

# **Die alpine Faltung**

**Ihre Anordnung in Raum und Zeit**

von

**Dr. Hans Jenny**

Mit 25 Figuren im Text, einer Tabelle und 3 Tafeln

**Berlin**

**Verlag von Gebrüder Borntraeger**

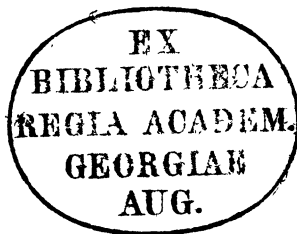
W 35 Schöneberger Ufer 12a

1924

---

Alle Rechte,  
insbesondere das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten  
Copyright 1924 by Gebrüder Borntraeger in Berlin

---



1923.9643

Druck von E. Buchbinder (H. Duske) in Neuruppin

*Made in Germany*

## Vorwort

Zweck des vorliegenden kleinen Werkes ist es, auf Grundlage des heute vorhandenen Tatsachenmaterials, die alpine Faltung nach Raum und Zeit zu gliedern.

Die geologische Erforschung der Alpen steht heute auf einer recht hohen Stufe. Wohl wechseln noch gut durchforschte Teile dieser Region mit solchen ab, in denen die Untersuchungen noch viel zu wünschen übrig lassen. Trotzdem dürfen wir die Alpen als das geologisch am besten erforschte von den großen Gebirgen der Erde bezeichnen, so daß man sich daran wagen darf, eine Gesamtdarstellung des Baues und der Geschichte derselben zu schreiben.

Am besten und gleichmäßigsten durchforscht ist der schweizerische Alpenanteil, dann der westliche und südliche Teil der Westalpen. Verschiedene ausgezeichnete zusammenfassende Darstellungen einzelner Teile der Westalpen sind gegeben worden. Ich erinnere nur an zwei, an die Darstellung des Baues der Westalpen in Karte und Profilen durch E. Argand, dann an die Behandlung der gesamten Schweizeralpen in der „Geologie der Schweiz“ von Alb. Heim. Eine große Reihe vorzüglicher Detailarbeiten existiert neben diesen beiden Werken, meist mit ausgezeichneten Karten und Profilen. Die westalpinen Forscher arbeiten heute fast durchwegs nach einheitlichen Gesichtspunkten. Der Gebirgsbau ist in seinen großen Zügen klargelegt. Wesentliche Meinungsverschiedenheiten über die Grundzüge des westalpinen Baues sind kaum mehr vorhanden, wenn auch im Detail hier und dort die Meinungen noch etwas auseinandergelien mögen.

Auch aus den Ostalpen kennen wir eine große Reihe vorzüglicher Untersuchungen. Das Untersuchungsmaterial ist aber noch weit heterogener und lückenhafter als dasjenige der Westalpen. Die Ansichten verschiedener Forscher über die Grundzüge des Baues der Ostalpen gehen heute noch weit auseinander. Moderne zusammenfassende Darstellungen des gesamten Ostalpenbaues waren bis vor kurzem in der Hauptsache drei zu nennen. Zuerst diejenige von E. Suess im „Antlitz der Erde“, dann die von L. Kober „Über Bau und Entstehung der Ost-

alpen“. Beide geben im großen die richtigen Züge, im Detail sind sie zum Teil durch neuere Forschungen überholt worden. Dann hat Kober in seinem Buche über den „Bau der Erde“ eine neue gedrängte Charakterisierung des ostalpinen Baues gegeben.

In beiden Werken, in denen der Bau der Erde zu analysieren versucht wird, in dem älteren von Suess, in dem neueren von Kober, ist selbstverständlich ein Gesamtbild der alpinen Tektonik gezeichnet.

Ein Versuch, die Geschichte der Alpen nach großen, einheitlichen Gesichtspunkten abzuleiten, ist bis heute noch nicht unternommen worden. Diese Entwicklung der Alpen aufzuzeichnen, wird die Hauptaufgabe dieses meines kleinen Werkes sein. Dasselbe ist zweigeteilt. In einem ersten Teile werden die wesentlichen Züge des alpinen Baues dargelegt. Ein Hauptgewicht erhält dabei die Heraushebung einzelner Tatsachen, die zum Teil schon dem und jenem Forscher bekannt waren, die aber zu wenig beachtet worden sind; die von besonderer Bedeutung für die Erkenntnis der alpinen Geschichte sind. An der großen Erkenntnis des Deckenbaues wird nicht gerüttelt. Ich bin aber hier bestrebt gewesen, Verallgemeinerung und Schematisierung, wie sie des öfteren Verfechtern der Deckenlehre zur Last gelegt werden kann, zu vermeiden.

Im zweiten Teil ist das Werden der Alpen behandelt. Derselbe stellt in der alpinen geologischen Literatur meines Wissens etwas durchaus Neues dar. Eine Anzahl neuer Anschauungen, die zum Teil aus eigenen Detailforschungen hervorgegangen sind, die zum Teil hier und dort schon angedeutet, aber noch nicht ausgebaut waren, kommen darin zum Ausdruck. Insbesondere wird hier mit der Annahme eines nur-tertiären Paroxysmus der alpinen Faltung völlig gebrochen. So fruchtbar auch diese Ansicht zu einer Zeit gewesen ist, angesichts der heute bekannten Tatsachen müssen wir sie zu den Akten legen, da sie uns nur mehr einen kleinen Bruchteil der Erscheinungen zu erklären vermag. Wir müssen die Anschauung verlassen, daß in langer tektonischer Ruhezeit in den Alpen mächtige Sedimentmassen angehäuft worden seien, daß dann dieses Paket von Sedimenten in kurzer Zeit zu dem gewaltigen Faltenhaufen zusammengeschoben und damit der Wirkung der Erosion ausgeliefert worden sei. Von der Trias bis ins spätere Tertiär standen orogenetische Vorgänge großen Maßstabes, Vorgänge vulkanischer Natur, Sedimentation und Abtrag in engster Wechselwirkung; schufen langsam und allgemach das gewaltige Gebäude, dessen Ruinen wir in den heutigen Alpen vor uns haben. Die Entwirrung der alpinen Bewegungsvorgänge stellt den schwierigsten Teil der alpinen geologischen Forschung dar. Das ist selbstverständlich. Nur wenn man einen Überblick über die tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse besitzt, wird man sich der Lösung dieser Aufgabe zuwenden

können. Ich hoffe, daß mir trotz der großen Schwierigkeiten diese Lösung in weitgehendem Maße gelungen ist. Einzelne der hier gestellten Probleme bedürfen allerdings noch einer weiteren Nachprüfung, die denjenigen überlassen werden muß, die besonders günstige Gebiete im Detail bearbeiten. Sie sind hier zur Diskussion gestellt. Verschiedene Antworten, die ich hier auf Fragen gegeben habe, bedürfen noch einer feineren Herausarbeitung, da im Rahmen dieser kleinen Arbeit nichts erschöpfend behandelt werden konnte. Es sind nur die Grundlagen gegeben.

Ich möchte hier allen denjenigen danken, deren Arbeiten mir den Entwurf dieses kleinen Werkes ermöglicht haben. Es ist ja klar, daß nur ein ausgedehntes Literaturstudium letzten Endes eine Übersichtsarbeit über ein so großes und kompliziert gebautes Gebiet wie die Alpen es sind, ermöglicht. Es sind vielfach gerade diejenigen Ansichten anderer Forscher gewesen, mit welchen ich nicht einig gehen kann, die mir die reichste Anregung gebracht haben.

Eines möchte ich hier noch erwähnen. Gleichzeitig mit dem Abschluß dieses Manuskriptes ist ein anderes Buch über dasselbe Thema erschienen: L. Kober, „Bau und Entstehung der Alpen“. Wo ich mich hier auf Kober berufe, handelt es sich immer um frühere seiner Arbeiten. So viel ich nach einer flüchtigen Durchsicht seines neuen Werkes beurteilen kann, ist der Aufbau unserer Arbeiten ein völlig verschiedener. Kober widmet den größten Teil des Raumes seines Werkes der Beschreibung des alpinen Baues. Nur recht spärlich sind seine Nachrichten über die zeitliche Gliederung der Faltungsvorgänge. Jedenfalls fehlt eine genaue, größere diesbezügliche Zusammenfassung. Auch sonst sind in den beiden Arbeiten Gedankengang und Behandlung des Stoffes recht verschieden. Das ist ja selbstverständlich. Zwei voneinander unabhängige Bearbeitungen des gewaltigen Stoffes müssen verschieden ausfallen. Niemals wird die eine die andere unnötig machen. Sie können sich nur ergänzen.

Auf die Beilage eines großen graphischen Materials zu meiner kleinen Arbeit verzichte ich, zum Teil, weil ich glaube, mit wenigen, charakteristischen Zeichnungen auszukommen, da es sich nicht um Detailbeschreibungen handelt.

Zürich (Albisrieden), im April 1923

Hans Jenny

## **Berichtigungen**

Seite 16, unterste Zeile soll heißen penninisch statt pennisch

„ 52, 21. Zeile soll es heißen Lechtaldecke	„ Inntaldecke
„ 89, 25. „ „ „ „ Decke V	„ Decke IV
„ 104, 13. „ „ „ „ Decke VI	„ Decke IV
„ 121, 8. „ „ „ „ der Decken	„ der Decke IV

# Inhaltsangabe

Vorwort . . . . . Seite III

## Erster Teil. Die räumliche Gliederung des alpinen Baues

<b>I. Einleitung</b> . . . . .	Seite 1
<b>II. Geotektonische Übersicht</b> . . . . .	„ 3
<b>III. Die helvetischen Decken</b> . . . . .	„ 7
<b>IV. Die penninischen Decken</b> . . . . .	„ 13
Überblick (13), Alter Bauplan (15), Tauernfenster (16), Verteilung der penninischen Decken (18), Decke VI (18), Decke V (19), Bewegungsfolge der penninischen Decken (22), Decke IV (25), Die Tessin-Tosa-Kulmination (27), Penninische Bogen (28), Weitere Kulminationen im alpinen Längsprofil (28), Decken I, II und III (29).	
<b>V. Die ostalpinen Decken</b> . . . . .	„ 32
Allgemeines (32), Die unterostalpinen Decken (33), Die Klippendecken (36), Die Deckenkerne (38), Südliche Abgrenzung (38), Tonalelinie, Insubrische Zone, Judicarienlinie (38), Alte Marmore? (42), Weitere Abgrenzung (42). Obere ostalpine Decken (46), Silvrettadecke (47), Oberostalpine Carbondecke (47), Verbindung der zwei oberostalpinen Deckenkerne (48), Oberostalpine Wurzelzone (50), Hochostalpine Decke (51), Die nördlichen Kalkalpen (51).	
<b>VI. Die Südalpen</b> . . . . .	„ 53
Nordgrenze (53), Westlicher Teil (54), Etschbuchtgebirge (55), Südalpiner Quarzphyllit und Quarzporphyrplatte (56), Das karnische Gebirge (58), Östliche Südalpen, Verhältnis zu den Dinariden (60), Südalpine Störungslinien (62), Steiner Alpen und julische Alpen (63), Bewegungsvorgänge im östlichen Teil der Südalpen (63), Zusammenfassung (64), Westlicher und östlicher Südalpenbogen (69).	
<b>VII. Zusammenfassung</b> . . . . .	„ 70
Schubrichtungen (70), Verteilung der tektonischen Einheiten (72), Der alpine Nordrand (74), Art der Faltungsvorgänge (75), Gesetze des Faltungsfortschrittes (77), Gesamtbewegung (79), Magmatischer Zyklus (80), Grundursache? (82).	

Zweiter Teil. **Über die Entstehung der Alpen**

<b>I. Einleitung</b> . . . . .	Seite 84
<b>II. Die vortriadischen Gesteine der Alpen</b> . . . . .	„ 94
Die paläozoischen Sedimente (94), Vorkambrische Faltung, herzynische Faltung (95), Die herzynisch-alpine Geosynklinale (96), Die Sedimente der Geosynklinale, Art und Verteilung derselben (97), Das Altkristallin (100), Herzynische Metamorphose und herzynische Diskordanz (101), Intrusionen (101), Oberkarbon (102), Zusammenfassung (103).	
<b>III. Die jungalpine Geosynklinale</b> . . . . .	„ 104
Die Bildung der Geosynklinale (104), Die Vorgänge im penninischen Gebiet (105).	
<b>IV. Die Entwicklung der penninischen Decken</b> . . . . .	„ 112
Die Bündnerschiefer (112), Schichtfolge der Margnadecke (113), Tektonik in Südbünden (113), Falknis-Sulzfluhdecke (115), Verteilung der mesozoischen und alttertiären penninischen Sedimente (118), Flysch (118), Obere Kreide (118), Mittlere Kreide (118), Untere Kreide (118), Oberer Jura (118), Mittlerer Jura (119), Lias (119), Penninische Bewegungsphasen (120), Erste penninische Hauptphase (120), Zweite penninische Hauptphase (121), Dritte penninische Hauptphase (123), Metamorphose der Bündnerschiefer (123), Verhältnisse vom oberen Jura an (124), Tauernfenster (125), Schluß (125).	
<b>V. Die Bildung der ostalpinen Decken</b> . . . . .	„ 126
Perm-Trias (126), Lias (128), Dogger (129), Malm (130), Ostalpine Geantiklinalen (130), Untere Kreide (132), Mittlere Kreide (132), Obere Kreide (133), Vorgosauischer Deckenvorstoß (135), Paläogeographische Verhältnisse im Senon (137), Eocän (137), Wandern von Gebirgsbildung und Vortiefe (139), Unterostalpine Phasen (139), Aroserschuppen (141), Oligocän (143), Miocän-Pliocän (144), Richtung und Angriffspunkt des jüngsten Stoßes (145).	
<b>VI. Die Bildung der helvetischen Decken</b> . . . . .	„ 146
Vorbereitung (146), Der Wildflysch (148), Bildung des Deckenbündels im Mittel-Oligocän (151), Letzter Vorstoß (151), Die Molasse (152), Die Molassenagelfuh (152), Gesamtverhältnisse der Molasse (154), Zusammenfassung der Vorgänge im helvetischen Gebiet (155).	
<b>VII. Das Werden der Alpen</b> . . . . .	„ 156
<b>Literaturverzeichnis</b> . . . . .	„ 170



## Erster Teil

# Die räumliche Gliederung des alpinen Baues

## I. Einleitung

Die Alpen sind ein junges Faltengebirge. Tertiäre, marine Sedimente sind in demselben hoch emporgehoben und in den Faltenbau mit einbezogen worden. Schon längst ist dies erkannt worden. Wir möchten hier nicht eine Geschichte der Alpengeologie schreiben. Nur wenige wichtige Etappen in der Erkenntnis des alpinen Baues mögen erwähnt werden. Schon frühzeitig, in den fünfziger Jahren des letzten Jahrhunderts, hat Arnold Escher von der Linth den großartigen Faltenbau der Alpen erkannt, hat festgestellt, daß die Zentralmassive ihre heutige Form der jungen Faltung verdanken, daß ihre Eruptivmassen passiv mitgefaltet worden sind. Zum Unterschied von seinem Zeitgenossen Studer, der in Anlehnung an die vulkanische Erhebungstheorie der Meinung war, die zentralmassivischen Eruptivmassen seien aktiv an der Aufwölbung der Alpen beteiligt gewesen.

1875 hat E. Suess (176) unabhängig von den Befunden der Schweizer Geologen auf die Passivität der alpinen Eruptivgesteine bei der jungen Faltung hingewiesen, hat gleichzeitig auf den einseitigen Bau der Alpen aufmerksam gemacht.

Später, 1878, ist von Alb. Heim (62) in seinem „Mechanismus der Gebirgsbildung“ eingehend die Natur der Zentralmassive beschrieben worden. Dann sind in derselben Arbeit gewaltige, liegende Falten beschrieben worden, so die berühmte Glarnerdoppelfalte.

Schon 1883 ersetzte Bertrand (20) diese Doppelfalte durch eine gewaltige einfache, von Süden gegen Norden überschobene Falte. Damit war die Grundlage der Deckenlehre gegeben. Lange Zeit blieb aber diese Erkenntnis von Bertrand unausgewertet. Bertrand selbst hat diesen Gedanken wieder verlassen.

Anfangs der neunziger Jahre ist es H. Schardt gelungen zu beweisen, daß die Klippen der Zentralschweiz Überreste der Stockhornzone sind, daß diese letztere und die Voralpen des Chablais wurzellos

auf jüngern Sedimenten aufliegen. Mit dieser Konstatierung von Schardt hat die Deckenlehre endgültig Boden gefaßt. Schardt hat das erste Alpenprofil gezeichnet, in welchem ein ganzes gefaltetes Gebirge, wurzellos auf einer jüngern Unterlage ruhend, dargestellt ist.

1901 hat M. Lugeon (101), nachdem er anfänglich die Schardtsche Anschauung heftig bekämpfte, dieselbe übernommen und dann unter großen Gesichtspunkten weiter ausgebaut. In der Folge ist dann der Deckenbau der Westalpen von der Mehrzahl der Forscher als Tatsache hingenommen worden.

P. Termier (179) hat 1903 Unterengadin und Tauern als Fenster unter höhern Deckenmassen gedeutet, dann haben Haug, Lugeon und Termier die nördlichen Kalkalpen als Ganzes als mächtige Deckscholle auf ortsfremder Unterlage betrachtet. Wenig später hat auch E. Suess diese Ansicht angenommen.

1903 hat sich auch Alb. Heim von der Richtigkeit der Deckenlehre überzeugt, ist dann in der Folge ein überzeugter Vertreter derselben geworden. Es folgte der weitere Ausbau derselben, der immer wieder aufs neue ihre Richtigkeit bestätigte.

1910 erschien der letzte Band von E. Suess (178) „Antlitz der Erde“, der die Beschreibung der Alpen enthält. Der Deckenbau ist darin als bestehend angenommen, auch für die Ostalpen.

1911 erscheint der „Deckenbau der Ostalpen“ von V. Uhlig (186). Auch L. Kober beginnt sich zu dieser Zeit mit Fragen des ostalpinen Baues zu beschäftigen, wird in der Folge der eifrigste und erfolgreichste Vertreter der Lehre ostalpinen Deckenbaues außerhalb der Schweiz.

In der Ostschweiz haben sich im vergangenen Jahrzehnt besonders Zindel, Cornelius und R. Staub um die Erforschung penninischer und unterostalpinen Decken verdient gemacht.

Heute wird jeder, der vorurteilsfrei die geologischen Verhältnisse der Alpen studiert, zur Erkenntnis kommen, daß die Alpen ein Bündel übereinandergehäufte Deckfalten und Überschiebungsdecken sind. Daran ändert auch der Umstand nichts, daß eine Mehrzahl ostalpiner Geologen diese Tatsache nicht anerkennen will. Analysiert man übrigens die Argumente gegen den Deckenbau, welche von diesen Forschern aufgestellt worden sind, so erkennt man bald deren Unhaltbarkeit; vielfach erhält man sogar den Eindruck, daß es nur noch Prestigerücksichten sind, welche der ungeteilten Anerkennung des Deckenbaues der Alpen entgegenstehen.

