozeans überschoben wurden, wobei auch Gesteine von inliegenden penninischen Schwellen mitbeteiligt sein könnten. Ein Vergleich der alten Kerne mit Teilen der Böhmisches Masse wurde schon öfter angestellt, was diese Deutung unterstützt.

Immer wieder wird auch die Frage nach der Autochthonie oder Allochthonie der Zentralgneise aufgeworfen. Von manchen Autoren werden sie tatsächlich als mehr oder minder autochthon angesehen. Trotzdem dürfte eine gewisse Allochthonie doch wahrscheinlicher sein, denn nach der heutigen Konfiguration ist nördlich der Zentralgneise bei weitem zu wenig Platz für den Ablagerungsraum des Helvetikums bzw. Ultrahelvetikums, ganz zu schweigen von dem Platzbedarf, wenn man im Sinne des Autors auch noch den Rhenodanubischen Flyschtrög nördlich der Zentralgneise einordnen will.

Der penninische Teil des Tauernfensters wird

von einem oft lückenhaften *Rahmen höherer Einheiten* umgeben, die einesteils noch als penninisch gelten, anderenteils aber als unterostalpin abgetrennt werden. Während die ersteren noch Trias von penninischem Charakter führen, rechtfertigen die abweichende Trias und der Jura der *Radstädter Decken* die Zuordnung zur höheren, *unterostalpinen* Deckengruppe. Ihre Schichtfolge, die mittels gelegentlicher Fossilführung gliederbar ist, hat in der Obertrias Hauptdolomit statt des penninischen Keupers und wird im übrigen durch Brekzien gekennzeichnet, die teils sicher jurassisch, teils vielleicht aber auch kretazisch sind. Durch die im Gebiet des Radstädter Tauernpasses zwischen Mauterndorf und Lend stärkere Anhäufung von Decken treten sie auch landschaftlich auffallend in Erscheinung. Eine hangende Einheit mit invers gelagerter Trias ist mit z. T. mächtigem Perm und Quarzphyllit verbunden. Das ganze Paket taucht ostwärts *unter* das Schladminger Kristallin.

Eine weitere Gruppe von Einheiten aus unterostalpinem Mesozoikum liegt in den *Tarntaler Bergen* in Tirol vor. Bemerkenswert sind darin die Serpentinite des Reckners; oft mächtige Brekzien sind mit flyschartigen Schichtfolgen verbunden. Aber auch hier gibt es ein inverses Permomesozoikum, das mit dem überaus mächtigen Innsbrucker Quarzphyllit stratigraphisch verknüpft ist, der deshalb schon seit langem als unterostalpin aufgefaßt wird. Die Verbindung zwischen diesen östlichen und westlichen Vorkommen stellen im Norden einige kleine unterostalpine Schollen her; manche mögen auch an der Tauernnordrand-Störung verloren gegangen sein. Beinahe den gesamten Südrand des Tauernfensters aber begleitet eine aus verschiedenen penninischen und unterostalpinen Elementen zusammengesetzte heftig tektonisierte Schuppenzone, die *Matreier Zone*. Ihr ähnlich ist die im östlichsten Teil des Tauernnordrandes auftretende Klammkalkzone mit dem heute als penninisch geltenden Klammkalk. Diese Zonen bezeugen in sehr eindrucksvoller Weise die Bedeutung und Heftigkeit der Bewegungen während der Überschiebung des Mittel- und Oberostalpins über das Tauernfenster.

Auch im Tauernfenster ist von den mächtigen Kristallinmassen, wie sie im Unterostalpin der West-Ostalpengrenze oder im Semmeringfenster bekannt sind, nur wenig vorhanden. Die dünne Lamelle des Twenger Kristallins in den Radstädter Tauern ist hierher zu stellen.

Der endgültige Zuschub des Tauernfensters muß im Alttertiär stattgefunden haben. Der Abkühlung nach der Tauernmetamorphose werden radiometrische Alter von Glimmern von rund 20 Mio. J. zugeschrieben.