---

## II. Geotektonische Übersicht

Die Alpen sind ein Deckengebirge, sind ein Teilstück der jungen, mediterranen Kettengebirge, damit ein Teilstück der mesozoisch-tertiären Gebirgszüge, welche den Erdkörper umspannen. Nach Anschauungen, welche in neuerer Zeit aufgetaucht sind, zeigen die großen Kettengebirgszonen der Erde im allgemeinen einen zweiseitigen, mehr oder weniger symmetrischen Bau. L. Kober (95) hat in jüngster Zeit diese Ansicht in aller Schärfe formuliert. Im allgemeinen Falle besteht das Orogen oder die Kettengebirgszone aus zwei randlichen Gebirgsstämmen, die entgegengesetzt gerichtete Faltung erkennen lassen, die getrennt sind durch einen verhältnismäßig wenig gefalteten Zwischenraum, der von Kober als Zwischengebirge bezeichnet worden ist. Beide Stämme sind nach außen, gegen das Vorland hin, überfaltet. Die Kettengebirgszone ist entstanden durch Auspressung einer Geosynklinalregion. Relativ starre Schollen haben die letztere beidseitig begrenzt, sind dann gegeneinander gewandert, haben den Geosynklinalraum zusammengepreßt. Der Inhalt der Geosynklinalen ist dabei beidseitig auf die starren Schollen, beidseitig auf das Vorland hinausgetreten. Der Zusammenschub der Geosynklinalen ist nicht überall ein gleichmäßiger gewesen. Wo er schwächer war, blieb zwischen den randlich sich entwickelnden Gebirgsstämmen eine relativ schwach gefaltete bis ungefaltete Zone, eben das Zwischengebirge. An Stellen starken Zusammenschubs erfolgte Faltung der ganzen Breite des Orogens, derart, daß die beiden Stämme und das Zwischengebirge zu einem scheinbar einheitlichen Gebirge verschmolzen sind. Dabei kann eine ungleichmäßige Entwicklung der drei Elemente in Erscheinung treten, so daß z. B. der eine der beiden Stämme gegenüber dem andern Stamme und dem Zwischengebirge übermäßig stark ausgebildet ist. Als Produkt der Gebirgsbildung konstatiert man in diesem letzteren Falle ein scheinbar einseitig gebautes Deckengebirge. Annähernd diesen Fall lernen wir in den Alpen, insbesondere in deren westlichem Teile, kennen. Immerhin sind in den Alpen, bei näherer Betrachtung, noch zwei Hauptteile scharf auseinander zu halten. Einem nördlichen Teile, welcher im folgenden immer kurz als Alpen bezeichnet wird, sind die Südalpen gegenüber zu stellen.

In den Alpen unterscheidet man heute von Norden gegen Süden folgende tektonische Einheiten: Kettenjura, Zentralmassive und helvetische Decken, penninische Decken, unterostalpine Decken, oberostalpine Decken und hochostalpine Decken. Sie bilden in ihrer Gesamtheit den nördlichen Stamm des alpinen Orogens. Auf die Natur und die Zugehörigkeit der Südalpen wird in der Folge noch eingegangen werden. Die Südalpen sind oft als Fortsetzung, als Teilstück der Dinariden auf-

gefaßt worden. Sie wurden damit meist auch kurz als Dinariden bezeichnet. Eine etwas andere Anschauung, welche vielen Tatsachen besser gerecht wird, soll in dieser Arbeit vertreten werden.

Die Trennungslinie zwischen Alpen und Südalpen ist in den Ostalpen schon längst als sog. alpin-dinarische Grenze bekannt, sie dürfte im Westen dementsprechend als alpin-apenninische Grenze bezeichnet werden. Sie besitzt ungefähr folgenden Verlauf: Von Savona am ligurischen Meerbusen, wo sie die sogenannte Decke von Savona (Argand [14]) von der penninischen St. Bernhardsdecke scheidet, durch die obere Poebene, ungefähr bei Biella vorbei, über den nördlichsten Teil des Langensees, über den Joriopaß, ins untere Veltlin, zum Passo di Tonale, dann längs der Tonalelinie bis Malo am Noce, weiterhin längs der Fortsetzung der Judicarienlinie über Meran nach Mauls an der Brennerstraße; entlang dem Nordrand des Brixenergranitstockes nach Bruneck im Pustertal, weiter im Pustertal bis Sillian, hinein ins Gailtal, in die Karawanken und vorbei am Südrande des Bachergebirges. Entsprechend den im folgenden vertretenen Ansichten über die Zugehörigkeit der Südalpen soll hier diese Grenzlinie als **südalpine Grenze** bezeichnet werden. Es soll damit in dieser Arbeit der Name alpin-dinarische Grenze fallen gelassen werden. Die südalpine Grenze ist durch die ganze Länge der Alpen hindurch als scharfe Trennungslinie vorhanden. Neben derselben existiert weiter südlich eine weitere Grenzlinie, welche nun allerdings nicht mehr überall in gleicher Schärfe zu erkennen sein wird, wie die südalpine Grenze. Im Gegensatz zu der letzteren mag sie hier als **norddinarische Grenze** benannt werden. Die norddinarische Grenze scheidet im Westen die schon erwähnte Decke von Savona vom Apennin; im Osten trennt sie Südalpen und Dinariden. Das sei hier vorweggenommen.

Forschen wir nun nach den Fortsetzungen des nördlichen Stammes der Alpen gegen Osten und Westen. Längst ist es bekannt, daß im Osten die unterostalpinen, oberostalpinen und hochostalpinen Decken, damit überhaupt alle Decken der Alpen, soweit sie nicht gegen Osten aufgehört haben zu existieren, in die Karpathen hinüberstreichen. Vergebliches Unterfangen ist es, etwa die Fortsetzung der penninischen Decken, wie dies schon getan wurde (R. Staub [170]), in den Dinariden zu suchen. Schwerer ist die Frage im Westen zu beantworten. Der Rest der dort noch vorhandenen alpinen Decken wird durch die Küste des Golfes von Genua abgeschnitten. Auf fast 200 km Distanz, bis nach Elba und Corsica hinunter, verhüllt dann das Meer alle Aufschlüsse und Zusammenhänge von Bedeutung. Westalpine Forscher nehmen Zusammenhang von Alpen und Apennin an. Und einzelne stratigraphische Zusammenhänge mögen auch wirklich für diese Verbindung sprechen. Nicht so die Tektonik. Weder im Kleinen, noch im Großen. Als regel-

mäßig begrenzte Platte liegt nördlich von Savona die Decke von Savona zwischen Alpen und Apennin. Ihr regelmäßiger, keilförmiger Querschnitt (Fig. 4), die beiderseitige Begrenzung durch ebene Flächen setzt sie in einen ungeheuren Kontrast zu den unregelmäßig geformten, benachbarten

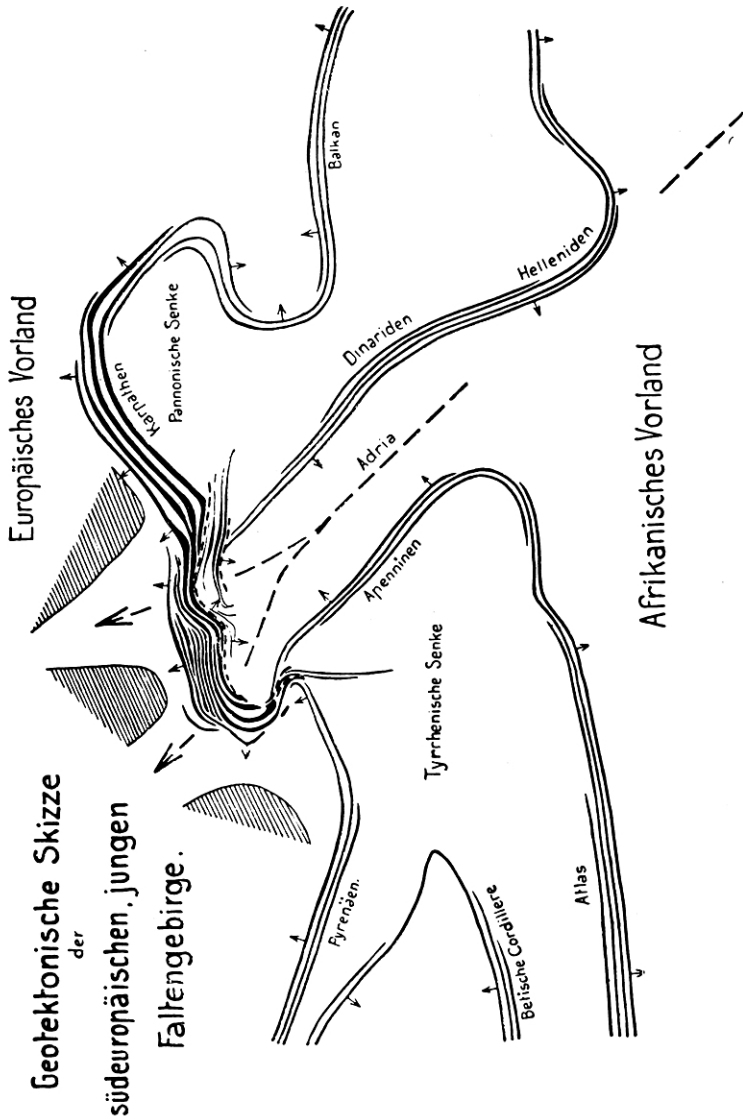


Fig. 1.

Decken der Alpen und des Apennins. Wie ein Fremdkörper ruht sie zwischen den letzteren, scheidet damit Alpen und Apennin aufs schärfste.

Welche Rolle spielen im Osten die Südalpen? Von Osten her, aus der Saveebene, treten mit ostwestlichem Streichen eine Anzahl Antiklinalen in den Raum südlich der südalpinen Grenze ein. Im Gebiet

der Steiner Alpen, dann mehr noch der julischen Alpen und südlich dieser beiden Gebirgsmassen, nehmen dieselben allmählich den Charakter von Decken an, die in der Hauptsache starke Bewegungstendenz gegen Süden aufweisen. Der Grad der Überschiebungen ist am stärksten dort, wo die von Südosten heraufstreichenden dinarischen Falten an die Südalpen heranstoßen. Weiter gegen Westen, im Gebiet der Friulaner Alpen, der venetianischen Alpen, dann der südtiroler Dolomiten, verringert sich der Zusammenschub wieder ganz beträchtlich. Noch östlich der Etsch ist überhaupt kein wesentlicher Zusammenschub der Südalpen in der Nordsüdrichtung mehr vorhanden. Dementsprechend gewinnen dort die Südalpen eine viel, viel größere Breite als etwa im Meridian von Karfreit. Ein näheres Eingehen auf die Tektonik der Südalpen folgt später. Noch E. Suess (178) vertritt im „Antlitz der Erde“ die Meinung, daß die dinaridischen Ketten in die alpine Streichrichtung einschwenken, damit eben übergehen in die Südalpen. Neuere Untersuchungen zeigten, daß das nicht der Fall ist, daß die dem dinarischen System zugehörigen Flyschwellen mit ihrem nordwestlichen Streichen am ostwestlich streichenden südalpinen Gebirge abgeschnitten werden (Winkler [192]). Damit gehören die Südalpen weder zu den Alpen noch zu den Dinariden, sondern sind ein Stück Zwischengebirge zwischen beiden. Sie spielen damit dieselbe Rolle, wie im Westen die Decke von Savona.

Die Adria ist ein Teilstück des afrikanischen Vorlandes, denn sie ist von dem letzteren durch nichts getrennt. Dinariden und Apennin, beide, sind gegen die Adria überfaltet, daran ist kein Zweifel. Sie sind damit beide gegen das afrikanische Vorland des mediterranen Orogens überfaltet; sind beide Begrenzungsstücke dieses Vorlandes. Damit sind Apennin und Dinariden als zwei Teile ein und desselben Gebirgsstammes charakterisiert. Daran ändert auch der Umstand nichts, daß ihre Verbindung, südlich der Alpen, vielleicht unterbrochen ist. Im selben Sinne gilt von Karpathen, Alpen und Pyrenäen, daß sie Begrenzungsstücke des nördlichen Vorlandes sind, mit Faltungsrichtung gegen eben dieses Vorland.

Es ergibt sich also folgende Einteilung des jungen südeuropäischen Orogens und seiner Umrahmung: Im Süden das afrikanische Vorland mit der Adria als Teilstück. Im Norden das europäische Vorland, mit den Gneiskernen des französischen Zentralplateaus, von Vogesen-Schwarzwald, der böhmischen Masse, dann weiterhin der russischen Tafel. Weiter einwärts folgen: im Süden der südliche Gebirgsstamm Atlas-Apennin-Dinariden-Helleniden, welcher zwischen Dinariden und Apennin wahrscheinlich auseinander gerissen ist; im Norden der nördliche Stamm Pyrenäen-Alpen-Karpathen-Balkan. Die innerste Partie des Orogens bilden die beiden großen Senkungsfelder des tyrrhenischen

Meeres und der pannonischen Tiefebene, mit ihren Fortsetzungen, der Decke von Savona einerseits und den Südalpen andererseits. Zwischen Alpen und Adria, das heißt in der Verlängerung der adriatischen Scholle, sind das Zwischengebirge und der südliche Stamm des Orogens verkümmert. Der ganze, hier ungeheure, Zusammenschub der Geosynklinale ist in den Alpen angesammelt. Der Hauptzusammenschub hat in der Richtung der Adria stattgefunden, hat dabei einen ungefähr 400 km langen Streifen der Geosynkinalregion betroffen. Östlich und westlich von dieser Zone stärkster Pressung ist die Geosynklinale viel weniger zusammengeschoben. In der Tyrrhenis beispielsweise besitzt sie noch eine Breite von nahezu 1000 km, während sie in der Richtung der Adria auf kaum 200 km Breite zusammengedrückt ist. Es ist somit unmittelbar die Lage und Richtung des Stoßes, der die Alpen geschaffen hat, gegeben durch Lage und Richtung der adriatischen Scholle. Die letztere weist in ihrer südlichen Fortsetzung auf die Grabenzone des roten Meeres, ist zugleich ungefähr parallel dem Südwestrand der alten russischen Tafel. Die Richtung des alpinen Hauptstoßes steht demnach in Verbindung mit tektonischen Linien, welche tief ins Innere des südlichen und des nördlichen Vorlandes hineingreifen.

In der nördlichen Adria teilt sich die alpine Stoßrichtung in zwei Komponenten, deren eine gegen die Lücke zwischen Zentralplateau und Vogesen-Schwarzwald, deren andere gegen die Lücke zwischen Vogesen-Schwarzwald und böhmischer Masse gerichtet ist. Das ist schon ein sekundärer Zug im Baue des mediterranen Orogens. Längst ist es bekannt, daß in der östlichen dieser beiden sekundären Stoßrichtungen der ostalpine Bogen, in der westlichen der westalpine Bogen angelegt worden ist.

Diese knappe geotektonische Orientierung möge hier genügen.

---

### III. Die helvetischen Decken

Alles was nördlich von der südalpinen Grenze liegt bis zum Molasseland und Kettenjura, gehört genetisch zu den Alpen. Über den Bau des Jura soll hier weiter nichts gesagt werden. Wenig ist zu sagen über den Bau des Molasselandes. Es ist die letzte nördliche Vortiefe der Alpen, angefüllt mit dem Schutte des in Bildung begriffenen und zugleich dem Abtrage ausgesetzten Alpengebirges. Von den letzten Bewegungen der Alpen sind seine Ablagerungen noch mitergriffen, in Falten gelegt, von den helvetischen Decken ein Stück weit sogar überschoben worden.

Auch der Bau der helvetischen Decken soll hier nur in aller Kürze berührt werden. Die helvetischen Decken sind wohl im ganzen die am besten untersuchten Teile des alpinen Gebäudes. Schon lange bevor man vom Vorhandensein der großen kristallinen Decken etwas wußte, hatte man im helvetischen Gebiete mächtige liegende Falten konstatiert. Lange hat deshalb dasselbe in der Erforschung der Alpen, für die Deutung des alpinen Baues, eine hervorragende Rolle gespielt. Heute hat man erkannt, daß in quantitativer Hinsicht die helvetischen Decken an Bedeutung weit hinter dem Paket kristalliner Decken zurücktreten; daß sie nichts weiter sind als die abgeschürfte Hülle des unter dem letzten Andränge der gewaltigen kristallinen Deckenmassen zusammengeschobenen, untermeerischen Vorlandssockels. Trotzdem diese Ansicht sich in den letzten 20 Jahren vollständig durchgerungen hat, wird heute noch, besonders in den Kreisen westalpiner Forscher, diese und jene Ansicht, die nur im helvetischen Gebiete ihren Geltungsbereich hat, als für das ganze Alpengebiet gültig angenommen. Es sei hier nur an die Annahme des naheozänen Alters aller intensiven Bewegungen in den Westalpen erinnert.

Nirgends greift in wesentlichem Maße kristalliner Untergrund in den Bau der helvetischen Decken ein. Verrucano ist das tiefste älteste Schichtglied, das am Aufbau derselben teilnimmt, oligozäner Flysch das jüngste. Den Untergrund der helvetischen Schichtfolge bilden die vorpermischen Gesteine der sog. Zentralmassive, welche in der Ostschweiz von Osten her aus der Tiefe auftauchen, die dann von hier gegen Westen den Kern des Nordrandes der Alpen bilden, den Sockel, der unter dem Andränge der penninischen Decken aufgestaut worden ist. Die beiden östlichen Massive sind Aar- und Gotthardmassiv.

Der östlichste Ausläufer des Aarmassivs tritt in einem kleinen Fenster bei Vättis, im Calfeusertale, zutage. Das eigentliche Aarmassiv taucht im Tödgebiet von Osten her aus der Tiefe hervor, um im Wallis westlich des untern Lötschentales wiederum unter seiner Sedimenthülle zu verschwinden. Das Aarmassiv läßt sich in zwei Hauptteile trennen, einen südlichen Teil mit einem mächtigen Kern von Aaregranit oder Protogin, mit einer Hülle alter Paragneise im Süden, und in einen nördlichen Teil, die Zone der sog. Erstfeldergneise, des Innertkirchnergranites, des Gasterngranites, ebenfalls in der Hauptsache Granitgneise. Durch eine Schiefermulde sind diese beiden Randzonen voneinander getrennt. Die Hauptmasse der Gesteine der Mulde sind wahrscheinlich paläozoischen Alters, gehören in die Gruppe der Casannaschiefer, von denen wir später noch sprechen werden. Streifen karbonischer und auch mesozoischer Gesteine sind in dieser Muldenzone wie auch in der nördlichen Randzone eingefaltet. Die ursprüngliche Bedeckung des Aarmassivs waren Sedimente helvetischer Fazies. Noch heute ist das west-



liche und östliche Ende und der Nordrand des Massivs vom helvetischen Autochthon überbrückt. Die helvetischen Decken haben ihre Wurzeln in der Südabdachung des Massivs, in der Furche zwischen Aar- und Gotthardmassiv und in der Nordabdachung des letzteren.

Das Gotthardmassiv taucht westlich von Ilanz unter den überschobenen penninischen Schiefen hervor, spitzt sich gegen Westen in der Gegend von Brig im Rhonetale aus. In bezug auf seine mesozoische Sedimenthülle ist das Gotthardmassiv ein Mittelding zwischen helvetisch und penninisch. Auf seiner Südabdachung liegen penninische Trias und Bündnerschiefer. In seiner Nordabdachung stecken helvetische Wurzelteile. Wie das Aarmassiv, so zeigt auch das Gotthardmassiv komplexen Bau. Inmitten von Paragesteinen stecken granitische Intrusivkörper, deren Material im Oberkarbon, am Schlusse der herzynischen Faltungsperiode eingedrungen ist. Beide Massivgebiete sind herzynisch gefaltet. Im Aarmassiv zeigt sich teilweise die herzynische Diskordanz in aller Schärfe, teilweise ist sie verwischt durch die Vorgänge der Alpenbildung. Im Gotthardmassiv, speziell an der Südseite, ist die Diskordanz verschwunden.

In beiden Massiven ist die Schichtstellung im allgemeinen eine steile. Stellenweise herrscht Fächerstruktur. Der Nordrand des Aarmassivs ist mit seiner helvetischen Sedimenthülle aufs intensivste verfaltet. An einzelnen Stellen sind dort

südliche Massivteile auf nördliche hinübergelegt. Diese Faltung gehört in die jüngste Phase der Gebirgsbildung, ist teilweise ungefähr konform der Verbiegung der Unterfläche der helvetischen Decken.

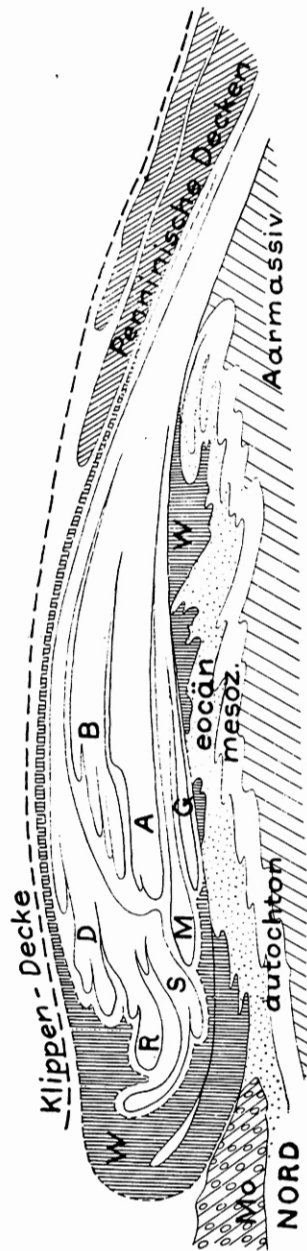


Fig. 2. Schema der helvetischen Decken der Ostschweiz. Nach Arnold Heim. (Aus Kober, Bau der Erde.)  
 W = Wildflysch. D = Drusbergdecke. R = Rätendecke. S = Sämtischecke. B = Bächteldecke. A = Axendecke.  
 M = Mürtschendecke. G = Glarnerdecke. Mo = Molasse.