Das Abtauchen des Fensterinhaltes *allseits unter* das Mittel- und Oberostalpin ist nun gesichert und Versuche, auf Grund autochthonistischer Vorstellungen, den Fensterinhalt als altersgleich mit der Umgebung und als von dieser allseits nur wenig überschoben zu deuten, sind eindeutig widerlegt.

Vom Tauernfenster ostwärts ist das Penninikum nun auf eine Strecke von fast 200 km zugeeckt, ehe es im Rechnitzer Fenster wieder zutagekommt. Das *penninische Rechnitzer Fenster*, lange Zeit sehr umstritten, wurde innerhalb seines unterostalpinen Rahmens erst in den letzten Jahrzehnten erkannt und kann jetzt als gesichert gelten. Die Phyllite, Kalkphyllite und Marmore in Verbindung mit Grünschiefern und mächtigen Serpentiniten wurden meist für paläozoisch gehalten, ehe es H. P. SCHÖNLAUB (1973) gelang, durch Schwammnadeln ein *jungmesozoisches Alter* von Marmoren nachzuweisen. Das schon lange bekannte Cáker Konglomerat mit viel Dolomit-Komponenten gleicht Konglomeraten aus Penninikum oder Unterostalpin; auch Reste von Trias unterstützen diese Parallelisierung. Ferner wurden „Glaukophanschiefer“ im Verband mit Serpentiniten gefunden, die u. a. mit jenen des Reckners in den Tarntaler Köpfen in Tirol verglichen werden können. Bemerkenswert ist auch der Umstand, daß kein Kristallin, etwa von der Art der Zentralgneise, aufgeschlossen ist. Das Untertauchen der Fenstergesteine unter die Umgebung ist neuerdings auch durch Bohrungen und Geophysik gesichert. A. PAHR versucht, die Masse der Gesteine des Rechnitzer Fensters in einige unterscheidbare tektonische Einheiten zu gliedern (vgl. Kap. 3.7.5.). Strenggenommen ist das Rechnitzer Fenster eine Gruppe von Fenstern, von denen das Fenster von Rechnitz und das von Bernstein nebst dem von Möltern die größten sind; das erstere scheint sich nach Ungarn hinein fortzusetzen.

Der Rahmen der Fenstergruppe ist, abgesehen vom Südrand, wo durch eine Störung Altpaläozoikum von der Art des Grazer Paläozoikums unmittelbar danebengestellt ist, eine mächtige Deckengruppe, die als das *unterostalpine Semmering-Deckensystem* zusammengefaßt wird. Dieses Deckensystem besteht zuunterst aus der (einstmals für Penninikum gehaltenen) Wechseleinheit mit viel diaphthoritischen Albitgneisen und den Wechselschiefern; darüber liegen Decken, welche die charakteristischen Grobgnese beinhalten. Hier ist im Unterostalpin also, wie im südlichen Graubünden, plötzlich wieder viel Kristallin vorhanden. Das meist geringmächtig vorkommende Mesozoikum – hauptsächlich Permtrias – wird im Semmeringgebiet, im Gegensatz zu den Radstädter Tauern, durch Keuperfazies in

der Obertrias charakterisiert. Diese deckentrennenden Sedimentfolgen sind im Norden und besonders im Semmeringgebiet etwas angehäuft, fehlen im Süden aber oft ganz, weswegen die Deckenabgrenzung hier problematisch werden kann. In neuerer Zeit sind einige weitere kleine Fenster von Wechselserie unter der Grobgnese bekannt geworden.

Radiometrische Daten (Biotit-Abkühlungsalter) haben im Semmeringdeckensystem Werte von etwa 80 Mio. J. ergeben. Seine Stapelung und Überschiebung durch das höhere Ostalpin erfolgte also im Zuge der *altalpidischen Bewegungen* ungefähr in der Mittelkreide. Das Semmeringfenster reicht im Westen etwa bis Anger und Kindberg und im Norden bis zum Müürztal und bildet auch die Inselberge, die aus dem im Osten und Süden auf dieses Grundgebirge übergreifenden Jungtertiär auftauchen und die Verbindung zu den Karpaten herstellen (z. B. das Leithagebirge). Dagegen könnte die *Überschiebung* des Semmeringsystems als ganzes über das Rechnitzer System vielleicht schon als *jungalpidisch* angesehen werden. Erwähnenswert ist, daß auf dem altalpidischen Deckenstockwerk in vereinzelten Resten nichtmetamorphes Obereozän vorkommt (Kirchberg am Wechsel, Wimpassing), das auf eine tiefe Abtragung und nachfolgende Transgression noch vor den jungalpidischen Hauptbewegungen schließen läßt. Zudem ist auch während oder vor der tiefen Oberkreide die mesozoische Sedimentdecke über dem Grazer Paläozoikum (vor der Transgression der Gosau von Kainach) tief erodiert worden; allerdings könnten auch tektonische Vorgänge (Abgleitung) für das Fehlen des Mesozoikums mitverantwortlich sein.

Im Norden der großen Fensteraufbrüche ist, außer beim Gargellen- und Unterengadiner Fenster, das sonst so mächtige mittelostalpine Kristallin entweder zurückgeblieben, erodiert oder ganz „verschluckt“, wie beim Tauernfenster, bzw. nur in schwächtigen Bruchstücken eingeklemmt, wie beim Semmeringfenster. Oft kann versucht werden, dies auf Lincamentektonik zurückzuführen. Wenn einerseits Stücke des Fensterrahmens fehlen, kann andererseits auf jene *Sieggrabener Deckscholle* aus hochkristallinen Gesteinen vom Korallpentypus südlich Mattersburg im Burgenland hingewiesen werden, die als Mittelostalpin und Rest einer einstigen, weit ausgreifenden Überdeckung auf dem Semmeringsystem angesehen werden muß.

Die für den Alpenbau ungemein wichtige Überschiebung des Ostalpins über das Penninikum ist also *vom West- bis zum Ostrand der Ostalpen durchziehend zu denken* und greift sicherlich als Hauptfläche der großen alpinen

Subduktion in die Karpaten hinüber aus. Erst nachfolgend kamen die ursprünglich beiderseits

des penninischen Ozeans lagernden Kontinentalplatten miteinander in Kollision.

### 2.3.8. Die Periadriatische Naht

Anders als die Geographen lassen die Geologen die Ostalpen im Süden an dem markanten Lineament der Periadriatischen Naht enden und stellen sie den Südalpen gegenüber.

Die *Periadriatische Naht* teilt im Osten die Karawanken in der Längsrichtung bis in die Gegend von Villach in Nord- und Südkarawanken und setzt dann, morphologisch sehr gut kenntlich, durch das Gailtal und Pustertal bis zum Eisack bei Mauls fort. In der Judikarientlinie nach Südwesten abbiegend, setzt sie sich dann in der Tonale-Linie im Südteil der Westalpen fort. Ihre Bedeutung liegt auf der Hand, trennt sie doch merklich *verschiedene Bauteile* der Alpen. An ihr stoßen am Südwestrand des Tauernfensters Serien aneinander, deren Tiefenlage bei der Tauern-Metamorphose sich um 10–15 km unterschied. Man muß sie also auch als markante Verwerfung mit vermutlich großer Sprunghöhe sehen. In den Karawanken sind lithologische und stratigraphische Verschiedenheiten zwischen den beiden Seiten auffallend, und zwar sowohl im Paläozoikum, wo im Norden schwach metamorphes Altpaläozoikum (Magdalensbergserie), im Kontakt mit Granit und Tonalit, typischem Paläozoikum vom Typus der Karnischen Alpen im Süden gegenübersteht, als auch im Oberkarbon und Permoskyth, wo Perm und Untertrias im Norden und Süden sich unterscheiden. Das Karbon von Nötsch, nördlich der Naht, nimmt eine Sonderstellung ein. In der Mitteltrias ist die süd-alpine Ausbildung durch Riffkalke und mächtige Vulkanite ausgezeichnet, und in der Obertrias scheidet die Störung Hauptdolomitfazies im Norden von Dachsteinkalkfazies im Süden. In Jura und Kreide scheinen die Unterschiede weniger bedeutsam zu sein.