Westlich und östlich vom untertauchenden Aarmassiv sind die mächtigsten helvetischen Deckenhaufen nach Norden hinübergewandert. Die mittleren Teile des Massivs sind nur von den höhern helvetischen Decken überstiegen worden.

Südlich vom Genfersee, am großen Rhonetalknie, tauchen Montblanc- und Aig.-Rougesmassiv auf, als ungefähre Fortsetzung des Aarmassivs. Das erstere besitzt wieder einen mächtigen Kern von Granit, einen schmälern das Aig.-Rougesmassiv. Durch eine Mulde helvetischer mesozoischer Gesteine, die Mulde von Chamonix, sind die beiden Massive getrennt. Auch am Ostrand des Montblancmassivs ist zwischen das letztere und die penninischen Schiefer ein schmaler Streifen helvetischer Gesteine eingeklemmt, ein Wurzelstück helvetischer Decken. Ein mächtiger Karbonstreifen ist ins Aig.-Rougesmassiv eingefaltet, Karbon überwölbt den Südrand dieses Massivs. Geringer sind die Karbonvorkommen innerhalb des Montblancmassivs. Auch in diesen beiden Massiven ist steile Schichtstellung.

Die Karbonvorkommen des Aig.-Rougesmassivs lassen zwei Arten von Diskordanzen erkennen. Das Karbon liegt stellenweise diskordant auf ältern Gneisen und Schiefen, ist dann selbst wieder von der Trias diskordant überlagert. Das beweist uns das Vorhandensein von zwei Phasen der herzynischen Faltung.

Südlich von diesen zwei Massiven folgen, angeschmiegt an die Außenseite des alpinen Bogens, die Massive von Belledonne, Pelvoux und Mercantour. Wie die nördlichen Massive besitzen sie Kerne von Granit. Sie sind aber durch die junge Faltung nicht mehr so stark deformiert wie die nördlichen Massive. Noch im nördlichen Teil des Belledonnemassivs findet sich die Fortsetzung der Mulde von Chamonix, die Montblanc- und Aig.-Rougesmassiv trennt, die weiterhin ihre Fortsetzung wahrscheinlich in der Schiefermulde hat, welche das Aarmassiv zerteilt.

Wir kommen zur Besprechung der helvetischen Decken. Dieselben haben ihre Hauptverbreitung zwischen Rhone und Rhein. Südlich der Rhone existiert von denselben nur noch ein schmaler Streifen Wurzelzone am Ostrand des Montblancmassivs, dann vereinzelte Fetzen westlich des Aig.-Rougesmassivs, eingeklemmt unter die unterostalpinen Deckenmassen des Chablais. Auch östlich vom Rhein verkümmern die helvetischen Decken. Im Grünten östlich der Iller ist der letzte schwächste Rest. Die Hauptverbreitung, die beste Entwicklung der helvetischen Decken, ist nördlich der Region, in der die penninischen Decken am gewaltigsten entwickelt sind, nämlich zwischen den Scheiteln der beiden großen Alpenbogen.

Am Ostrande des Aarmassivs liegen in dem Gebiete zwischen Linthal, Wallenseetal und Rheintal als tiefste helvetische Decken die

Glarner-, darüber die Mürtshendecke. Die Stirnränder beider Decken weichen längs dem Linthal gegen Süden zurück, sind, wie wir später sehen werden, ungefähr parallel dem zurückweichenden Stirnrand der oberostalpinen Decke. Beide, Glarner- und Mürtshendecke, haben Kerne von Verrucano. Auf den Rücken beider ist die mesozoische Schichtfolge stark reduziert, zum Teil an den Stirnrand hinausgeschoben, zum Teil an die nächst höhere Decke abgegeben. Die tiefere Glarnerdecke ist nicht mehr in Verbindung mit ihrer Wurzelzone. Sie ist ein mächtiger Schürfling.

Die nächst höhere Decke ist die Axendecke. Sie hat ihre Hauptverbreitung, ihre größte Selbständigkeit zwischen Engelberg und Linthal. Östlich vom Linthal ist sie nur noch in Spuren vorhanden. In der Gegend von Engelberg ist die Axendecke, die weiter östlich ziemlich einfachen Bau besitzt, zu einem Faltenbündel geworden. Die tiefste Falte desselben biegt hier aus der W.-S.-W.-Richtung ab, gegen S.-W., zieht sich also zurück. Die höhern Falten derselben Decke streichen gegen Westen in derselben Richtung weiter wie der Stirnrand der nächst höhern Drusberg-Wildhorndecke. Das Zurückweichen der tiefern Falte ist etwas Primäres. Die höhern Falten sind dagegen von der höhern Drusbergdecke beeinflusst, abgedreht, mitgeschleppt worden. Weiter westlich ist die Axendecke von der Drusbergdecke nur mehr schwer zu trennen. Der Kern der Axendecke besteht in der Hauptsache aus Lias. Darum herum ist Dogger, Malm, in den Stirnteilen Kreide.

Die nächst höhere Decke, die oberste helvetische Decke der Zentral- und Ostschweiz, ist die Drusbergdecke. Ihre Hauptentwicklung ist vor dem Aarmassiv. Wie der Nordrand des letzteren ist auch der Nordrand der Decke schwach nach auswärts gekrümmt. Das ist ein völlig anderes Verhalten als bei den drei tiefern Decken. Die letzteren sind an die Depression östlich von dem Massiv gebunden, oder wenigstens von derselben abhängig. Die höchste Decke hat das Massiv selbst überflutet und hat mit demselben die gleiche Faltenrichtung.

Gegen Osten erscheinen an der Drusbergdecke die tiefern Abzweigungen der Wiggis-Säntisdecke. In allen diesen drei Teillappen ist nur noch Kreide, kein Malm mehr vorhanden, soweit als unter denselben die tiefere Axendecke liegt. Östlich vom Linthal ist die Kreide der Axendecke in der nächsthöheren Säntisdecke. Gegen Osten verschwindet auch die Drusbergdecke; ihre Rolle übernimmt ebenfalls die Säntisdecke. Westlich des Rheintals taucht in der Säntisdecke ein mächtiger Kern jurassischer Gesteine auf. Wo gegen Westen die Axendecke aufhört, erscheint in der nächst höhern Drusbergdecke der Kern jurassischer Gesteine.

Diese Umstände, ältere Kerne der tiefern Decken, immer jüngere, je höher hinauf wir kommen, Übergang der Sedimente einer Decke in

die nächst höhere, zeigen uns mit Sicherheit, daß alle diese Decken gegen Süden sich zu einer Stammdecke vereinigen müssen, daß nicht mehr die Wurzeln aller Decken in der Narbe südlich des Aarmassivs zu finden sein werden. Damit ergibt sich auch ohne weiteres der Schluß, daß die tiefsten Decken die ältesten sind, die höchsten die jüngsten; ein Schluß, der auch durch die Formen der Decken bestätigt wird.

Von Engelberg bis zum Lauterbrunnental ist von den helvetischen Decken nur noch die Drusbergdecke vorhanden. Unmittelbar liegt dieselbe dort dem parautochthonen Flysch auf. Ihre größte Entwicklung ist vor dem Aarmassiv. Gegen Westen geht sie in die Wildhorndecke über. Die letztere reicht ungefähr bis zum Rhonetal.

Am Westende des Aarmassivs kommt unter der Wildhorndecke wieder eine tiefere Decke, die Diableretsdecke zum Vorschein, darunter die Morcles-Decke. Über der Wildhorndecke taucht in der Depression westlich vom Massiv der Komplex der ultrahelvetischen Decken auf, die Fortsetzung der Wildflyschdecke der Zentral- und Ostschweiz. Auch diese höchste helvetische Decke besitzt einen Malmkern, wie die tiefere Wildhorndecke. Das Verhältnis zwischen höherer und tieferer Decke ist ein anderes als in der Ostschweiz. Die ultrahelvetischen Decken besitzen eine eigene Wurzel. Während in der Ostschweiz jeweilen die höhere Decke besser und freier entwickelt ist als die tiefere, ist hier das Umgekehrte der Fall. Die ultrahelvetischen Decken, die „Zone des cols“, bilden nur die Füllmasse zwischen Niesenflysch (penninisch) resp. den Klippendecken und der gut entwickelten Wildhorndecke. Sie sind von den penninischen und unterostalpinen Deckenmassen nach Norden hinausgequetscht, verschleppt worden.

Südlich vom Rhonetal sind die helvetischen Decken fast völlig verschwunden. Nur noch die Faltung der autochthonen Zone ist vorhanden und auch diese nimmt nach Süden immer mehr ab, je schwächer das rückliegende penninische Deckenpaket wird.

Eine wichtigste Zone des helvetischen Gebietes ist die parautochthone Flyschzone. Sie scheidet das Mesozoikum des Aarmassivmantels von der Überschiebungsfläche der helvetischen Decken. Auf großer Fläche und in großer Mächtigkeit ist diese Zone zwischen Rhein- und Reußtal entblößt. Westlich vom Reußtal verschmälert sie sich stark. Die Flyschmasse umhüllt die autochthonen und parautochthonen Falten, greift zwischen dieselben hinein. Andererseits ist dieselbe oben durch die Überschiebungsfläche der helvetischen Decken scharf abgeschnitten. Diese Überschiebungsfläche wieder ist dort, wo der Aarmassivnordrand stark gefaltet ist, in nordschauende liegende Falten gelegt, steil gestellt und sogar überkippt. Der letzte alpine Zusammenschub hat diese Deformation geschaffen, hat das helvetische Gebiet in eine gewaltige aar-

massivische Antiklinale und in eine vorliegende große Mulde zerlegt, welche letztere begrenzt ist durch die Aufwölbung des Molassesüdrandes.

Wir kommen noch kurz auf die Schwankungen im Längsprofil der helvetischen Decken zu sprechen, auf die Kulminationen und Depressionen. Es gibt deren zweierlei. Nennen wir sie äußere und innere, jüngere und ältere. Unter dem Andrange der penninischen Decken ist das Aarmassiv aufgewölbt worden zur nördlichen Fortsetzung der Tessinerkulmination. Dieser Vorgang fällt in die Zeit vor der Bildung der helvetischen Decken. Später herrschte im Gebiet dieser innern ältern Aufwölbung mächtiger Abtrag, und es wurden im Norden die drei mächtigen Nagelfluhklötze des Napfgebietes, des Roßberg-Rigi und des Speer-Säntis abgelagert. Später wurden die helvetischen Decken auf die Molasse überschoben. Über den Nagelfluhklötzen bildeten sich die jüngern, äußern Kulminationen.

Überall nimmt der Flysch, als jüngstes Glied der helvetischen Schichtserie an der Faltung teil. Die Bildung der helvetischen Decken fällt in die Zeit nach der Flyschablagerung. Auf einen Umstand, der ist schon längst bekannt, möchten wir hier noch besonders scharf aufmerksam machen. Die Wurzeln der helvetischen Decken stecken, steilgestellt, vor den Stirnen der kristallinen Decken der Westalpen. Die helvetischen Decken und Zentralmassive bilden damit ein scharf für sich abgeschlossenes Gebirge, das nicht in einem Gusse mit den kristallinen Decken entstanden sein kann. Das helvetische Gebirge hat eine andere Geschichte als das penninische, ist, wie wir in der Folge sehen werden, viel jünger.

#### IV. Die penninischen Decken

**Überblick.** Die nächsten Glieder südlich der helvetischen Decken sind die penninischen Decken. Sie bauen den kristallinen Hauptteil der Westalpen auf. In Südbünden tauchen sie unter die unterostalpinen Decken. Ihre jüngern Sedimente treten weiter östlich im Unterengadinerfenster hervor. Im Tauernfenster ist nochmals Penninikum auf großer Fläche und in großer Mächtigkeit entblößt. Die Tektonik der penninischen Decken in den Westalpen darf heute in ihren großen Zügen als gelöst betrachtet werden. Im östlichen Sektor der Westalpen liegen sechs Hauptdeckfalten übereinander, von unten nach oben:

Antigoriodecke . . . . . = Decke I.  
 Lebendundecke = Sojadecke . . . . . = Decke II.  
 Monte Leonedecke = Campo Tencialappen = Simanodecke = Decke III.  
 St. Bernhardsdecke = Maggialappen = Aduladecke . . = Decke IV.  
 Monte Rosadecke = Tambo-Surettadecke . . . . . = Decke V.  
 Dent Blanchedecke = Margnadecke . . . . . = Decke VI.

Unter der Antigoriodecke tritt als tiefstes Glied in einem kleinen Fenster im Antigoriotale der Verampioigneis zutage. Weiter östlich zwischen Tessintal und Bleniotal, im Lucomagnomassiv ist vermutlich Antigoriodecke und Verampioigneis vereinigt.

Bei Savona am Golf von Genua erscheint als südwestlichster Ausläufer penninischen Deckenlandes ein verhältnismäßig wenig mächtiges Stück der Decke IV. Durch die Decke von Savona ist dasselbe vom Apennin getrennt. Es stößt damit direkt an die südalpine Grenze. Weiter nördlich, an der Maira beginnt die nächst höhere Decke V. Wiederum etwas weiter nördlich schaltet sich über derselben die nächst höhere penninische Decke VI ein. Ostalpine Elemente sind hier im alpinen Baue noch nicht vorhanden. Die penninischen Decken stoßen eine nach der andern direkt an die südalpine Grenze. Südlich von Ivrea drängt sich zwischen die südalpine Grenze und die penninische Decke VI unterostalpinen Wurzelland ein, den alpinen Bau weiter verstärkend. Die oberostalpine Wurzelzone, das heißt die Wurzel der Silvrettadecke, beginnt erst viel weiter im Osten, südlich von Tirano im Veltlin. Neuere Untersuchungen in den Ostalpen lassen eine Zweiteilung der oberostalpinen Decke erkennen (Kober [96]). Über der tiefern Silvrettadecke mit ihrem gewaltigen Kern altkristalliner Gesteine ruht am Brenner, dann weiterhin gegen Osten eine höhere Digitation, mit einem Kern vorwiegend oberkarbonischer Gesteine. Erst im obern Drautal, östlich von Lienz, läßt sich dieser obere Ast der oberostalpinen Decke auch in der Wurzelzone nachweisen. Über der oberostalpinen Decke, als höchstes Glied im Baue der Alpen, kennen wir die hochostalpine Decke. Wie bei der obern Digitation der oberostalpinen Decke ist auch hier kein Altkristallin im Deckenkern, sondern vorwiegend paläozoische Gesteine. Erst in den Karawanken lassen sich auch Anteile der hochostalpinen Decke in der Wurzelzone nachweisen. Noch ein Wort über den Begriff Wurzelzone. Was hier als Wurzelzone bezeichnet wird, sind die rückliegenden, südlichen, steilgestellten Teile der Decken; dort, wo sie steil in die Tiefe schießen, um weiter südlich nirgends mehr aufzutauchen. Es kann sich dabei um wirkliche Wurzeln handeln, dort, wo die Kerne der einzelnen Decken sich vereinigen, die Mulden zwischen denselben gegen Süden auskeilen. Oder es können Scheinwurzeln sein, die steil noch weit in die Tiefe greifen, vielleicht dort nochmals gegen Süden zu flacherer Lagerung umbiegen, wobei sie dann ein Stück weit von den Südalpen überfahren sind.

Folgt man von Osten gegen Westen der alpinen Wurzelzone, so sieht man gegen Westen ein höheres Glied nach dem andern aufhören. Immer tiefere Decken stoßen an die südalpine Grenze, zuerst die hochostalpine Decke, dann nacheinander die beiden Teilstücke der oberostalpinen Decke, dann die unterostalpinen Decken, dann die penninische

Decke VI, dann V und endlich IV. Die einzelnen großen Decken durchziehen nicht die ganze Länge der Alpen, sondern lösen einander im Streichen staffelförmig ab (Fig. 16). Das ist ein erster wichtiger Zug im Baue der Alpen. Schon die Betrachtung der Wurzelzone gibt demnach einen ersten Überblick über die Verteilung und Reichweite der einzelnen Großdecken. Man möge beachten, daß die Berücksichtigung der Reichweite der großen Decken von grundlegender Bedeutung für die Deutung vieler tektonischer Tatsachen und für die Erkenntnis der alpinen Geschichte ist.

**Alter Bauplan.** Studiert man den Bau der penninischen Decken im westalpinen Sektor zwischen Montblancmassiv und Bünden, so gewahrt man einen eigenartigen, gesetzmäßigen Bau der penninischen Deckenmasse. Die Decken I, III und V besitzen gewaltige Kerne von Granitgneis, dessen Material im Verlauf der herzynischen Faltung intrudiert sein muß. In den Decken II, IV und VI treten diese oberkarbonischen, sauren Intrusivgesteine an Masse weit hinter den Paragesteinen zurück. Deutlich erscheint in der Anlage und Beschaffenheit der penninischen Decken dieses Sektors der Westalpen ein alter herzynischer Bauplan. Den nachher folgenden stratigraphischen Betrachtungen vorgreifend, darf gesagt werden, daß das penninische Gebiet, mindestens vom Montblanc weg gegen Osten, herzynisch gefaltet war. Das ergibt sich aus den stratigraphischen, petrographischen und tektonischen Befunden mit aller wünschenswerten Sicherheit. Nicht nur das. Wir wissen auch ungefähr, wie dieses herzynisch-penninische Gebirge beschaffen gewesen sein muß. Gewaltige, weit gespannte Antiklinalen, relativ einfach gebaut, mit mächtigen Kernen saurer Intrusivgesteine, wechselten ab mit weit gespannten Mulden. In den letzteren waren die Sedimente mehr oder weniger stark in sekundäre Falten gelegt. Auch in diese Mulden sind im Oberkarbon Granitkörper intrudiert, aber kleinere Massen, unregelmäßig verteilt, in ihrer Verteilung nicht mehr die gewaltige Gesetzmäßigkeit zeigend, wie die großen Stöcke der Antiklinalzonen. Sucht man in den jungen Gebirgszonen ein Analogon zu den herzynisch-penninischen Ketten, so wird man ungefähr ein solches finden in Teilen der Anden Südamerikas. Man muß sagen ungefähr, denn zwei absolut gleiche Gebirgstypen werden wir kaum auf der Erde finden. Es sagen zum Beispiel die Untersuchungen von W. Penck (Bau des Südrandes der Puna de Atacama), daß dort auf weite Strecken andesitisches Magma in Antiklinalen emporgedrückt ist, so daß es den Anschein erweckt, als ob das Magma der Träger der Gebirgsbildung gewesen wäre. In den Mulden zwischen den Großsätteln sind die Sedimente gefaltet. Es sind dieselben Verhältnisse wie im herzynisch-penninischen Gebirge.

Sicher ist, daß im jungen und im alten penninischen Gebirge zwei grundverschiedene Gebirgstypen anzunehmen sind. Im ältern Gebirge die

Aufwölbung mächtiger Falten, die Faltung dabei tief in den Untergrund eingreifend, daher auch die enorme Beteiligung granitischer Intrusiva am Baue der einzelnen Falten. Im jüngern Gebirge ein ungeheurer Zusammenschub eines mehr oberflächlichen Schichtkomplexes, derart, daß durch die Faltung dem granitischen Magma der Weg nach oben direkt verschlossen wurde. Dementsprechend treten im jungen Gebirge die sauren Intrusionen stark zurück, nehmen nicht mehr am Baue der einzelnen Falten teil, sind lokalisiert auf einen Streifen beidseitig der süd-alpinen Grenze.