Das Gailtal scheidet die Karnischen Alpen mit ihrem charakteristischen variszischen Bau im Süden von Quarzphyllit im Norden, auf dem das Mesozoikum des Drauzuges aufliegt. Und weiter im Lesachtal zieht die Störung zwischen den Karnischen Alpen im Süden und dem Gailtalkri-

stallin als Basis der Lienzer Dolomiten im Norden gegen Westen fort. Interessant sind Vorkommen von Tonalitgneis- und Quarzdioritlamellen sowie von Sedimentkeilen aus Permotrias im Raume zwischen Nieder- und Obergail. Weiter westlich, nach dem Westende der Lienzer Dolomiten, gibt es noch einzelne Vorkommen von Trias, die mit diesen in Beziehung gebracht wurden (z. B. bei Winnebach).

Daß hier ein nicht geringes Krustenstück *fehlen* muß, ist klar. Mit diesem könnte auch die Wurzelzone der altalpidischen Kalkalpen verschwunden sein, die gesucht wird, seitdem sich herausgestellt hat, daß der Drauzug nur eine schmale Einfaltung eines nordkalkalpinen Elementes, aber nicht die Wurzelzone der Kalkalpen darstellt, wie man früher glaubte. Ferner zeigt sich die Bedeutung der Periadriatischen Naht als *langlebiges System* durch die in ihrem Bereich erhaltenen alten bis jungen Granit- und Tonalitintrusionen; außerdem nimmt man an, daß sie als Bewegungsfläche für vielleicht beträchtliche *Seitenverschiebungen* gedient haben könnte.

Während die Periadriatische Naht östlich von Villach von dieser südlichen Längstalfurche in die Karawanken hinein abweicht, setzt, diese überlagernd, eine jüngere Störung am Talrand geradeaus nach Osten fort: die *Karawanken-Überschiebung*. An ihr wurde das Gebirge in sehr junger Zeit nach Norden über das Jungtertiär des Klagenfurter Beckens überschoben. Das Fortschreiten dieser Überschiebung ist an Bergsturzmassen, die in das Tertiär eingeglittene oder hineingestürzte Stirnteile der Schubmasse darstellen, abzulesen. Es sind geophysikalische Arbeiten im Gange, welche die immer wieder geäußerten Vermutungen über eine heute noch stattfindende Hebung oder einen Vorschub nach Norden in den Karawanken überprüfen sollen. Gleiches vermutet man auch bei den Karnischen Alpen.

### 2.3.9. Die Südalpen

Während nördlich der Periadriatischen Naht Kristallin und metamorphes Paläozoikum, darunter der gegen Westen zunehmend metamorphe Gailtaler Quarzphyllit, das Grundgebirge aufbauen, liegen südlich in den Karnischen Alpen und den Südkarawanken die Reste eines *variszischen Deckengebirges* aus paläozoischen Gesteinen vor. Decken aus Altpaläozoikum werden durch die flyschartigen Hochwipfelschichten des Unterkarbons getrennt. Nach dem neuesten Wissensstand (H. P. SCHÖNLAUB) müßte allerdings der Deckenbau der Karnischen Alpen neu überdacht werden. Über den Deckenbau transgrediert höheres Oberkarbon (Auernigschichten) als flachmarine Bildung mit Auflage von marinem Perm und südalpinem Mesozoikum; außerdem muß mit alpidischen tektonischen Strukturen gerechnet werden, deren Anteil heute höher bewertet wird als früher. Erst westlich und südwestlich der Karnischen Alpen breitet sich ein Grundgebirge aus Quarzphyllit aus. Es trägt terrestrisches Perm mit inliegendem, mächtigem Bozener Quarzporphyr sowie zu oberst marinen Ablagerungen und bildet die Basis der Südtiroler Dolomiten. Im Gegensatz zum terrestrischen Karbon der Nordalpen wird der Meeresraum des Oberkarbons und Perms der Südalpen als „Paläotethys“ bezeichnet.

Die *südalpine Trias* zeigt im großen und ganzen einen sehr ähnlichen Ablagerungsrythmus wie die Nordalpen, sind sie doch beide im glei-

chen großen Meeresgebiet abgelagert worden. Allerdings sind in der Mitteltrias die Riffbauten und der weitaus kräftigere Vulkanismus, dessen Produkte in der dazwischen liegenden Beckenfazies angehäuft sind, auffälliger. Zentrum des triadischen Vulkanismus ist die Gegend von Predazzo und Monzoni, wo die zu den Effusiven gehörigen Tiefengesteine durch Erosion freigelegt worden sind. Die Dachsteinkalkfazies der Obertrias der östlichen Südalpen geht in den Julischen Alpen allmählich in Dolomitfazies über, wie sie dann in den Südtiroler Dolomiten vorherrschend ist (vgl. Abb. 10).

Die *Südalpen* weisen eine *südgerichtete Tektonik* auf. An mehreren Überschiebungen sind sie über die Jungschichten am südlichen Alpenrand überschoben und auch in ihrem Inneren gibt es Überschiebungen, welche diese einbeziehen; jedoch von einem Deckenbau kann man kaum sprechen. Lebenszeichen dieser südlichen Alpenrandtektonik sind die Friauler Erdbeben des Jahres 1976. Gegen Osten hin (in Slowenien) individualisieren sich südgerichtete Überschiebungen; im Störungsnetz und in der Vergenz der Strukturen setzen sich dabei dinarische Richtungen stärker durch. Zu den großen Störungslinien gehört beispielsweise auch die Valsugana-Linie südlich der Südtiroler Dolomiten sowie jene Störung, die vom Südrand der Karnischen Alpen her ins Kanaltal und dann weiter in das Savetal streicht.

### 2.3.10. Das Inneralpine Tertiär

Im großen und ganzen erfolgte der *Stillstand der tektonischen Aktivität* der jungalpidischen Bewegungen in den Ostalpen etwa im Otnang, im Osten sogar noch ein wenig später. Während in der westlichen Molassezone schon im Oberoligozän erstmals zwischen marinen Schichten Süßwasserschichten eingeschaltet sind, erfolgte die Aussüßung des ganzen Molassebeckens im Obermiozän (Obere Süßwassermolasse). In der *Waschbergzone* allerdings bildeten sich jüngere marine Sedimente, z. T. interferierend mit weiteren tektonischen Bewegungen. Auch im Karpat erfolgten Überflutungen durch das Meer von Südosten bis ins Vorland hinaus; im Wiener Becken wurde das ehemals sehr akzentuierte Relief mit groben und feineren Sedimenten zugeschüttet.

Im Steirischen Becken folgen über limnisch-fluviatilen Eibiswalder Schichten des Otnangs

und tieferen Karpats, die stellenweise Kohleflöze führen, marine Tonmergel. Gleichzeitig beginnt im Karpat im Steirischen Becken ein reger Andesit-Vulkanismus, wie er besonders auch in der südlichen Slowakei aktiv war und in plattentektonischer Sicht mit der Alpin-Karpatischen Subduktion in Beziehung gebracht werden kann.

Erst mit dem Beginn des Badens vollzogen sich weitere bedeutende Umwälzungen, indem sich die *Becken* nun an Brüchen einsenkten und von Südosten her nach kurzer Unterbrechung wieder vom Meere überflutet wurden. Oft ging die *Transgression* diskordant über bereits gestörte Schichten hinweg (Steirische Diskordanz). So entstand das eigentliche *Wiener Becken* zwischen den Alpen und Karpaten. Mannigfache Sedimente, sowohl solche der Küstenregion, wie Lithothamnienkalke, Konglomerate, Sande, als auch solche der Beckenregion, vorwiegend Mer-

gel und Tone, wurden abgesetzt. Die Bewegungen an *Brüchen* hielten im Wiener Becken meist längere Zeit an, sodaß die Sedimentmächtigkeiten auf den Hochschollen geringer sind als auf den Tiefschollen. Im Zuge der Suche nach Erdöl und Erdgas, die uns eine Fülle von wichtigen Befunden gebracht hat, wurden auch diese Gegebenheiten genau studiert. Im Steirischen Becken hielt der *Vulkanismus* noch eine Weile während des Badens an und erlahmte dann; letzte vulkanische Äußerungen sind übrigens die im Pliozän geförderten Basalte, die sich in Österreich allerdings auf nur wenige Stellen beschränken.