Die herzynische Faltung bedeutete eine Versteifung des von ihr betroffenen Teiles des alpinen Gebietes. Die Rumpffläche, welche nach Abtrag der Falten entstand, mag nach ihrer Struktur verglichen werden mit einem einfachen Rost. Die Stäbe desselben waren die mehr oder weniger parallel angeordneten Granitstreifen der Antiklinalzonen. Das Streichen derselben muß, auf die heutige Orientierung der Erdachse bezogen, ein ungefähr ostwestliches gewesen sein. Die heutigen Zentralmassive von Belledonne und Aig. Rouges-Montblanc streichen gegen Nordosten. Diese Streichrichtung scheint ebenfalls schon herzynischen Alters zu sein. Daraufhin deutet die Anordnung der eingefalteten Karbonvorkommen. Demnach war das Streichen des herzynisch-penninischen Rostes schief gegen dasjenige der Zentralmassive gerichtet, so daß wir annehmen dürfen, daß die Antiklinalzonen, gegen Westen ausklingend, sich an die Massive, resp. deren herzynische Vorläufer, anlegten. Mit andern Worten, daß sich von einem nordöstlich streichenden Gebirge ein ostwestlich streichendes loslöste.

Die drei untern der heutigen penninischen Decken sind in den Westalpen nur im Gebiet der Tessin-Tosakulmination aufgeschlossen. Von denselben müssen wir annehmen, daß sie gegen Westen gegen das Montblancmassiv hin aufhören, dort, wo auch ihr herzynisches Gerippe verschwinden muß. Nicht so die Decken IV, V und VI. Sie biegen aus der Ost-West-Richtung ab gegen Südwesten, Süden und endlich gegen Südosten. Mit dem Heraustreten aus dem Bereiche des alten herzynischen Rostes nimmt Decke V sofort andere Formen an, wird viel stärker zerlappt als im Osten.

**Tauernfenster.** Wenden wir uns zum äußersten Osten penninischer Vorkommen, zum Tauernfenster. Charakteristisch sind die Verhältnisse am Westende des Fensters. Es ist schon mehrfach geschrieben worden, die Verhältnisse im Tauernfenster seien dieselben, wie im übrigen penninischen Gebiet. Das ist nun nicht ganz der Fall. Am Westende des Fensters sind zwei große, vorwiegend aus Granitgneis aufgebaute Falten vorhanden, daneben eine kleinere dritte. Es sind das von Süden nach Norden der Zillertalerkern, der Tuxerkern und der Ahornspitzkern (Fig. 12). Es sind die obersten penninischen Falten, denn sie liegen direkt





Parallelisierung der westlichen Decken mit denen der Tauern vorzunehmen ist (Fig. 12).

Im Ostende des Fensters lebt die penninische Faltung nochmals auf. Vier Falten sind dort aufeinander gelegt (Fig. 3, 13). Zu unterst ist die Ankogelmasse. Nach ihrer Form zu schließen, darf man dieselbe nicht mehr als Decke auffassen. Über derselben folgen Hochalmdecke, Sonnblickdecke, Modereckdecke. Die Hochalmdecke weist, besonders in ihrem rückliegenden Teil, große Mächtigkeit auf, ist auch im Streichen beständig. Sonnblickdecke und Modereckdecke sind verhältnismäßig einfach gebaute, schwächige Lappen, welche auf kurze Distanz im Streichen verschwinden. Sie tauchen nicht mehr nach Osten unter die Katschberglinie. Auch die vier Falten des Tauernostendes bestehen alle in der Hauptsache aus Granitgneis. Es ist anzunehmen, daß es sich in der Verstärkung der Faltung vom West- zum Ostende des Fensters noch um ein letztes Aufflackern der penninischen Faltung handelt, daß dieselbe wenig östlich des Fensters erlischt, etwa im obern Murtale. Daß das der Fall sein muß, lehren auch die Schwereverhältnisse. Die noch im Bereich des Fensters großen Schwerendefizite nehmen östlich desselben rasch ab. Das heißt, daß die Faltung dort nicht mehr so stark in die Tiefe greift. Dafür nehmen unter- und oberostalpine Decken maximale Längen an.

**Verteilung der penninischen Decken.** Damit ist in großen Zügen die Verteilung der einzelnen penninischen Decken beschrieben. Zusammenfassend läßt sich sagen: Die penninischen Decken bauen in der Hauptsache den westalpinen oder penninischen Bogen der Alpen auf. In ihrer Gesamtheit greifen sie auch noch ein Stück weit in den ostalpinen Bogen ein, weiter die Decken mit Granitgneiskernen, weniger weit die Decken mit vorwiegenden Paragesteinen. Das Verbreitungsgebiet der untern drei penninischen Decken liegt zwischen den Scheiteln von west- und ostalpinem Bogen. Die obern drei penninischen Decken sind die eigentlichen Bauelemente des westalpinen Bogens. Von diesen obern drei Decken reicht VI am wenigsten weit nach Süden. Am Golf von Genua ist allein noch IV aufgeschlossen.

**Decke VI.** Es soll nun eine kurze Betrachtung der einzelnen penninischen Decken folgen. Die höchste derselben, die Decke VI, Dent Blanchedecke im Westen, Margnadecke im Osten, trifft man, von Süden her kommend, in den Westalpen zuerst nördlich der Dora Riparia. Und zwar bilden nördlich dieses Flusses Massen basischer Eruptivgesteine mesozoischen Alters, ins Hangende der Decke VI gehörig, die östliche Begrenzung der Westalpen, die dann unter die jungen Bildungen der Poebene untertaucht. Ca. 17 km nördlich der Dora Riparia gewahrt man an der Grenze zwischen diesem Komplex basischer Gesteine und den westlich daran schließenden mesozoischen Schistes lustrées das Ende

der gegen Süden zugespitzten kristallinen Wurzelzone der Decke VI, der Zone von Sesia-Lanzo. Der wenige Kilometer weiter nördlich noch fast 15 km mächtige, steilstehende Wurzelteil des kristallinen Kerns der Decke VI spitzt sich unglaublich rasch gegen Süden aus, bleibt weiter südlich in der Tiefe verborgen (Fig. 7). Der Stirnrand dieser Decke muß demnach, kurz nachdem er mit südwestlichem Streichen die Dora Baltea überschritten hat, scharf nach Südost oder Ost-südost zurückweichen, bis zurück in Wurzelzone. Im Gebiet südlich dieses Südwestrandes der Decke VI sind damit naturgemäß die tiefern Decken nie von der Decke VI bedeckt gewesen. Die Erkenntnis dieses Umstandes ist von außerordentlicher Bedeutung für die zeitliche Festlegung der Bewegungsphasen der penninischen Decken. Leider ist das aber bis heute noch nie erkannt worden.

Noch südlich der Dora Baltea liegen zwei vereinzelt Reste der Decke VI, die Deckschollen des Mont Emilius und Mont Rafrè, die durch die Erosion vollständig von den übrigen Teilen der Decke abgetrennt sind. Nördlich der Dora Baltea erscheint sodann die Hauptdeckscholle der Decke VI, die eigentliche Dent Blanche-Decke, in einer gewaltigen, flach schüsselförmigen Vertiefung. Auch diese mächtige Deckscholle ist durch den Abtrag vollständig isoliert worden. Das Verfolgen der unterliegenden Brücke mesozoischer Sedimente, dann Gesteinsvergleiche haben es aber ermöglicht, den ihr zugehörigen Wurzelteil in der Zone von Sesia-Lanzo aufzufinden. Eine kleinere, vereinsamte Deckscholle nördlich der Dora Baltea erleichtert die Verbindung der großen Deckscholle mit ihrer Wurzelzone. Gegen Osten finden sich jenseits des Zermattertales keine Reste von Deckschollen der Decke VI mehr vor. Nun der Bau der Dent Blanche-Deckscholle. Sie ist der Überrest einer echten Deckfalte, in welcher der Mittelschenkel, wenn auch stark reduziert, so doch erhalten ist. Auch die Stirn- und Biegung ist stellenweise prachtvoll sichtbar. Der relativ einfache Bau der Dent Blanche-Decke, die zum großen Teil prachtvoll geschwungenen Formen (Fig. 8) deuten hin auf eine freie Entwicklung der Decke. Keine irgendwie bemerkbare Auswalzung durch höhere Decken ist hier im Westen der Decke VI angedeutet. Das ist ein Gegensatz zu den Verhältnissen im Osten, in Bünden. Das östliche Teilstück der Decke VI, die Margnadecke, ist von höhern, darüber vorrückenden Decken aufs stärkste geplatzt worden, ausgewalzt zu verschiedenen, tief getrennten Teillappen (Tafel I, Fig. 1). Mesozoische Gesteine des Deckenrückens sind, als Schamserdecken, weit nach Nord hinaus verfrachtet worden.

**Decke V.** Die zweithöchste der penninischen Decken, die Decke V, ist im Südwesten der Alpen erstmals südlich der Maira in einem kleinen Fenster aufgeschlossen. Nördlich der Maira tritt sie dann in größeren Massen zutage. Wie bei Decke VI, verringert sich auch bei dieser Decke

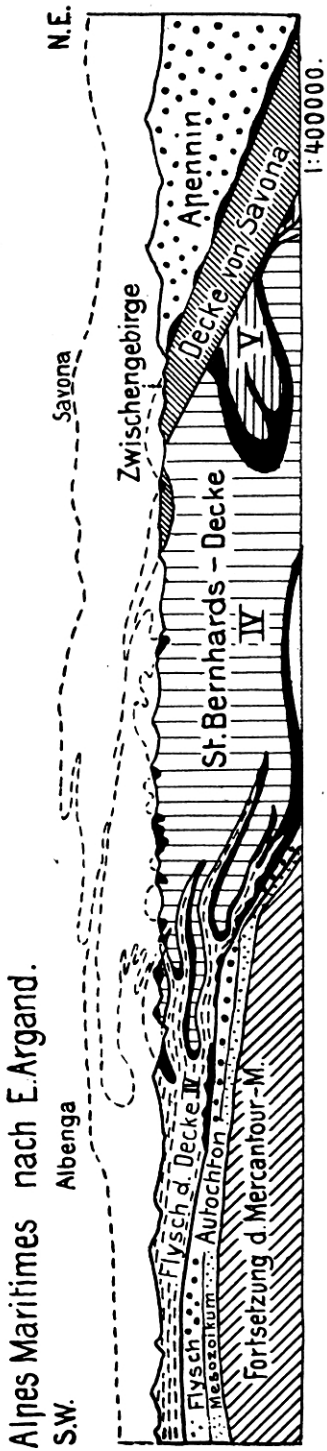


Fig. 4. Bau der südlichen Westalpen an der Küste des Golfes von Genua. Nach E. Argand, 1911.

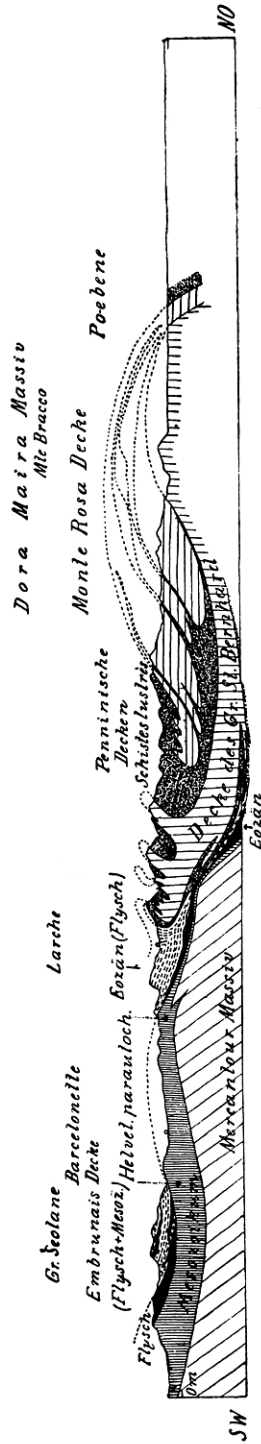


Fig. 5. Bau der Westalpen, nach E. Argand, 1911. Profil Embrunais—Dora Maira-Massiv. (Aus Kober, Bau und Entstehung der Alpen.)



gegen Süden auffallend rasch das Volumen. Höchstens als schwächtiges Relikt ist die Decke V südlich der Maira noch in der Tiefe vorhanden. Von Süden gen Norden vollzieht sich ein starker Wechsel in den Formen der Decke V. Im Süden bis zum Massiv d'Ambin ist sie stark zerteilt in vier bis fünf tiefgetrennte Teillappen (Fig. 5, 6). Mit der Annäherung an das Gebiet des herzynisch-penninischen Rostes vereinfacht sich der Bau der Decke ganz wesentlich (Fig. 7, 8). Im Gebiet dieses Rostes, vom Mont Blanc gegen Osten sind nur noch zwei mächtige Teile der Decke. Immer kürzer, gedrungener, weniger geteilt wird sie gegen den Simplon hin (Taf. I, Fig. 2). Im Osten des Tessins gewahrt man sie wieder als gewaltige, zweigeteilte Deckfalte (Taf. I, 1). Es ist hier die Tambo-Surettadecke. Im Baue des obern Teils, also der Surettadecke, ist nun aber gegenüber dem Westen eine Verschiedenheit zu konstatieren. Der Rücken der Surettadecke ist gebildet aus gegen Süden zurückgelegten Teillappen; zeigt einen äußerst komplizierten Bau. Diese Verschiedenheit des Baues der Decke V westlich und östlich der Kulmination Tosa-Tessin ist nur durch die Annahme zu erklären, daß Decke V im Osten sich unter stärkerer Belastung gebildet hat, als im Westen.

**Bewegungsfolge der penninischen Decken.** Zum bessern Verständnis der folgenden tektonischen Erklärungen mag hier vorgreifend etwas gesagt werden über die Bewegungsfolge der penninischen Decken, so wie sie sich aus den tektonischen Befunden ableiten läßt. E. Argand (13, 16) hat im Wallis die zeitliche Bewegungsfolge IV—VI—V ermittelt. Sie ergibt sich ohne weiteres aus den tektonischen Verhältnissen. Decke IV ist zuerst von diesen obersten drei Decken entstanden. Darüber hat sich VI vorgeschoben. In einer dritten Phase drängte sich zwischen IV und VI die Decke V ein. Decke IV ist dabei von V ausgewalzt worden, ihr Material vor der Stirn von V in einem gewaltigen Stirnkopfe angehäuft worden. Es erfolgte Rückfaltung eines Teils von IV zwischen V und VI hinein. Schon diese Verhältnisse im großen beweisen die von Argand abgeleitete Detailbewegungsfolge. Durch Detailuntersuchungen im Osttessin (H. Jenny [85]) ist die weitere Detailfolge II—IV—III sicher ermittelt worden, ebenso die Folge II vor I. Decke II ist zuerst gebildet worden, darüber hat sich Decke IV vorgeschoben. Zwischen II und IV drängte sich später Decke III ein. Durch den Vorstoß von IV ist Decke II ein erstesmal ausgewalzt worden. Ein Klumpen ihres Materials liegt angehäuft vor der Stirn von Decke IV. Durch das spätere Einschieben von Decke III ist II zum zweiten Male ausgewalzt worden. Folge davon ist eine Anhäufung ihres Materials auch vor der Stirn von Decke III. In der Val Soja im Osttessin ist dabei Decke II zwischen die beiden höhern Decken hinauf zurückgefaltet worden. Diese Rückfaltung der Sojadecke II ist im kleinen dasselbe, was im großen die Mischabel-Valsavaranche-Rückfaltung der Decke IV

im Westen, auf welche später nochmals zurückgekommen wird. Decke III, also diejenige Decke, welche sich zwischen zwei schon vorhandene Decken hineingedrängt hat, ist an Rücken und Unterseite zu mächtigen, südschauenden Falten zurückgekämmt. Ihre Stirn ist stark zusammengestaucht. Decke IV zeigt an ihrer Ventralseite eine große nordgerichtete Teilfalte. Diese und noch weitere Merkmale beweisen die Bewegungsfolge II—IV—III. Die tektonischen Verhältnisse in den obern Maggiatälern, im Nordwestessin lassen weiter erkennen, daß Decke I sich erst nach der Bildung von Decke IV vorgeschoben hat.

Sicher festgestellt sind demnach folgende Detailbewegungsfolgen: **IV—VI—V. II—IV—III. II vor I und IV vor I.** Aus diesen Teilbewegungsfolgen lassen sich ohne weiteres zwei Hauptphasen **II—IV—VI** und **I—III—V** ableiten. Es ist nun weiter aber nicht mehr ganz sicher zu entscheiden, ob diese Hauptphasen nacheinander folgten, vielfach sogar durch einen mehr oder weniger langen Zeitraum voneinander getrennt waren, oder ob sie sich zum Teil noch überdeckt haben. Denn ob Decke VI vor oder nach I vorgestoßen ist, läßt sich direkt nicht mehr ohne weiteres eruieren, da diese beiden Decken nirgends miteinander in direkter Berührung stehen. Wahrscheinlich ist allerdings, das werden später folgende Betrachtungen noch weiter zeigen, daß auch die Bildung der Decke VI vor dem Einschub von Decke I erfolgt ist, so daß sich als **wahrscheinlichste Gesamtbewegungsfolge II—IV—VI—I—III—V** ergibt. In einer **ersten penninischen Hauptphase** wurden die Decken **II, IV** und **VI** aufeinandergelegt. Von Norden gegen Süden bildete sich eine Decke nach der andern. Die penninische Gesteinsplatte wurde als Ganzes gegen Norden geschoben, staute sich am nördlichen Vorland, legte sich dann vom stauenden Hindernis weg in Falten, derart, daß die dem Hindernis nächsten Falten die ältesten, die entfernteren die jüngern sind. Diese Art des Faltungsfortschrittes treffen wir übrigens überall dort, wo eine Gesteinsplatte nach vorwärts getragen worden ist, sei es durch den Untergrund, der sich nach vorwärts bewegte, sei es, indem diese Platte von rückwärts her nach vorn gestoßen worden ist und dann an einem Hindernis aufbrandend sich in Falten legte. Nach dieser ersten penninischen Hauptphase mag in der Weiterbildung der penninischen Decken ein Stillstand eingetreten sein, während welchem die Bildung der ostalpinen Decken begann. Es folgte dann die **zweite penninische Hauptphase**, bei der sich, wieder im Norden beginnend und im Süden endend, die **Decken I, III, V** zwischen die schon vorhandenen Decken eindrängten, dabei diese letzteren aufs intensivste deformierend. Der Grund dieser Zweiteilung der Bildung des penninischen Deckenpaketes ist leicht ersichtlich. Wäre der penninische Untergrund eine Platte von homogener Beschaffenheit gewesen, so würde sich sicher von Norden nach Süden eine der Falten nach der andern entwickelt haben, zuerst die nördlichste,

zuletzt die südlichste. Nun war aber diese Homogenität nicht vorhanden. Die granitgefüllten, herzynischen Antiklinalzonen waren Streifen größerer Starrheit, folgten der Faltung mit Verspätung, und zwar mit starker Verspätung. Eine Modifizierung des normalen Faltungsfortschrittes ergab sich daraus. Die zwei Gesetzmäßigkeiten, Faltung von Norden gegen Süden, dann Modifikation des Faltungsfortschrittes durch die Inhomogenität des Untergrundes beherrschen die ganze Alpenbildung im großen. Mehr im Detail trifft man daneben noch eine andere Art der Faltung. Viele der alpinen Decken sind durch höhere darüber vorrückende Massen ausgewalzt worden. Die derart behandelten Decken sind dabei deformiert worden. In vielen Fällen haben sich auf dem Rücken der untern Decke Teilfalten gebildet, von denen jeweils die südlichsten die ersten, die nördlichsten die letzten gewesen sind. Es wird von dieser Art der Faltung, die, wie gesagt, immer nur eine Deformation schon vorhandener Decken darstellte, bei der nie auch nur eine der großen Deckfalten erzeugt wurde, geschweige denn, wie P. Termier (179) es annahm, das ganze alpine Falten- und Deckenpaket, später noch gesprochen werden.

Neben den bis jetzt besprochenen zwei penninischen Hauptphasen ersieht man aus guten Alpenprofilen, z. B. aus den Profilen der Westalpen von Argand (14), ohne weiteres noch eine **dritte penninische Phase**. Das ganze penninische Deckenpaket muß en bloc vorwärts geschoben worden sein. Die Zusammenstauchung des Vorlandes war die Folge dieses Vorganges. Im Verlauf dieser dritten penninischen Hauptphase ist dann das ganze Paket kristalliner Decken selbst zusammengedrückt worden. Die Wurzelzone wurde steilgestellt, zum Teil sogar gegen Süden umgekippt. Das alles als Folge eines letzten kräftigen Andranges der Südalpen, resp. der adriatischen Scholle gegen die Alpen. Es haben aber niemals, wie Termier es annimmt, südalpine Teile in großem Maßstabe die heutige südalpine Grenze überschritten. Der Kopf der südalpinen Scholle hat sich in die Rückenteile des alpinen Deckenpaketes eingebohrt, dabei Teile desselben unterfahren, andere Teile wenig weit überfahren, und zwar das alles, nachdem die alpinen kristallinen Decken schon längst gebildet waren.

Manche der einzelnen großen Alpendecken haben als „traineau éraseur“ gewirkt, nicht deckenbildend, im Gegenteil deckenzerstörend oder mindestens deformierend. So schreibt Alb. Heim im zweiten Bande der „Geologie der Schweiz“ treffend von der unterostalpinen Schuppenzone Mittelbündens, daß dort durch die Silvrettadecke die Gesteine der unterostalpinen Decken, „wie der Kehrlicht mit einem Besen“, nach Norden hinausgewischt worden seien. Beispiele derselben Art wären noch in Menge anzuführen. Am allerwenigsten ist aber diese Rolle des „traineau éraseur“ jemals den Südalpen zugefallen. Das zeigt der ganze alpine Bau, die Phasenfolge der Bewegungen, das zeigt uns das



Fehlen auch der geringsten Reste dieser südalpiner Scholle auf den Alpen. So großzügig und geschlossen die Hypothese von Termier ist, so wenig läßt die Mehrzahl beobachteter Tatsachen sich mit derselben in Einklang bringen.

**Decke IV.** Nach dieser Besprechung der penninischen Phasenfolge kann der Bau der penninischen Decken weiter besprochen werden. Unter der Decke V liegt Decke IV. Es ist das die am weitesten gegen Süden reichende penninische Decke. Am Golf von Genua wird sie durch die Küste abgeschnitten. Abgesehen von einzelnen Unregelmäßigkeiten des Umrisses mag ihr Querschnitt dort beinahe ein Parallelogramm sein (Fig. 4). Die der Decke zugehörigen Flyschmassen haben gegen Südwesten hinaus weit das Vorland überflutet. Von einer eigentlichen Faltung des Vorlandes ist hier keine Rede. Der Andrang der einzelnen penninischen Decke hat nicht genügt, dieses Vorland zu falten.

Weiter nördlich, dort wo die Decke V erscheint, beginnt der bis zur Tosakulmination anhaltende, eigentümliche Bau der Decke IV hervorzutreten. Unter der Decke V hervor ist ein verdickter Stirnkopf der Decke IV herausgepreßt. Ein stark verdünnter Stiel verbindet diesen Stirnkopf mit der Wurzel. Mit dem Auftreten der Decke V geht ein stärkerer Zusammenschub des autochthonen Vorlandes parallel. Je näher man gegen Norden dem Bereich der Decke VI kommt, desto mehr nimmt der Zusammenschub des Vorlandes zu, desto stärker wird der vorgepreßte Stirnkopf der Decke IV. Wo zum erstenmal alle drei obere penninischen Decken aufeinander liegen, erscheinen nordwestlich vor denselben die ersten starken liegenden Falten der Sedimenthülle der Zentralmasse. Die eigentlichen helvetischen Decken beginnen dort, wo unter der Decke IV die Entwicklung der tiefern penninischen Decken einsetzt. Die Entwicklung der Vorlandfaltung geht parallel der Mächtigkeitzunahme des penninischen Deckenpaketes. Gleichzeitig mit dieser Zunahme geht eine merkliche Steilerstellung der penninisch-helvetischen Grenzfläche. Das spricht dafür, daß der Zusammenschub des Vorlandes unter dem Drucke des andringenden Deckenpaketes entstanden ist und nicht während dem Vordringen der einzelnen Decken.

Von der Auftauchstelle der Decke VI bis an die Tosakulmination behält die Decke IV, die Bernhardsdecke, im großen Ganzen dieselbe charakteristische Gestalt. Überall ist die Hauptmasse des Materials der Decke nach vorn gepreßt, in einem ungeheuer verdickten Stirnkopfe vor der Stirn der Decke V, welche diesen Materialtransport nach vorn verursacht hat, angehäuft. Nur ein dünner Stiel verbindet diesen Stirnkopf von IV, welcher nach vorn, oben, fächerförmig sich ausbreitet, mit der Deckenwurzel (Fig. 7, 8 usw.).

Im Osten der Tessinerkulmination ist die Aduladecke das Äquivalent der Bernhardsdecke, ist damit Teilstück der Decke IV. Die

äußere Form der Decke ist hier eine völlig andere (Tafel I, Fig. 1). Hier wie im Westen erkennt man die ungeheure Beanspruchung durch die Decke V. Die Wirkung ist aber anderer Art als im Westen. Man findet nicht mehr die Hauptmasse des Materials der Decke IV nach vorn, vor die Stirn von V hinausgeschoben. Die Mächtigkeit der Decke nimmt von der Stirn nach rückwärts kaum merklich ab. Die äußere Form der Decke ist eine höchst einfache. Dagegen ist das Deckeninnere auf eine beispiellose Art und Weise durchgearbeitet. Die obern zwei Drittel der Decke sind in deren nördlicher Hälfte in ein Bündel von über 20 Teil-falten umgearbeitet, die Längen bis zu 30 km annehmen, deren Mächtigkeit bis unter 10 m hinabsinken kann. Weiter gegen Süden greift die Faltung bis in den untersten Teil der Decke hinab. Der Vorgang, der hier stattfand, muß als Aufarbeitung einer Decke an Ort und Stelle bezeichnet werden.

Zwei Teilstücke der Decke IV, denen beiden ein starker Deformationsgrad zu eigen ist, die im übrigen aber einen stark verschiedenen Bau besitzen, sind getrennt durch die Doppelkulmination Tosa-Tessin. Berücksichtigt man das, berücksichtigt man die Art der Deformation der Aduladecke, so gibt es nur eine Erklärung für die Verhältnisse, unter welchen dieselbe umgeformt worden ist. Zur Zeit des Vorrückens der Decke V müssen gewaltige ostalpine Deckenmassen den penninischen Raum östlich der Tessinerkulmination überdeckt haben; Massen, welche westlich der Kulmination über dem penninischen Gebiet fehlten. Die Umformung der Decke IV durch Decke V ist hier im Osten unter ungeheurem allseitigem Drucke erfolgt, unter einem Drucke, wie er an keiner andern Stelle der Alpen bei der Deformation einer Decke vorhanden gewesen ist. Daher die beispiellose Komplikation des Innenbaues der Aduladecke, bei im allgemeinen scheinbar großer Einfachheit der Lagerungsverhältnisse. Im Westen dagegen hat eine eigentliche Auswalzung der Decke IV mit mächtigem Materialtransport in einen offenen vorliegenden Raum stattgefunden.

Der Unterschied im Baue der Decke IV westlich und östlich der Tessinerkulmination beweist, daß der größte Teil der ostalpinen Deckenmassen niemals gegen Westen über die Kulmination hinüberreichte.

Weiter weiß man, daß unterostalpine Decken westlich der großen Kulmination vorhanden sind. Damit ergibt sich der zweite Schluß: Die oberostalpine Decke hat nie die Tessinerkulmination gegen Westen überschritten.

Diese zwei Sätze, die sich sozusagen mit mathematischer Sicherheit aus dem Baue der Decke IV herauslesen lassen, sind von fundamentaler Bedeutung für die Erkenntnis des alpinen Baues, der alpinen Geschichte. Sie weisen auf dasselbe hin, was schon aus dem Baue der Wurzelzone

abgeleitet worden ist, daß keine der großen Decken die ganze Länge der Alpen durchzieht. Und nur, wenn wir diese letztere Tatsache berücksichtigen, kommen wir zu einer einwandfreien zeitlichen Festlegung der einzelnen Phasen der Alpenbildung.

Schon 1912 hat P. Arbenz (8), ausgehend von Beobachtungen in Nord- und Mittelbünden, in einer tektonischen Skizze den Rand der oberostalpinen Decke scharf nach Süd zurückweichend gezeichnet, damit die hier erläuterte Anschauung damals schon angedeutet. Von andern Forschern (Argand, Alb. Heim, R. Staub), welche sich mit dieser Frage beschäftigt haben, ist der oberostalpinen Decke eine bedeutend größere Reichweite gegen Westen zugeschrieben worden.

**Die Tessin-Tosakulmination.** Im Anschluß an diese Frage muß hier wenigstens gesagt werden über Bau und Entstehung der Tessin-Tosakulmination. Die Tessin-Tosakulmination ist die gewaltigste Erscheinung im Längsprofil der Alpen. Das tiefste, überhaupt sichtbare Glied der Alpen tritt innerhalb derselben zutage, nämlich der Verampioigneis. Neuere Untersuchungen im Osttessin haben gezeigt, daß die Stirnränder der einzelnen penninischen Decken über der Kulmination stark nach Süden eingebuchtet sind. Die Stirnränder der Decken II, IV, I und V weichen hinter der Tessinerkulmination gegen Süd zurück, die der Decken III und V hinter der Tosakulmination. Das besagt, daß die Decken von der Kulmination beeinflusst worden sind, daß sie während dem Vorrücken an derselben gestaut worden sind. Berücksichtigt man nochmals die Gesamtbewegungsfolge II—IV—VI—I—III—V, so ergibt sich folgendes: Die Aufwölbung der Tessinerkulmination hat vor der Bildung von Decke II begonnen. Sie ist mit dem weitem Fortschritt der Deckenbildung selbst auch fortgeschritten. Ein einziges Mal, vor dem Vorrücken der Decke III, war der Raum hinter ihr derart durch tiefere Decken angefüllt, daß Decke III unbeeinflusst durch die Kulmination vordringen konnte. Beim Vorrücken der letzten Decke V war der Einfluß der Kulmination wieder in stärkstem Maße vorhanden. Erst nach dem Vorstoß von Decke I begann auch die Aufwölbung der Tosakulmination. Nur die Stirnränder der letztgebildeten zwei Decken III und V bleiben südlich hinter derselben zurück. Die Tessinerkulmination ist also älter als die Tosakulmination, und zwar, wie später dargelegt werden wird, bedeutend älter.

Über der Tessinerkulmination, d. h. auf ihrem Rücken, wie an ihren beiden Flanken, enthalten die Mulden, welche die einzelnen Decken trennen, nur noch spärliche Überreste mesozoischer Gesteine. Sobald man gegen Westen aus dem Bereich dieser Kulmination hinauskommt, finden sich in denselben Mulden diese Gesteine in beträchtlichen Mächtigkeiten. Es ist nun wahrscheinlich, daß die schwache Vertretung mesozoischer Gesteine im Gebiet der Kulmination etwas Primäres ist,

daß dort während Trias und Lias weniger Sedimente abgelagert wurden als in den beiderseitig angrenzenden Gebieten; daß die Tessinerkulmination schon in der Trias oder mindestens im untern Lias ausgeprägt gewesen ist.

Das Zurückweichen der Deckenstirnen gegen Süden über der Kulmination bedeutet im Grunde nichts anderes, als daß der Faltungstiefgang dort ein kleinerer ist als im Osten und Westen derselben. Das kommt auch in schönster Weise zum Ausdruck in der Einbuchtung gegen Norden der negativen Schwere-Isanomalien, die uns anzeigt, daß von Süden her eine Zone größerer Schwere in den Alpenkörper eingreift. Das Gebiet der Kulmination liegt zwischen den beiden Hauptstoßrichtungen der Alpen, liegt vor der alten Masse Vogesen-Schwarzwald; liegt in einer Druckschattenzone, einer Zone schwächerer Nordbewegung der Decken, die vielleicht vergleichbar ist dem Raum oberhalb einer Sandbank in einem Flusse. Beiderseitig dieses Gebietes sind die kristallinen Decken weiter vorgeprellt.

**Penninische Bogen.** Ein Blick auf eine tektonische Karte der Westalpen läßt eigentlich das Vorhandensein zweier penninischer Bogen erkennen. Der äußere, nordwestliche derselben ist bezeichnet durch den Verlauf der Decke IV hinter der Lücke zwischen Aar- und Montblancmassiv. Es ist der eigentliche westalpine oder penninische Deckenbogen. Der innere derselben, er könnte als nordpenninischer Wurzelbogen bezeichnet werden, wir sprechen später von demselben als von einem westlichen Südalpenbogen, bildet die alpine Wurzelzone von Biella bis zum Comersee. Sein Scheitel fällt auf die Mitte der Tessin-Tosakulmination. Im Scheitel dieses zweiten Bogens hat die maximale Zusammenpressung der Wurzelzone stattgefunden. Die Entwicklung des äußern Bogens gehört offensichtlich in die erste und zweite penninische Hauptphase, die des innern Bogens ist bedeutend jünger, denn er ist entstanden mit der Zusammenpressung und Steilstellung der Deckenwurzeln, also in der dritten penninischen Hauptphase, als Folge des insubrischen Zusammenschubes. Die Angriffslinien der Schübe der ersten penninischen Hauptphasen und des insubrischen Zusammenschubes sind nicht dieselben. Die erste geht nach Nordwesten durch den Scheitel des westalpinen Bogens. Die zweite liegt in der Verlängerung Schwarzwald-Tessin-Tosakulmination, richtet sich gegen diejenige Stelle, die während der vorhergehenden Bewegungsphasen am wenigsten zusammengeschoben worden ist.

**Weitere Kulminationen im alpinen Längsprofil.** Die Tessin-Tosakulmination steht nach Größe und Lage unter den Kulminationen im Alpenkörper einzig da. Man muß deshalb auch ihre Entstehung von andern, weitem Gesichtspunkten aus zu erklären suchen, als die Entstehung der kleinern Kulminationen. Auch die Doppelkulmination der

Tauern ist eine ungemein großartige Erscheinung im alpinen Längsprofil. Sie besitzt aber eine ganz andere Lage als die Tessin-Tosakulmination. Sie liegt nicht hinter einer der großen stauenden Massen des Vorlandes, wie die Tessinerkulmination hinter der Masse Schwarzwald-Vogesen, sondern hinter der weiten süddeutschen Vorlandsbresche. Die Tessinerkulmination und ihre Verlängerung gegen Norden ist eine den Alpenkörper quer durchziehende Erhebungszone. Die Achse der Erhebungszone der Tauern ist ungefähr parallel dem Alpenstreichen. Das ist ein grundlegender Unterschied, begründet in der verschiedenen Lage der beiden großen Kulminationen. Die erstere ist eine Stelle schwächern Nordfließens der kristallinen Decken, die letztere umgekehrt eine Stelle stärkern nordsüdlichen Zusammenschubes. Zeitlich wird vielleicht die Entstehung der Tauernkulmination ungefähr zusammenfallen mit dem Ende der zweiten penninischen Hauptphase. Sie ist jünger als die der Tessinerkulmination, aber älter als der insubrische Zusammenschub. ^

Es ist der Versuch gemacht worden (R. Staub [161]), die zwei großen Kulminationen des Tessins und der Tauern, und die zwei zwischenliegenden kleinen Erhebungen von Vättis und Unterengadin, auf ein und dieselbe Ursache zurückzuführen. Erosionsrelikte des herzynischen Alpengebirges sollen die Aufwölbung der Kulminationszonen verursacht haben; aller, der großen wie der kleinen. Diese Annahme mag zur Erklärung der kleinen Kulmination von Vättis genügen, sie mag ferner richtig sein für die relativ kleine Kulmination südöstlich des Montblanc. Bei der Tessinerkulmination liegt, wie gesagt, die Ursache tiefer. In den Tauern, im Unterengadin, dann in den Westalpen zwischen Dora Riparia und Maira handelt es sich überhaupt nicht um solche Queraufwölbungen hinter einem stauenden Massiv, sondern um Kulminationen hinter Vorlandsbreschen. Damit mag angedeutet sein, daß man auch die Erscheinungen des alpinen Längsprofils individuell behandeln muß, will man eine richtige Deutung des alpinen Baues erhalten.

**Decken I, II und III.** Die untern drei der penninischen Decken sind, wie schon früher bemerkt wurde, im Bereiche der großen Doppelkulmination aufgeschlossen. Infolge der gegen Osten stattfindenden tiefgreifenden Veränderungen im Baue des penninischen Deckenpaketes, ist wahrscheinlich im Tauernfester nochmals Decke III aufgeschlossen, vielleicht sogar Decke I. Die Decke I, die Antigoriodecke des Simplongebietes, ist eine prachtvoll geschwungene liegende Falte, westlich vom Maggiatale fast vollständig aus Granitgneis aufgebaut. In der Gegend des Tessins scheint die Mulde, welche sich unter Decke I hineinzieht, an Tiefe zu verlieren. Die Antigoriodeckefalte scheint allmählich kürzer zu werden, schließlich in eine Flexur überzugehen, um vor Erreichen der Tessinerkulmination zu verschwinden. Möglicherweise lebt sie aber

östlich der Kulmination wieder auf, um, wie vorhin angedeutet, bis ins Westende des Tauernfensters weiter zu existieren.

Decke II, bekannt als Lebendundecke des Simplongebietes, ist ein relativ schwächtiges Gebilde, war ein solches wahrscheinlich von Anbeginn an. Durch die zweimalige harte Beanspruchung durch die über sie vorstoßenden Decken IV und III ist sie zu einem unregelmäßigen Gebilde umgeformt worden. Starke Mächtigkeitsschwankungen sind bezeichnend für den Bau dieser Decke. Neben Stellen, da die Decke zu einer dünnen Platte ausgewalzt ist, finden sich klumpenförmige Anhäufungen ihres Materials. Trotz ihrer geringen Mächtigkeit muß man aber Decke II als selbständige Decke betrachten, deren Entstehung, wie wir später sehen werden, weit in mesozoische Zeiten zurückreicht. Es ist in jüngster Zeit der Versuch gemacht worden, die Decke II als tief unter und zwischen die untern Decken eingewickelte Digitation von Decke IV aufzufassen (Preiswerk [117, 118]), als sog. Tauchfalte, die hoch oben an der Stirn von Decke IV wurzeln soll, die dann weit in verschiedene der tiefern Mulden gegen Süden zurück eingreifen müßte. Diese Annahme widerspricht aber allen tatsächlich beobachteten Verhältnissen. Es sei hier nur auf das aufmerksam gemacht. Die Decke II besitzt im Süden einen Kern ältester Gesteine, welche gegen Norden, oben, von Verrucano, dieser wiederum von Trias ummantelt ist, so daß man im Norden unbedingt die Stirn der Decke II annehmen muß, niemals aber dort deren Wurzel vermuten kann.

Decke III ist am besten entwickelt als Simanodecke im Osttessin, mit einer Mächtigkeit von ca. 4 km, mit einem bis über 2,5 km mächtigen Granitgneiskern. Diese Mächtigkeit behält sie gegen Westen bei bis zum Maggiatale. Dort erscheint ein Wechsel. Decke III wird plötzlich viel schwächtiger. An der Stelle, wo der Wechsel stattfindet, erscheint eine Nord-Süd verlaufende Querfaltungszone. Es ist das in der Westabdachung der Tessinerkulmination, dort ungefähr, wo von Osten gegen Westen die Änderung des Profils der Decke IV erfolgen muß, wo der gewaltige, vorgepreßte Stirnkopf der Decke IV beginnt. Der Wechsel im Baue der Decke IV ist aber, wie früher dargelegt wurde, aufs engste abhängig vom Verlauf des Stirnrandes der Silvrettadecke. Dasselbe gilt von der Mächtigkeitsänderung der Decke III, gilt von der Querfaltungszone im Westtessin. Der Mächtigkeitswechsel der Decke III beruht aber vielleicht anderseits auch auf einer Verkleinerung des Granitgneiskerns der Decke, hängt damit indirekt zusammen mit dem Ausklingen der herzynisch-penninischen Faltung gegen Westen. Eine schwer zu entwirrende Zusammenwirkung verschiedenalteriger Faktoren und Vorgänge hat die heutige Tessinertektonik geschaffen.