Mit einigen kleinen Schwankungen des Wasserspiegels blieb die Meeresbedeckung am Alpenstrand bis ins Pannon bestehen, doch war das Wasser im Sarmat bereits brackisch und im Pannon schon mehr oder minder ausgesüßt. Das Becken wurde mit Sedimenten gefüllt und verlandete. Die von Westen aus dem schon länger landfesten Alpenvorland einfließende Urdonau hinterließ in der Gegend von Hollabrunn im Pannon einen ausgedehnten Schotterfächer. Sicherlich wurde ein Teil dieser Quarzschotter aus dem Alpenvorland mitgebracht, wo sich im Obermiozän-Unterplozän mächtige, quarzreiche Schotter sowie Tone mit einigen Kohleflözen abgelagert haben.

Die *Ausräumung* der Becken begann im höheren Pliozän. Bei Wien kennzeichnet der dem Anninger vorgelagerte Eichkogel mit seiner Kappe aus pannonom Süßwasserkalk die Höhe der einstigen Beckenfüllung. Die am Rande des Wiener Beckens oft noch deutlichen Brandungsplattformen stammen zwar aus dem Baden, wurden aber im Pannon noch großzügig überarbeitet.

Im Karpat entstanden auch anderwärts in den *Ostalpen* kleinere Becken mit Kohlebildungen und mächtigen fluviatilen Schottern; sie sind meist an Brüchen eingesenkt. Ihre Hauptverbreitung liegt im Mur-Mürzgebiet bis in das Becken von Tamsweg; einige Reste befinden sich im Ennstal, zu denen auch das Radstädter und Wagrainner Tertiär gehört. Die letzteren Tertiärvorkommen sind an der jungen Tauernnordrandstörung eingeklemmt, deren tektonische Bedeutung aus dem Vorhandensein mächtiger, toniger Mylonite im Pongau hervorgeht. Von den Tertiärvorkommen des Murgebietes ist schon lange bekannt, daß sie, obwohl dasjenige von Tamsweg nur wenige Kilometer vom Tauernfenster entfernt ist, doch keinerlei Gerölle aus diesem enthalten – ein Zeichen dafür, daß das Tauernfenster zur Zeit der Ablagerung dieser Sedimen-

te, also im Untermiozän, noch nicht freigelegt war. Im Lavanttal erfolgte im unteren Baden sogar kurzfristig ein Meereseinbruch, gefolgt von Aussüßung, Schotterablagerung und Kohlebildungen. Die Begrenzung des Vorkommens gegen Osten wird durch Brüche des in seinen Fortsetzungen bis zum Ennstal reichenden jungen *Lavanttaler Störungssystems* gebildet, an denen die Koralpe hochgehoben wurde. Im *Klagenfurter Becken* werden die sarmatischen Rosenbacher Kohlschichten vom pliozänen Sattnitz- und Barentalkonglomerat überlagert, deren Geröllmaterial größtenteils aus den aufsteigenden – und schließlich das Tertiär auch überschneidenden – Karawanken stammt. Teile dieses Tertiärs wurden auch an der Periadriatischen Naht in den Karawanken eingeklemmt.

Marine, unteroligozäne Schichten transgredieren im *Unterinntal* auf kalkalpinem Untergrund und sind vorwiegend von Süden her geschüttet worden; auch hier ist keine Sedimentzufuhr aus dem Tauernfenster zu bemerken. Nachfolgend kommt es auch zur Schüttung einer Art Süßwassermolasse, die längs des Inns erhalten blieb.

Junge *Hebung* erst hat die Ostalpen zu dem heutigen Gebirge gemacht. Schon vor dem Meereseinbruch im Karpat ins Wiener Becken war, wie die begrabenen Berge zeigen, das Relief etwas akzentuierter als heute am Beckenrand. Die Wasserscheide lag im Baden im nördlichen Wienerwald, von wo die Bäche Flyschgeröll nach Südosten in den Raum der Kalkalpen transportierten.

Wahrscheinlich noch jünger ist die kräftige *Aufwölbung der Tauernkuppel*; gewisse Hinweise werden dahingehend gedeutet, daß diese Hebung heute noch anhält. Dasselbe gilt wohl auch für das Untereingadiner Fenster. Längs eines teilweise durch Tertiärvorkommen markierten *Lineaments* (Semmering-Mürz-Murtal, Ennstal-Salzachthal, Inntal) bildeten sich die großen Längstäler, deren aus den Alpen hinaus führende Quertäler sichtlich älter sind als die Hebung. Daß das der Fall ist, zeigen auch Schuttfächer ihrer Vorgänger in der Molasse. Die Abtragung einstiger Schotterdecken auf den Kalkalpen hat Spuren in Form von *Augensteinen* zurückgelassen. In der Altersbestimmung dieser Altformen besteht auch heute noch keine völlige Einhelligkeit.

Bis in die jüngste Zeit aktive und als Erdbebenherde fungierende Senkungstreifen im Wiener Becken, die Lasseer und Moosbrunner Senke, gehören sicherlich zur Fortsetzung des Semmering-Mürz-Murtal Lineaments.

## 2.4. Erosion und Sedimente im Pleistozän und Holozän

Nach der Eintiefung des heutigen Talsystems trat das Ereignis der *Eiszeiten* ein; meist rechnet man mit vier Eiszeiten, die durch *Zwischeneiszeiten* (Interglaziale) getrennt und durch *Interstadiale* gegliedert werden. Sie haben ihre Spuren in Form von Moränen und in die Vorländer hinaus verbreiteten fluvioglazialen Schottern hinterlassen. In Resten sind da und dort auch Absätze der Interglaziale erhalten geblieben. Glaziale Becken, insbesondere einige Zungenbecken der letzten Vereisung, wie z. B. das Salzburger Becken, wurden mit oft mächtigen Seeschluffen aufgefüllt. Ähnliches muß sich, wie Beispiele bei Salzburg zeigen, auch nach älteren Vereisungen öfter ereignet haben.

Die Zerschneidung diluvialer Ablagerungen und die Ineinanderschachtelung von Schotterkörpern schufen die im Alpenvorland und in den östlichen Alpentälern charakteristischen *Terrassenlandschaften*. Die Alpen erhielten durch die Eiszeiten im wahrsten Sinne des Wortes ihren letzten Schliff.

Während sich im Westen die Gletscher der Alpennordseite mit breiten Zungen oft weit ins Vorland hinaus erstreckten, blieben sie weiter östlich immer mehr zurück und schließlich in den Alpen stecken. Von Steyr ostwärts zerfiel auch die maximale Vergletscherung in Lokalgletscher von oft nur geringer Größe. Mur- und Draugletscher blieben im Gebirge stecken, die Talgletscher der Südalpen stießen nur wenig ins Vorland vor. Nach dem Rückzug kam es noch zu kleineren Gletschervorstößen, die die Kare unserer Alpen modellierten und so die Formgebung unserer Alpengipfel vollendeten.

Daß sich so manche Alpengipfel über die Schneegrenze erheben und daher auch heute oft noch von Gletschern, die im 17. und 19. Jahrhundert nach Zeiten geringerer Vergletscherung neuerlich vorstießen, umgeben sind, macht den großen Reiz unserer Gebirgslandschaften aus.

In jenen Gebieten aber, die nicht von Eis bedeckt waren, waren Verwitterung und Bodenfrost besonders wirksam. In den Flachländern konnte der Wind aus den kahlen Gebirgen und den Moränen und Schottern Feinmaterial ausblasen und als *Löß* anhäufen. Die feuchte Lößlandschaft des westlicheren Alpenvorlandes ging allmählich in die östlichere, trockene Lößlandschaft über.