Vom Simplon gegen Westen treten die Decken I, II und III an Masse und Bedeutung gegenüber dem gewaltigen Stirnkopf der Decke IV

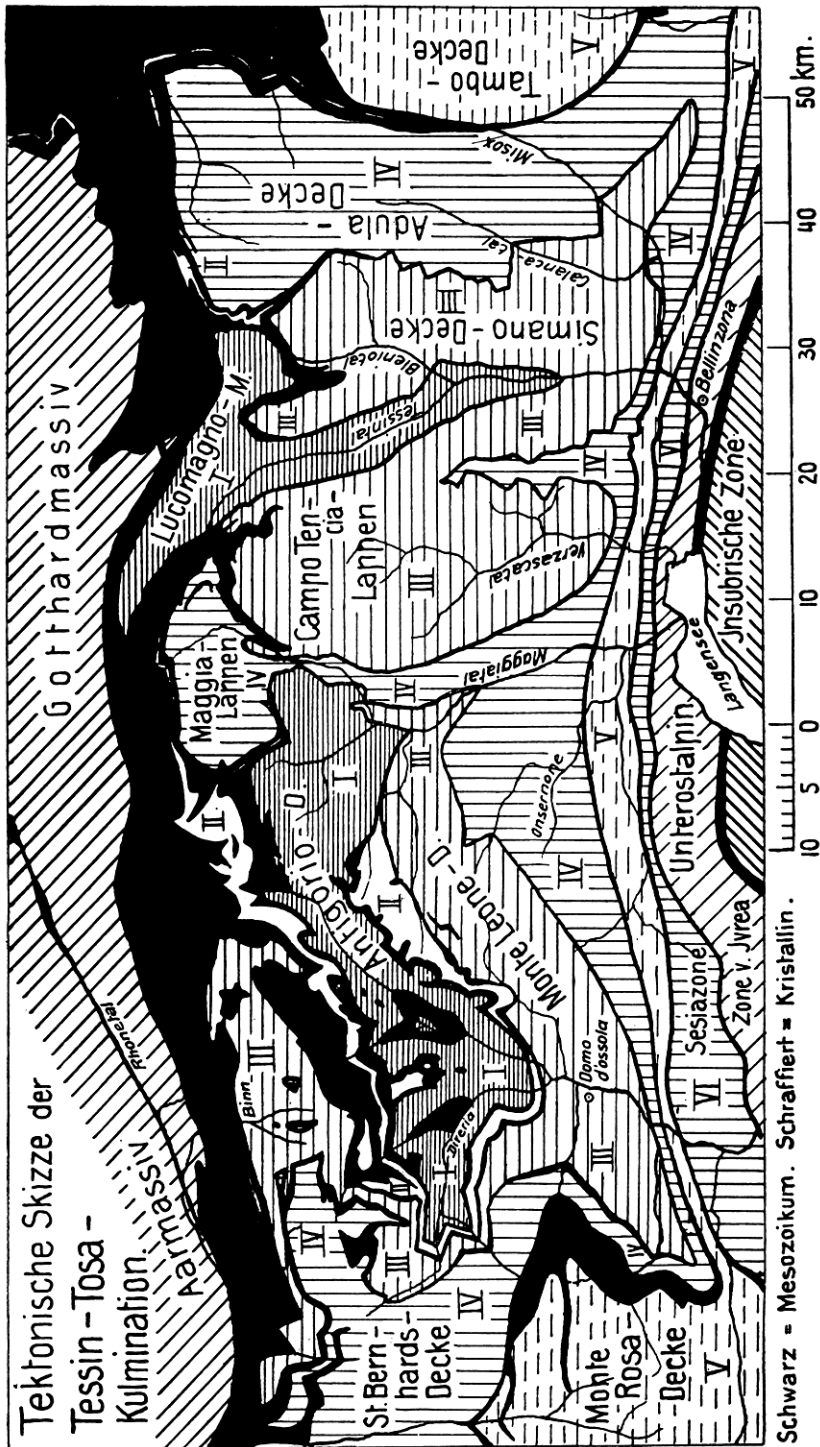


Fig. 9. Parallelisierung der penninischen Decken von Simplongebiet und Tessin-Westbünden. Nach H. Jenny, 1922.

stark in den Hintergrund. Das hat Argand dazu geführt, die untern Decken überhaupt nur als Stücke mitgerissenen Untergrundes, als kleine Schürflinge unter Decke IV, aufzufassen. Die Verhältnisse im Osttessin, wo die tiefern Decken als durchaus selbständige Elemente vorhanden sind, widerlegen aber diese Auffassung. Die Decke II ist wohl auch im Simplon vor der Decke IV entstanden. Wie im Osttessin wird sich auch im Simplon Decke III zwischen II und IV eingedrängt haben. Die Gestalt der Decke III, der Monte Leonedecke, wie sie aus den Simplonprofilen ersichtlich ist (Tafel I, Fig. 2), scheint allerdings gegen diese Phasenfolge zu sprechen, denn Decke III ist im Simplon langgestreckt, schwächtig; sichtlich durch den mächtigen Stirnkopf von IV ausgewalzt. Also ist einerseits Decke III nach Decke IV entstanden, andererseits aber Decke III durch Decke IV ausgewalzt worden. Der scheinbare Widerspruch zwischen diesen beiden Tatsachen löst sich aber sofort, wenn man berücksichtigt, daß sich der Stirnkopf von Decke IV nicht von jeher in seiner heutigen Form und Lage vorgefunden hat, daß er erst beim Vorrücken der Decke V gebildet und vorwärts getragen worden ist, also zu einer Zeit, als auch Decke III schon unter IV vorhanden war; daß also die letztere auch durch den Stirnkopf von IV noch ausgewalzt werden konnte, bei dieser Auswalzung auch konform mit der Unterfläche von Decke IV verfalzt werden konnte. Auch die aus dem Simplongebiet bekannten tektonischen Daten fügen sich widerspruchlos in die hier geschilderte Entwicklung der penninischen Decken ein.

Damit wären einzelne Hauptzüge des Baues der penninischen Decken dargestellt worden. Die kurze, bis hierher gegebene Übersicht wird noch einige Ergänzungen erfahren bei der Besprechung der stratigraphisch-petrographischen Verhältnisse des Penninikums und bei der daran anknüpfenden zeitlichen Fixierung der penninischen Bewegungsvorgänge.

---

## V. Die ostalpinen Decken

Während der Bau der penninischen Decken der Westalpen als in großen Zügen erschlossen gelten kann, während auch die Tektonik der ostalpinen Decken westlich einer Linie von Puschlav zur Silvretta heute gut bekannt ist, weist die geologische Erforschung der außerschweizerischen Ostalpen noch manch beträchtliche Lücke auf. Zusammenfassende Arbeiten über die Ostalpen, mit Darstellungen durch Profile und Karten, wie sie für die Westalpen etwa durch E. Argand (14), Alb. Heim (68), R. Staub gegeben worden sind, existieren überhaupt nicht. Zusammenfassende moderne Darstellungen, leider eben ohne präzise Profile und Karten, haben E. Suess im „Antlitz der Erde“ und



L. Kober (92) gegeben. Daneben existieren dann allerdings für die Ostalpen eine Unmenge vorzüglicher Detailarbeiten, leider meist aber zusammenhanglos, so daß eine Zusammenfassung derselben zu regional-geologischer Übersicht äußerst zeitraubend und schwierig ist. Die großen Gesichtspunkte, nach denen heute der westalpine Geologe seine Forschungen ausführt, fehlen der Mehrzahl ostalpiner Geologen heute noch, trotzdem schon E. Suess ein klares, wenn auch etwas vereinfachtes Bild der Ostalpen entworfen hat und Uhlig, Kober und wenige andere unermüdlich am Ausbaue dieses Bildes weiter gearbeitet haben.

Nach der modernen Auffassung liegt auch in den Ostalpen ein Paket gewaltiger Decken vor. Daran scheint heute kein Zweifel mehr möglich zu sein. Wer daran zweifelt, ist gezwungen, die Tatsachen zu einem willkürlichen, erkünstelten, komplizierten System zusammenzuzwängen, ist gezwungen, für neu aufgefundene Tatsachen vielfach wieder neue Hilfshypothesen, ja ganze deduktiv abgeleitete Theorien der Gebirgsbildung (3) einzuführen. Damit soll nun allerdings nicht gesagt sein, daß mit der Annahme der Deckenlehre für die Ostalpen sofort alle Fragen geklärt werden könnten, da die Ostalpen mit ihrer großen Ausdehnung, mit ihren gewaltigen Überschiebungsdecken schwerer zu einer Gesamtdarstellung zu bringen sein mögen als die Westalpen. Immerhin ist der schwierigste Punkt der, daß ein namhafter Teil der Ostalpenforscher noch Ansichten vertritt, welche für den westalpinen Geologen längst nur mehr historischen Wert besitzen.

Von unten nach oben werden in den Ostalpen unterschieden: Penninische Decken, unterostalpine (inkl. mittelostalpine) Decken, oberostalpine Decken, hochostalpine Decken.

**Die unterostalpinen Decken.** Auf Schweizer Gebiet ist die unterostalpine Deckengruppe weiter eingeteilt worden, von unten nach oben (R. Staub [156]) in: Err-Selladecke, Berninadecke, Languard-Campodecke. Die kristallinen Kerne dieser Decken liegen, fein säuberlich durch Mesozoikum voneinander getrennt, in Südbünden. Ein Teil der mesozoischen Gesteine derselben ist, zusammen mit vereinzelt kristallinen Schubsplintern, aus diesem Deckenpaket nach Nord hinausgepreßt, durch die höhere Silvrettadecke weit hinaus verfrachtet worden. Als unterostalpine Aufbruchzone trennen sie Penninikum und Oberostalpin.

Auf der Campodecke ruhen die Unterengadiner Dolomiten. Innerhalb derselben erscheinen kristalline Gesteine, die hier als Umbraildecke bezeichnet werden sollen. Nach R. Staub stellen dieselben eine mächtige gegen Süd zurückgelegte Falte im Rücken der Campodecke dar. Diese Lösung ist aber nicht ganz sicher. Man kann die Umbraildecke auch als im Süden wurzelnde Decke auffassen, so daß sie damit die höchste der unterostalpinen Decken wäre. Sie besitzt aber jedenfalls nur eine kurze Reichweite in der Richtung des Alpenstreichens.

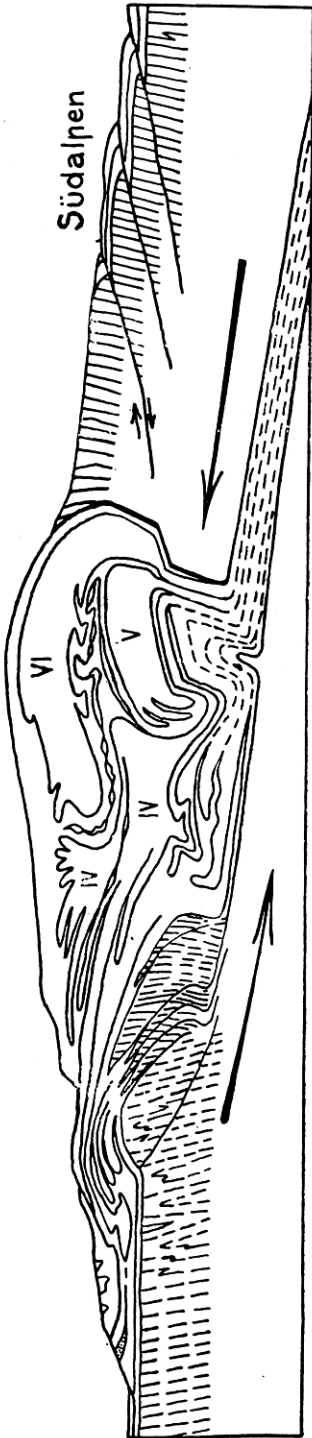


Fig. 10. Schematische Darstellung der Westalpinen Decken, nach E. Argand, 1916.

Schematischer Querschnitt durch die Alpen.  
Zentralschweiz - Südfessin.

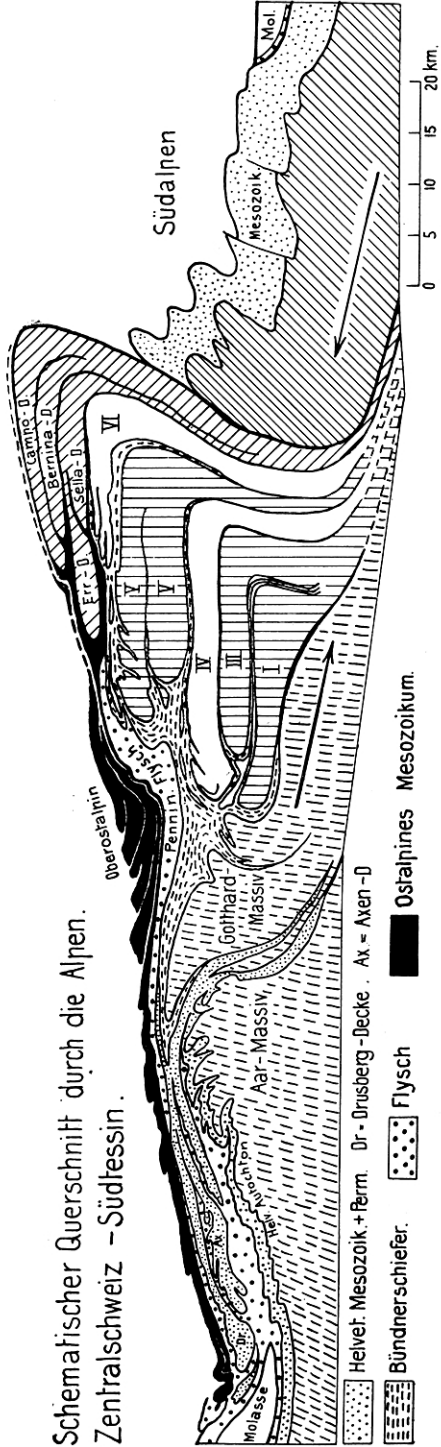


Fig. 11. Umgearbeitet nach Profil von A. b. Heim (Geologie der Schweiz).

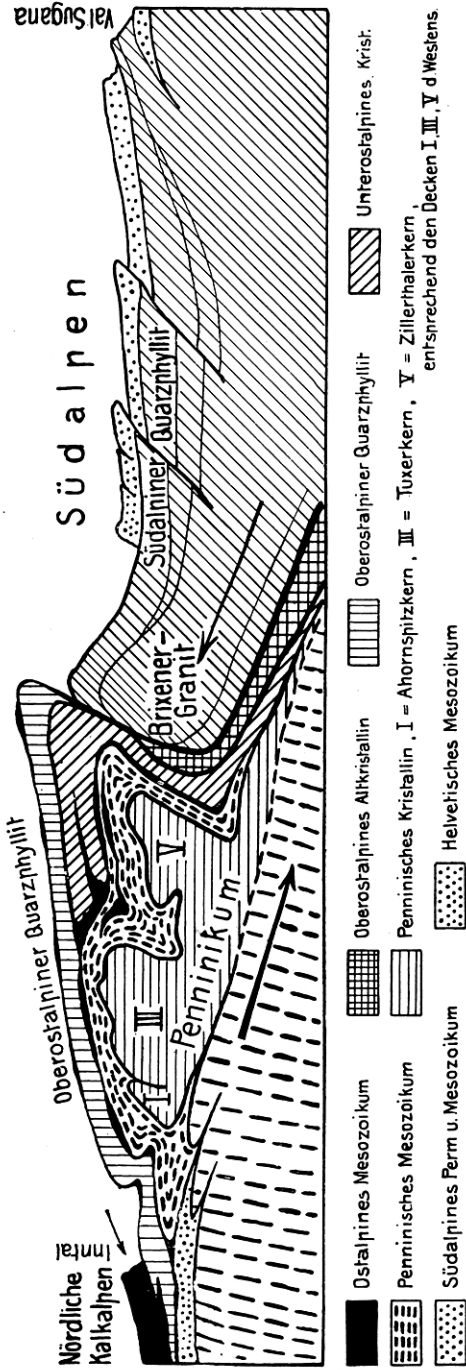


Fig. 12. Schematischer Querschnitt durch das Westende des Tauernfensters. Entworfen von H. Jenny.

Alpenquerschnitt durch das Ostende des Tauernfensters.

Wenig abgeändertes Profil von L. Kober.

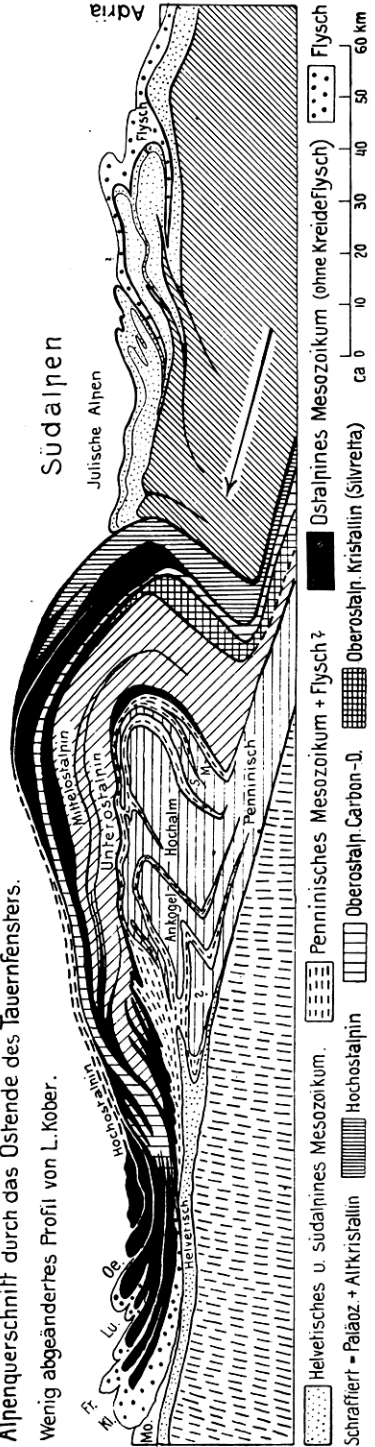


Fig. 13.

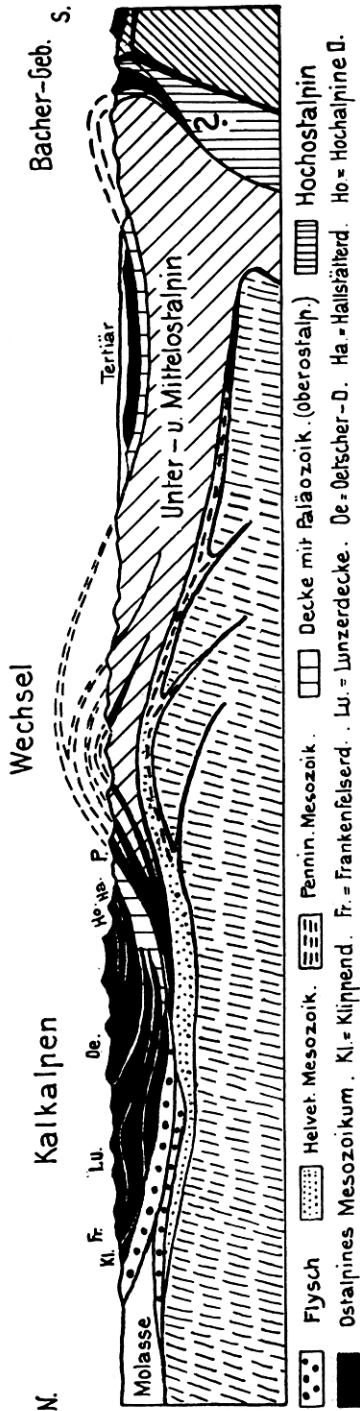


Fig. 14. Querschnitt durch den östlichen Teil der Ostalpen. Wenig umgeändertes Profil von L. Kober, 1923.

Wie die penninischen Decken I, III und V haben auch die unterostalpinen Decken bis hinauf zur Berninadecke Kerne jungpaläozoischer saurer Eruptivgesteine. In der Campo- und Languardecke treten dieselben dann wieder stark zurück. Ein Anklang penninischen Baues erscheint demnach noch im Unterostalpin; die gesetzmäßige Verteilung der großen Granitstöcke ist aber nicht mehr in dem Maße vorhanden, wie im Penninikum.