Die Oberfläche der *Böhmischen Masse* läßt heute noch die alte postvariszische Rumpffläche erkennen, doch wurde sie durch Verstellungen in der Höhenlage verändert. Diese Oberflächen pflegen tief verwittert zu sein und beinhalten Kaolinlagerstätten. Höhere Berge überragen eine in 500 m Höhe gelegene Verebnungsfläche, die man als Brandungsterrasse des Miozänmeeres deutet. In diese Fläche haben sich die Flüsse, der Hebung entgegenwirkend, oft eingeschnitten und manche reizvolle schluchtartige Tallandschaft geschaffen. Die höchsten Berge überragten um ein geringes die eiszeitliche Schneegrenze und kleine Gletscher hinterließen Karseen und Moränen. Infolge ihrer verschiedenen Geschichte besteht so ein eindrucksvoller landschaftlicher Gegensatz zwischen der so ruhigen Landschaft des Wald- und Mühlviertels und den oft schroffen und häufig großartigen Szenerien der Alpen.

Verwitterung, Erosion, Vegetation und schließlich menschliche Tätigkeit haben das Bild der österreichischen Landschaft weiter ausgestaltet; leider wird es gerade in jüngster Zeit dadurch oft auch verunstaltet. Man sollte bedenken, daß vor allem menschliche Eingriffe in den Wasserhaushalt ihre unangenehmen Folgen erst nach und nach zeitigen dürften.

Nähere Einzelheiten bringen die folgenden Kapitel dieses Buches. Bezüglich der großen Zusammenhänge wird man sich aber vielleicht öfter dieser Übersicht erinnern.

**Literatur:** ABERER F. 1958; ALLEMANN F. 1957; AMPFERER O. 1925; ANDRUSOV D. 1968; ANGENHEISTER G., BÜGEL H. & MORTEFANI G. 1975; BECHSTÄDT T. 1978; BECK-MANNAGETTA P. 1959; BECK-MANNAGETTA P. & PREY S. 1974; BÜGEL H. (Ed.) 1977; BÜGEL H. 1975; BRAUMÜLLER E. 1961; BRIX F. et al. 1977; BÜCHI U. P. & TRÜMPY R. 1976; CLAR E. 1965; CORNELIUS H. P. & CLAR E. 1939; DEBELMAS J. 1975; DEL NEGRO W. 1970, 1977; DIETRICH V. J. 1976; ENZENBERG M. 1966; EXNER CH. 1950, 1971; FAUPEL P. 1972, 1977; FLÜGEL II. W. 1958, 1960, 1975b; FRASL G. 1958; FRASL G. et al. 1975; FRISCH W. 1978a, b; FUCHS G. & MATURA A. 1976; FUCHS W. 1976b; GRILL R. 1968; GWINNER M. P. 1978; HAHN F. F. 1913; HALDIMANN P. A. 1975; HÖCK V. & SCHRAMM J. M. 1975; KLEBELSBERG R. 1940; KOBER L. 1912, 1955; KOLLMANN K. 1965; KRÖLL A. & HELLER R. 1978; KRÖLL A. & WESSELY G. 1973; KÜPPER H. 1968; METZ K. 1964a, b, 1965, 1966, 1976a; MILLER D. S. 1967; NEUGEBAUER J. & KLEINSCHMIDT G. 1971; PAHR A. 1977; PLÖCHINGER B. 1964a; PLÖCHINGER B. & PREY S. 1968, 1974; PREY S. 1971, 1977b, c, 1978; SCHAFFER F. X. (Ed.) 1951; SCHMIDEGG O. 1964; SCHNABEL W. & DRAXLER I. 1976; TOLLMANN A. 1959, 1963a, 1970b, 1975a, 1976b, c, 1977b; TRAUTH F. 1937; TRÜMPY R. 1960, 1973; VEIT E. 1953.