**Die Klippendecken.** Es wurde darauf hingewiesen, daß schon bei Ivrea unterostalpinen Kristallin sich am Baue der alpinen Wurzel zu beteiligen beginnt. Nirgends mehr finden sich in den Westalpen Schollen von unterostalpinem Kristallin über dem penninischen Gebiet. Weit draußen im Nordwesten und Norden ruhen dagegen auf dem helvetischen Gebiet, zum Teil sogar auf der Molasse, Schollen unterostalpinen Mesozoikums, mit vereinzelt Schubfetzen von Kristallin, zu äußerst im Westen die Schollen von Sulens und Almet, dann die große Klippenregion des Chablais, dann nördlich der Rhone die Decken der Préalpes, dann weiterhin die Klippen der Zentralschweiz. Das ist in seiner Gesamtheit die westliche Fortsetzung der unterostalpinen Aufbruchzone Bündens.

In den Westalpen bilden diese unterostalpinen Schollen die Überreste eines mächtigen Faltengebirges, das wurzellos, ortsfremd, auf den helvetischen Decken und der Molasse ruht. Sie spielen südwestlich vom Aaretal, oder wenn wir uns anders

ausdrücken wollen, westlich der Tessinerkulmination, dieselbe Rolle, wie in den Ostalpen die nördlichen Kalkalpen. Unter den unterostalpinen Schollen der Westalpen sind die ausgewalzten, verschürften ultrahelvetischen Decken, welche hier im Westen dieselbe Rolle übernommen haben, wie in Bünden die unterostalpine Aufbruchzone. Das zeigt uns wiederum, daß die oberostalpine Decke nicht die Kulmination des Tessins überschritten hat. Die mesozoischen, unterostalpinen Schubdecken, die noch in Bünden unter dem Drucke der oberostalpinen Decke nach Nord gewandert, nach Nord verfrachtet worden sind, haben im Westen ohne Überlastung durch höhere Decken diese Reise nach Norden ausgeführt, haben dort ihrerseits penninischen Flysch und ultrahelvetische Decken nach Nord hinaus verschleppt. Sowohl für die oberostalpinen nördlichen Kalkalpen, als für die unterostalpinen Decken der Westalpen ist charakteristisch der Aufbau aus aufeinander geschobenen, gegen Nord geöffneten mächtigen Mulden. Dieser eigentümliche Bau, den wir im allgemeinen weder in den helvetischen noch penninischen Decken wiederfinden, ist ein spezifisches Merkmal solcher tektonischer Einheiten, die in eine Senke hineingeglitten, und dabei zu einem Falten- bis Deckengebirge zusammengestaucht worden sind. Wichtig ist der Umstand, daß schon in den Klippen der Zentralschweiz, so z. B. in den Mythen dieser Bau vorhanden ist. Schon hier haben die überlastenden höhern Schubmassen gefehlt. Im östlichen Äquivalent der zentralschweizerischen Klippen, in der Falknis- und Sulzfluhdecke Bündens finden wir naturgemäß diesen Bautyp nicht mehr.

Die tiefste und mächtigste der unterostalpinen Decken der Westalpen ist die Klippendecke. Ihr Verbreitungsgebiet reicht von der Arve bis in die Ostschweiz. In dieser Decke findet sich der oben erwähnte Bautyp.

Über der Klippendecke liegt in den Préalpes die Breccien- oder Hornfluhdecke. Dieselbe erreicht nicht mehr die Zentralschweiz. Ihr Stirnrand liegt überall weit südlich von dem der Klippendecke. Als flache Masse, nur zum Teil mit gegen Nord in die Tiefe tauchender Stirn, überlagert sie die tiefere Klippendecke. Die letztere ist, soweit die Überlagerung reicht, ebenfalls platt und relativ einfach gebaut. Erst außerhalb der Stirn der Brecciendecke ist der komplizierte Faltenbau. Der Brecciendecke fehlt dieser Falten- und Schuppenbau der Klippendecke.

Über der Brecciendecke sind noch Reste einer höhern Deckscholle. Dieselbe ist in jüngster Zeit von Alb. Heim als Simmendecke bezeichnet worden. Ophiolithe sind ein typisches Merkmal dieser höchsten Decke, deren Reste sich von der Arve bis in die Zentralschweiz vorfinden, deren ungefähres Äquivalent wahrscheinlich als Teil der später noch zu besprechenden Aroserschuppenzone zu suchen sein wird.

Die größten dieser exotischen unterostalpinen Deckenmassen erfüllen zwei bis ca. 25 km breite Gebiete, zwischen Aare und Rhone einerseits, zwischen Rhone und Arve anderseits. In diesen beiden Gebieten sind sie weit auf die Molasse vorgeschoben worden. Bogenförmig ist an beiden Orten der Stirnrand gegen Nordwesten vorgetrieben. Eine bemerkenswerte Verschiedenheit zeigt sich darin, daß die nordöstliche Deckenmasse, diejenige zwischen Rhone und Aare, durch die Senke westlich vom Aarmassiv vorgedrungen ist, während die südwestliche direkt das Montblancmassiv überschritten hat.

Nordöstlich der Aare liegen nur noch vereinzelte Fetzen der Klippen- und der Simmendecke, alle auf den helvetischen Decken. Nur wenige vereinzelte Fetzen sind um den Stirnrand der helvetischen Decken herum, zwischen diesen und die Molasse eingewickelt. In ungeheuren Massen liegt der übrige Teil der Gesteine dieser Decken als Schutt in der Molassenagelfluh.

**Die Deckenkerne.** Kehren wir zurück zur Besprechung der unterostalpinen, kristallinen Deckenkerne.

**Südliche Abgrenzung.** Zwischen Tirano und Sondrio im Veltlin stößt der Rücken der Campodecke an die südalpine Grenze (Tafel I, Fig. 1). Südlich vom Ortler lagert die Ortlertrias auf den Quarzphylliten oder Casannaschiefern der Campodecke. Verfolgt man diese Oberfläche der Campo-Casannaschiefer gegen Süden, so wird man konstatieren, daß sie nördlich des Passo Tonale, etwa 5 km nördlich der südalpinen Grenze in die Tiefe schießt (Fig. 15). Zwischen das Dach der Campodecke und die südalpine Grenze ist hier ein Streifen alter Gesteine, Gneise und Glimmerschiefer eingeschaltet, welcher wenig weiter westlich im Veltlin noch nicht vorhanden ist. Durch die Marmorzone des Pizzo Tonale ist dieser Gesteinsstreifen zweigeteilt in eine schmale nördliche und eine breitere südliche Zone. Die nördliche dieser beiden Zonen keilt sowohl gegen Westen, als gegen Osten ziemlich rasch aus. Sie stellt möglicherweise die Wurzel der Umbraildecke dar. Die südliche der beiden Zonen, wir nennen sie Tonalezone, keilt ebenfalls gegen Westen vor Erreichen des Veltlins aus. Gegen Osten verbreitert sie sich rasch, erreicht in der Nähe des Noce die Breite von ca. 12 km, keilt dann im untern Ultental, an der Judicarienlinie, wieder aus. Da diese Zone über der höchsten unterostalpinen Decke ruht, kann sie nur die Wurzelzone der Silvrettadecke darstellen. In der Tat finden sich in derselben die typischen Gesteine des Silvrettakristallins.

**Tonalelinie, Insubrische Zone und Judicarienlinie.** Gegen Süden ist die Tonalezone abgeschlossen durch die sog. Tonalelinie (sie ist von der Tonalezone scharf zu unterscheiden), welche von Salomon (124) als wichtige tektonische Grenze angesprochen worden ist. Von Forschern, welche ebenfalls dieses Gebiet bearbeitet haben (Hammer [52], Trener

[184]), ist das Vorhandensein einer solchen tektonischen Grenze bestritten worden. Wohl mit Unrecht. Die Tonalelinie ist eigentlich eine komplex gebaute, schmale, gerade Gesteinszone. Sie enthält von Norden gegen Süden: Schmäler Amphibolizug, östlich vom Passo Tonale mit Marmor. Streifen von Augengneis, teilweise stark zerquetscht. Schwarzer, klastischer Gesteinsstreifen, z. T. mit Zusammensetzung einer Grauwacke. Schwarze Kohlenstoffphyllite. Quarzizug. Südlich davon folgen die Edolschiefer, als Casannaschiefer der insubrischen Zone. Nördlich dieser Tonalelinie liegen hochmetamorphe Glimmerschiefer und Gneise der Tonalezone oder Silvrettadeckenwurzel. Die Schichten der Tonalelinie stehen ungefähr senkrecht. Bau und Zusammensetzung der Tonalelinie beweisen, obwohl als solche erkennbare mesozoische Sedimente in derselben nicht vorhanden sind, daß es sich hier um eine tiefgreifende Bewegungsfläche handelt. Gegen Westen konvergieren Tonalelinie und Marmorzone des Pizzo Tonale. Beide zeigen auf die Triasvorkommnisse der Monte Padrio zwischen Veltin und Val Camonica. Das oberostalpine Wurzelstück keilt gegen Westen aus.

Die südalpine Grenze, mit ihr die Tonalelinie, bildet den nördlichen Abschluß des kristal-

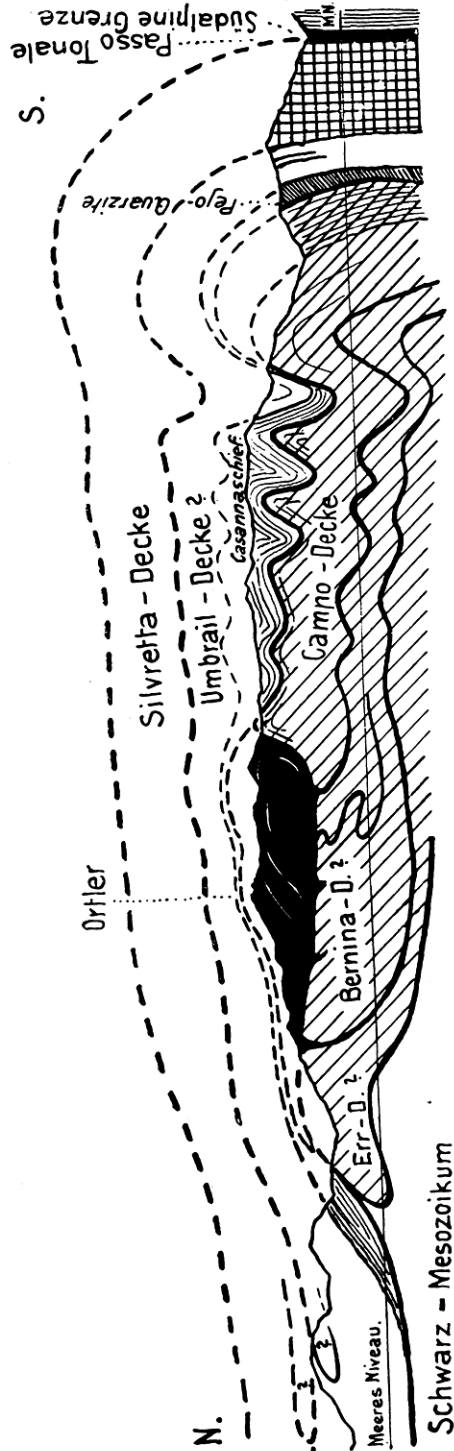


Fig. 15. Profil Ortler-Passo Tonale, nach Aufnahmen von Hammer, entworfen von H. Jenny.

linen Stammes der insubrischen Zone. Von R. Staub (156, 165) ist angenommen worden, die Silvrettadecke wurzle südlich der süd-alpinen Grenze, südlich vom Veltlin in der Catena d'orobico, also in dem erwähnten kristallinen Stamme der insubrischen Zone; sie liege deshalb als ein Stück der Südalpen oder Dinariden auf den Alpen. Eine Reihe gewichtiger Tatsachen spricht gegen diese Anschauung, während umgekehrt keine einzige Tatsache dringend nach dieser Annahme ruft. Die Hauptargumente für die Annahme einer insubrischen Wurzel der oberostalpinen Decke waren folgende: Die Trias des Joripasses im Südtessin, welche zur unterostalpinen Decke gehört, grenzt unmittelbar an die insubrische Zone. Alle irgendwie bedeutsamen kristallinen Decken penninischen und unterostalpinen Ursprungs sind auch in der Wurzelzone im Tessin noch aufgefunden worden. Folglich muß dort auch die Wurzel der oberostalpinen Decke vorhanden sein, denn diese Wurzel der mächtigsten alpinen Decke kann nicht einfach aus- und abgequetscht sein. Folglich ist die insubrische Zone die Wurzel der oberostalpinen Decke.

Diese Argumente sind aber recht wenig stichhaltig. Erstens ist, wie vorher gezeigt worden ist, zwischen der Tonalelinie und dem untertauchenden Rücken der höchsten unterostalpinen Decke eine Gesteinszone vorhanden, welche nach ihrer petrographischen Beschaffenheit und nach ihrer Lage nur zur oberostalpinen Decke gehören kann und welche sicher nach Westen auskeilt. Zweitens hat die oberostalpine Decke nicht die Tessinerkulmination überschritten. Dementsprechend muß auch ihre Wurzelzone gegen Westen verschwinden. Sie kann im Südtessin nicht mehr vorhanden sein. Das Auskeilen der Wurzelzone der mächtigsten alpinen Decke gegen Westen ist demnach nicht nur nichts Unnatürliches, sondern es muß, der tektonischen Sachlage entsprechend, direkt gefordert werden.

Der Bau der insubrischen kristallinen Zone westlich vom Comersee würde zur Not die Annahme einer insubrischen Wurzel der oberostalpinen Decke zulassen. Nicht so weiter im Osten in der obern Val Camonica. Die ganze Breite derselben, soweit sie als Wurzelteil in Betracht kommen könnte, zwischen der Tonalelinie und der Triasmulde von Malonno, besteht aus den Edoloschiefern, die zur Casannaschieferserie gehören. Die insubrische Zone ist also antiklinal gebaut, ist ein gegen Osten einsinkendes Gewölbe, mit einem Kern altkristalliner Gesteine in der Tiefe und einer darüber vollständig geschlossenen Hülle der jüngern Casannaschiefer. Die insubrische Zone, als gegen oben geschlossenes Gewölbe, kann nicht Wurzel der oberostalpinen Decke sein. Dieser letzte Schluß ergibt sich mit absoluter Sicherheit.

Der Ostteil der insubrischen Zone ist im Norden begrenzt durch die Tonalelinie. Unmöglich ist es, daß vor Erreichen der Judicarien-



linie die Tonalelinie durch die insubrische Zone überschritten werden könnte. Gegen Osten wird der Nordteil der insubrischen Zone durch die Judicarielinie scharf abgeschnitten. Als Judicarielinie ist seit langer Zeit die große Störungslinie bezeichnet worden, die sich fast geradlinig vom Lago d'Idro bis nach Meran hinaufzieht. Entsprechend der Beschaffenheit der westlich sie begrenzenden Gebiete kann man sie in zwei Hauptteile zerlegen, einen südlichen Teil bis nach Malo am Noce reichend, einen nördlichen Teil zwischen Malo und Meran, oder vielleicht besser noch zwischen Malo und Mauls am Brenner. Das südliche Teilstück ist die Trennungslinie zwischen zwei Teilstücken der südlichen Kalkalpen. Der nördliche Teil der lombardischen Kalkalpen, nordwärts der Val Trompia, mit der kristallinen insubrischen Zone, mit seiner in der Hauptsache nordsüdlich gerichteten Faltung, schießt vor Erreichen der Judicarielinie plötzlich steil gegen Osten in die Tiefe. Östlich der Judicarielinie folgt eine Anzahl Falten, gegen O.-S.-O. übergelegt, mit judicarischem Streichen, der ganzen Länge der Linie entlang ziehend. Nördlich vom Lago d'Idro schwenken diese Faltenzüge in den südlichen Teil der lombardischen Kalkalpen ein, denjenigen Teil derselben, der gegen Norden durch die kristalline Aufbruchzone der nördlichen Val Trompia begrenzt ist. Fortsetzung der Judicarielinie soll die ostwestlich streichende Trompialinie sein. Im südlichen Teilstück ist die Judicarielinie im allgemeinen ungefähr senkrecht gestellt. Es stoßen dort zwei Teilstücke der lombardischen Kalkalpen, welche im Westen parallel nebeneinander verlaufen, unter einem Winkel von  $60^\circ$  aufeinander, so daß die nördliche Zone von der südlichen abgeschnitten wird.

Der nördliche Abschnitt der Judicarielinie ist ein Teilstück der südalpinen Grenze. Die mesozoischen und permischen Sedimente des Ostflügels sinken steil gegen W.N.W. unter die alpinen Schiefer und Gneise ein. Trennungsfläche ist eine ausgeprägte Rutschfläche. Ein Profil vom Monte Cles gegen Westen charakterisiert gut die Verhältnisse (R. Spitz [150]). Obere konglomeratische Scaglia sinkt steil unter die Bewegungsfläche ein. Darunter folgt gegen Osten mittlere, kalkige Scaglia, darunter untere schiefrige Scaglia, dann graue Rhätkalke, dann Hauptdolomit. Es folgt ein Taleinschnitt und jenseits desselben der Westhang des Monte Cles, in welchem das Rhät, flach gegen Osten einfallend, zutage tritt. Das ganze Profil zeigt ein einfaches Gewölbe, dessen jüngste Schichten unter die Judicarielinie einfallen. Die Aufschlüsse dieses Profils besagen, daß an dieser Stelle südalpine Teile die alpine Wurzelzone unterschoben haben. Die Gesamtheit der Verhältnisse an der Tonale und Judicarielinie macht es klar, daß die insubrische Zone, samt dem nördlichen Teil der lombardischen Kalkalpen, in der Ecke zwischen Tonale- und Judicarielinie spitzwinklig auskeilt und gegen Norden und Osten keine Fortsetzung besitzen kann. Sie kommt

damit auch aus diesem Grunde nicht als Wurzel der oberostalpinen Decke in Betracht. Aber auch stratigraphische Tatsachen widerlegen die Annahme einer südalpinen Wurzel von Oberostalpin. Davon später. Die oberostalpine Decke ist ein rein alpines Element, ebenso die hochostalpine Decke, wie man später sehen wird. Alles, was heute nördlich der südalpinen Grenze liegt, gehört zum alpinen Deckenpaket, dessen einzelne Teile alle starke einseitige Nordbewegung zeigen. Von den Südalpen ist das alpine Deckenpaket scharf getrennt durch die südalpine Grenze. Da diese Verhältnisse im Gebiet der Tonale- und Judicarienlinie in wundervoller Klarheit zu studieren sind, da die Erkenntnis derselben von grundlegender Bedeutung für die richtige Auffassung des gesamtalpinen Baues ist, sind sie hier etwas eingehender behandelt worden, trotzdem wir später noch die Tektonik der Südalpen besprechen.

**Weitere Abgrenzung.** Versuchen wir nun den Nordrand des Wurzelstücks der Silvrettadecke, also die Marmorzone des Pizzo Tonale, weiter gegen Osten zu verfolgen. Diese Marmorzone zieht vom Monte Tonale nach Cogolo, über den Passo di Cercena nach Rabbi, dann weiterhin ins Ultental hinüber und durch das letztere hinaus, um bei St. Pankraz an die Judicarienlinie heranzustoßen. Das oberostalpine Wurzelstück keilt hier gegen Nordosten aus. Es handelt sich aber hier nicht wie im Westen um ein endgültiges Aufhören desselben, sondern das Wurzelstück ist eine Strecke weit durch den vorstrebenden Kopf der südalpinen Gesamtmasse abgequetscht worden, vielleicht auch überfahren worden. Es berühren damit bei Meran wieder eine Strecke weit unterostalpine Gesteine die südalpine Grenze. Weiterhin gegen Nordosten scheint wieder ein schmales Stück der oberostalpinen Wurzel aufzutauchen, im Norden begrenzt durch die Trias des Weißhorns bei Pens, die Trias von Mauis. Wenig östlich von Mauis keilt dasselbe wahrscheinlich nochmals auf kurze Strecke aus. Weiter im Osten ist dann Trias von Kalkstein als Fortsetzung der Maulsertrias aufzufassen (Furlani[44]). Noch weiter östlich ist bis heute die Abgrenzung der oberostalpinen und unterostalpinen Wurzelstücke nicht sicher durchzuführen. Es scheint aber, als ob die Kalksteinertrias in die benachbarte Nordgrenze des Turntaler Quarzphyllites hineinlaufe.

**Alte Marmore?** Nun noch etwas über die Marmorzone Pizzo Tonale-Ultental. Die typische Gesteinsgesellschaft dieser Zone sind Marmore bis Kalkschiefer, Quarzite, Amphibolite. In vielen Teilen des penninischen Gebietes dürfte man diese Gesellschaft ohne weiteres als mesozoisch betrachten. Das mesozoische Alter dieser Marmorquarzitserie wird nun allerdings von österreichischen Forschern (Hammer [51]) bestritten. Sie wird als alt bezeichnet. Scharf begründen läßt sich aber diese Ansicht nicht. Der petrographische Unterschied zwischen diesen sog. alten Marmoren und beispielsweise der Ortlertrias ist für die

Lösung dieser Frage nicht maßgebend, da man weiß, daß dort, wo Triasgesteine einer stärkern tektonischen Reduktion unterworfen worden sind, dieselben meist einen höhern Grad der Metamorphose aufweisen. Im obern Vintschgau ist die Grenze zwischen Ober- und Unterostalpin die Schlingüberschiebung. In der östlichen Fortsetzung dieser Überschiebungslinie, dort wo die Triasgesteine tektonisch auf Null reduziert worden sind, erscheinen plötzlich als Ersatz für die typischen Triasgesteine die sog. alten Marmore. Dasselbe findet sich auch anderswo. So z. B. in der östlichen Fortsetzung der Triasmulde, welche sich vom Zumpanell im Ortlernordgrat ins Tal von Sulden abwärts zieht, die Laasermarmore, ebenfalls sog. alte Marmore, welche übrigens von E. Suess (178) als mesozoisch betrachtet worden sind. Ein weiteres Beispiel sind die alten Marmore westlich vom Brenner, am Nordrand des Brixenergranitstockes. Sie bilden die Fortsetzung der Triaszone des obern Pustertals. Die Marmore des Pizzo Tonale zeigen gegen Westen nach der Trias des Monte Padrio. Diese Beispiele mögen genügen, um mindestens den Zusammenhang solcher Zonen sog. alter Marmore mit Mulden, in welchen sich unzweifelhafte mesozoische Gesteine vorfinden, zu demonstrieren. Ob es sich dann bei diesen sog. alten Marmoren mit Quarziten und Amphiboliten um paläozoische oder mesozoische Gesteine handelt, ist eigentlich belanglos. Die Hauptsache ist, daß es sich dabei sehr wahrscheinlich um jüngere Gesteine inmitten älterer Gneise und Glimmerschiefer handelt, also um Mulden.

Die Südgrenze der unterostalpinen Decken haben wir damit von Ivrea bis nach Kalkstein kennen gelernt. Von Ivrea bis zu dem Monte Padrio ist es die südalpine Grenze, von hier bis St. Pankraz in Ulten ist es der Nordrand oberostalpinen Wurzellandes, dann wiederum ein Stück weit die südalpine Grenze bis wenig nordöstlich Meran, dann bis über Mauls hinaus wieder die oberostalpine Nordgrenze, dann nochmals ein kurzes Stück die südalpine Grenze, und noch mehr gegen Osten bleibt der Nordrand der oberostalpinen Wurzel Südgrenze des Unterostalpins.

Die heutige Grenze der unterostalpinen Deckenkerne gegen Westen ist ein Erosionsrand. Vom Passo Lunghino nordwestlich von Maloja zieht derselbe nach Norden bis wenig südlich von Bergün, nach Osten zum Silvaplanersee, weiter nach Süden zur La Sella, dann wieder nach Osten zum Puschlaversee, wo dann die Verbindung mit den Wurzelteilen vorhanden ist.

Die Nordgrenze fällt zusammen mit dem Südrande der Bergüner- und Unterengadinerdolomiten. Das ist bis Madulein im Engadin ungefähr die wirkliche Nordgrenze der kristallinen Kerne. Von Madulein gegen Osten greift dann das Kristallin noch ein Stück weit unter die Engadinerdolomiten hinein. Sodann erscheint unterostalpinen Kristallin, welches von Osten her in die Masse der Unterengadinerdolomiten ein-

greift, im obern Vintschgau, dann im Münstertal. Seine Nordgrenze, hier zugleich die Grenze gegen die oberostalpine Ötztalermasse, ist die Schlinigüberschiebung, welche mit südöstlicher Richtung gegen Glurns zustreicht. In dieser Überschiebungslinie ist Trias vorhanden, tektonisch reduziert, aber immerhin noch in recht gutem Erhaltungszustande. Die Überschiebungslinie taucht bei Schleiß unter die Alluvionen des Etschtales. Zwischen Glurns und Schluderns entsteigt sie der Ebene wieder, um dann in den nördlichen Talhang des Vintschgaues hineinzuziehen. Triasgesteine fehlen diesem zweiten Stück der Überschiebung; dafür treten schwarmweise in der Umgebung derselben Lager sog. alte Marmore auf. Bis östlich der Zerminigerspitze ist diese Nordgrenze, Obergrenze, unterostalpinen Kristallins mit aller Sicherheit zu verfolgen. Sie muß dann absteigen ins Schnalsertal, dann ins Pfossental hinüberqueren, findet sich schließlich wieder in den Marmorzügen der Texelgruppe, der Hochweiße und Hochwilde. Weiterhin gegen Osten ist ihr Verlauf bezeichnet durch die Trias des Schneebergerzuges, dann der Telferweiße westlich vom Brenner. Nicht in allen Punkten ist bis heute der Verlauf dieser Linie, der hier soeben in großen Zügen gekennzeichnet wurde, festgelegt. Im großen Ganzen werden aber die skizzierten Verbindungen richtig sein.

Nördlich von Sterzing am Brenner, ungefähr am Ausgange des Pflerschtales, ist der äußerste, nördlichste Stirnteil unterostalpinen Kristallins. Weiter nördlich, längs der Furche des Brenners, scheiden nur mehr schwächere Reste von unterostalpinem Mesozoikum das Penninikum vom Oberostalpin. Bei Mauls an der Brennerstraße taucht der Rücken unterostalpinen Kristallins, steil nordfallend, in die Tiefe. Die Breite dieser Deckenkerne, im Meridian von Bormio noch nahezu 50 km, ist am Brenner auf ungefähr 10 km zusammengeschrumpft. Ist nun diese Breitenreduktion auf eine Verkümmern der unterostalpinen Decken gegen den Brenner hin zurückzuführen? Oder ist sie nur scheinbar, dadurch daß die rückwärtigen Teile dieser Deckfalten vom Kopf der südalpinen Platte gegen Norden überschoben sind, unter diesem Kopfe verborgen liegen? Es sind wohl beide Fragen zu bejahen. Daß die unterostalpinen Decken der Brennergegend verkümmert sein müssen, wird dadurch bewiesen, daß sich im unterostalpinen Brennermesozoikum, dem Mesozoikum der Tarntalerköpfe, das nach seiner Lage der unterostalpinen Aufbruchzone Bündens entspricht, nur ein kleiner Teil der Gesteine der letzteren nachweisen läßt. In Bünden haben die neuern Untersuchungen in dieser Aufbruchzone von unten nach oben folgende Gesteinsserien unterscheiden lassen: Falknisdecke, Sulzfluhdecke, Aroser Schuppenzone, Aroser-Bergüner-Unterengadinerdolomiten. Am Brenner werden sich kaum mehr als die Äquivalente der Aroser Schuppenzone nachweisen lassen. Das deutet darauf hin, daß sich das Paket der unterostalpinen Decken gegen den Brenner hin vereinfacht, daß sich

verschiedene der Decken des Westens zu gemeinsamem Stamme vereinigen. Diese Vereinfachung entspricht wahrscheinlich ehemaliger Versmälerung des Ursprungsgebietes der Decken. Daraus ergibt sich, daß nur zu einem geringen Teile der Vorstoß des südalpinen Kopfes die Gedrängtheit der unterostalpinen kristallinen Zone am Brenner verursacht hat; mit andern Worten, daß man dem Vorstoß des südalpinen Kopfes, der einem beim Betrachten der tektonischen Karte als wesentlich erscheinen mag, nicht allzu große Bedeutung beimessen darf. Zu diesem Schlusse werden wir auch im Verlaufe späterer Erörterungen wieder kommen.

Nochmals die letzten Schlüsse zusammengefaßt: Das unterostalpine Deckenpaket, noch im Meridian von Bormio in gewaltiger Entfaltung vorhanden, verkümmert gegen den Brenner hin.

Ein großes Stück weit vom Brenner gegen Osten, längs dem Südrand und dem Nordrand des Tauernfensters, liegt die geologische Forschung noch im argen. Gut untersucht ist erst wieder die östliche Umrahmung des Tauernfensters. Die Untersuchungen, soweit sie bis heute vorhanden sind, lassen auf folgendes schließen: Unterostalpine Decken, auch kristalline Teile solcher, haben in großer Masse das Ostende des Fensters überschritten, liegen in den Radstättertauern nördlich vom Penninikum. Die Faltung ist vom Brenner gegen Osten wieder angewachsen, die unterostalpinen Decken haben maximale Längen angenommen. Kaum aber werden sie mehr in derselben Gliederung zu finden sein, wie in Bündens. Es mag daher ein Versuch der Parallelisierung der unterostalpinen Decken Bündens mit denen Ostens, über den Brenner hinüber, kaum irgendwelchen Erfolg versprechen.

Der Stirnrand der zusammenhängenden Masse der unterostalpinen Decken ist einst, bevor er der Erosion zum Opfer fiel, schief über das heutige Tauernfenster hinüber verlaufen. Sein Verlauf zeigt eine bemerkenswerte Unabhängigkeit von der Richtung der Aufwölbung der Tauernkulmination, was darauf schließen läßt, daß diese Aufwölbung jünger ist als der Vorstoß der unterostalpinen Decken über den Südrand des Penninikums.

Von einer Besprechung der Detailtektonik der unterostalpinen Radstätterdecken soll hier abgesehen werden. Es mag genügen zu erwähnen, daß sie im ganzen eine ähnliche Rolle spielen wie die Aroserschuppen Bündens und die Falknis-Sulzfluhdecke, daß sie im Semmeringfenster wieder zum Vorschein kommen, in kleinern Fensteraufwölbungen auch zwischen Tauernostende und Semmering. Fast unnütz scheint es heute noch, die Kerne der unterostalpinen Decken dieses östlichen Teiles der Ostalpen gegeneinander abzugrenzen. Es wird noch jahrelanger Untersuchungen bedürfen, bis eine solche Abgrenzung, wie sie in Ostbünden möglich geworden ist, auch hier im Osten durchzuführen ist.

**Obere ostalpine Decken.** Damit soll übergegangen werden zur weitem Besprechung der ober- und hochostalpinen Decken. Es ist das der Komplex derjenigen alpinen Decken, die weitaus die größten Überschiebungsbreiten besitzen. Verfrachtungsweiten bis über 150 km kommen vor. 100 km ist der Nordrand des Silvrettakristallins von der Wurzel entfernt. Fast unfaßbar erscheint ein solches Ausmaß der Dislokation. Dem ist es auch zum Teil zuzuschreiben, daß sich die Annahme des Deckenbaues der Ostalpen nur schwer beim ostalpinen Forscher Eingang verschaffen kann. Und doch muß heute auch von scharfen Gegnern der Deckenlehre zugegeben werden, daß das Silvrettakristallin in kompakter Masse 40—50 km weit über junge, mesozoische Sedimente hinübergreift. Das heißt, man muß, auch wenn man der Annahme des Deckenbaues noch so feindlich gegenübersteht, im Minimum Überschiebungen von 40—50 km annehmen, kommt dabei dann bei der Annahme nur derart großer Überschiebungen aus den Widersprüchen nicht heraus. Namhafte Forscher (z. B. Ampferer und Hammer), welche an eine südliche Herkunft der großen oberostalpinen Decken nicht glauben mögen, werden heute zugeben, daß die Gesteine des Prätigaus und des Unterengadinerfensters miteinander in Verbindung stehen, die Verbindung aber durch eine Brücke der weit ältern Silvrettagesteine bedeckt ist. Durch reine Ost-Westschübe und zentripetale Schübe will man solche Erscheinungen erklären, muß dann aber schon wieder die Tatsache außer acht lassen, daß im Tauernfenster wieder genau dieselben jungen Gesteine zum Vorschein kommen, wie im Unterengadinerfenster; daß dieselben ebenso sicher mit denen des Unterengadinerfensters in direkter Verbindung stehen, wie die letzteren mit denen des Prätigaus; daß das Tauernfenster damit wirklich ein Fenster gleicher Art ist, wie das des Unterengadins oder das kleine Fenster von Gargellen. Man muß die weitere Tatsache übersehen, daß Gesteine der unterostalpinen Decken weit draußen im Norden, manchmal über 100 km von der Wurzelzone entfernt, sich vorfinden, daß über die Hälfte des Schubes dieser Fetzen zu Lasten der Silvrettadecke fällt, welche dieselben an ihrem Grunde nach Nord hinausgeschleppt hat. Man darf nicht berücksichtigen, daß die mesozoischen Gesteine der Silvrettadecke faziell denjenigen des westlichen Teils der Südalpen gleich sind; daß weiter östlich schon lange die fazielle Übereinstimmung der Gesteine derjenigen Zone, die wir als oberostalpine Wurzel auffassen müssen, mit denen der nördlichen Kalkalpen erkannt worden ist; daß dagegen die Gesteine der zwischenliegenden Zentralzone anderer Facies sind. Das sind nur einige wenige der Tatsachen, welche man vernachlässigen muß, wenn man den Bau der Ostalpen anders als durch gewaltige, in der Hauptsache nordsüdlich gerichtete, Deckenüberschiebungen erklären will. Möchte man übrigens den Bau der gesamten Alpen mit Hilfe von O. Ampferers (1, 3) Theorie der Kettengebirgs-

bildung, unter Annahme zentripetaler Schübe gegen Verschlusszonen erklären, so muß man, wohl oder übel, den Bau der Westalpen, der durch eine heute fast unübersehbare Reihe von Detailuntersuchungen klargelegt ist, als nicht vorhanden betrachten.

**Silvrettadecke.** Von den Kernteilen der oberostalpinen Decken reicht einzig das Kristallin der Silvrettadecke von Osten her auf Schweizer Gebiet hinüber. Der Nordrand der Silvrettadecke verläuft vom Klostertal über den Arlberg nach Innsbruck, dabei von Landeck weg ungefähr dem Inntal folgend. Fast längs diesem ganzen Nordrand ist das Kristallin überkippt, auf sein normal Hangendes, die Kalkalpen hinübergelegt. Der Westrand des Silvrettakristallins ist Erosionsrand. Im Südwesten ruht dasselbe auf den Bergünerdolomiten, der westlichen Fortsetzung der Unterengadinerdolomiten. Etwas komplizierter werden die Verhältnisse längs dem Nordrand der letzteren. Die Unterfläche der gewaltigen kristallinen Deckscholle wird steilgestellt, dann gegen Norden überkippt, ein schmaler Sporn des Kristallins ist unter die Unterengadinerdolomiten, also ins Unterostalpine, eingewickelt. Dieselbe Einwicklung scheint übrigens ca. 35 km weiter westlich im Gebirge zwischen Arosa und Tiefenkastral noch vorhanden zu sein. Wie weit gegen Osten über das Unterengadin hinaus sie noch existiert, ist heute noch unsicher. Ihr Vorhandensein, wie das Vorhandensein der Überkipfung des Nordrandes des Kristallins bedeutet, daß die Silvrettadecke nicht als flache Schubmasse mehr vorhanden ist, daß sie selbst wieder stark gefaltet ist. Sicher ist diese Faltung als etwas Sekundäres erst nach der eigentlichen großen Überschiebung der Decke entstanden, zusammen mit der Faltung, welche im großen ganzen den heutigen Bau der nördlichen Kalkalpen geschaffen hat. Gegen Osten geht das Kristallin der Silvrettadecke in dasjenige der Ötztalermasse über. Die sehr spärlichen Untersuchungen im Gebiete dieser letzteren lassen erkennen, daß sie ebenfalls stark gefaltet ist. In einem Schnitt durch dieselbe, von Osten gegen Westen, vom Brenner zur Malser Haide kann man wahrnehmen, daß der Querschnitt der Ötztalermasse ein ungefähr linsenförmiger ist. Sowohl gegen den Brenner hin, als gegen die Unterengadinerdolomiten verdünnt sich die Decke. Gegen den Brenner hin scheint sie vollständig auszuweichen. Wenig östlich von der Brennerstraße wird man nördlich des Tauernfensters vergeblich nach den Gesteinen der Ötztalermasse suchen. Der Stirnrand der Ötztalermasse weicht längs dem Brennereinschnitt scharf und weit nach Süden zurück. Es verkümmert demnach am Westende des Tauernfensters auch der kristalline Kern der oberostalpinen Decke. Dasselbe haben wir oben konstatiert für die unterostalpinen Decken, und früher auch für die penninischen Falten.

**Oberostalpine Karbondecke.** Westlich vom Brenner wird das Ötztaleraltkristallin von Triasschollen überlagert, der Trias des Tribulaun

und der Kalkkögel. Fazial ist die Trias dieser Schollen von der der benachbarten Teile der nördlichen Kalkalpen etwas verschieden. Sie bildet ein Mittelding zwischen ober- und unterostalpinen Fazies. Sie gehört zusammen mit den nördlichsten, tiefsten Teilen der nördlichen Kalkalpen. Über diesen Resten oberostalpiner Brennertrias ruht eine höhere Deckscholle, zur Hauptsache bestehend aus oberkarbonischen Gesteinen. Das bekannte Vorkommen von Oberkarbon des Steinacherjochs westlich vom Brenner gehört hierher. Wie das Kristallin der Ötztalermasse, der Silvrettadecke, gegen den Brenner hin sich verdünnt, auskeilt, so muß diese höhere Deckscholle karboner Gesteine gegen Westen hin auslaufen. Weit drüben im Osten des Tauernfensters, in der Karbonscholle der Stangalpe in Kärnten erscheint das Äquivalent der Brennerkarbonscholle. Forschen wir nach weitem Teilstücken dieser Scholle. Das große Becken von Klagenfurt-Völkermarkt liegt im Bereiche eines solchen. Im Tale der Gurk in der Umgegend von St. Veit, dann im Lavanttale um St. Paul trägt diese Scholle noch ihre Trias, in nordalpiner resp. voralpiner Entwicklung. Gegen Süden sinkt die Scholle des Klagenfurterbeckens nördlich der Trias des Obirzuges der Nordkarawanken zur Tiefe. Es ist das die Wurzelzone des obern Teils der oberostalpinen Decke. Gegen Westen, nordwestlich Villach, überschreitet diese Wurzel der karbonen Deckscholle als schmaler Streifen die Drau gegen Westen, um dann ungefähr bei Oberdrauburg gegen Westen auszukeilen, wie weiter im Westen, gegen das Veltlin, die Wurzel des Silvrettakristallins sich ausspitzt. In den Schollen von Murau, dann in den untern Partien des Paläozoikums von Graz kann man weitere Anteile unserer Deckscholle nachweisen. Zu ihr gehört ebenfalls der tiefere Teil der nordalpinen Grauwackenzone, vom Semmering bis ins obere Ennstal.

Nochmals zusammengefaßt ist folgendes zu schreiben: Die Karbonscholle ist der Kernteil einer obern Digitation der oberostalpinen Decke. Während bei der untern Digitation dieser letzteren, der Silvrettadecke, der Kern vollständig aus altkristallinen Gesteinen aufgebaut ist, fehlen solche altkristalline Gesteine dem Kern der obern Digitation. Westlich vom Brenner liegt das erste, kleine Teilstück der obern Digitation. Östlich von Lienz erscheint der erste Anteil derselben an der Wurzelzone. Noch weiter östlich nehmen die Teilstücke an Zahl und Größe zu, sind über einen viel weitem Raum verteilt. Die Deckscholle besaß im Osten viel größere Ausdehnung als im Westen. Hand in Hand mit dieser Flächenvergrößerung geht eine Bereicherung des Inhaltes der Scholle gegen Osten. Von Westen gegen Osten treten allmählich voroberkarbonische Sedimente in den Bau derselben ein.

**Verbindung der zwei oberostalpinen Deckenkerne.** Nach dieser kurzen Besprechung der obern Digitation der oberostalpinen Decken,



müssen wir nochmals einzelnes vom Baue der untern Digitation ins Auge fassen. Wir haben schon bemerkt, daß das Altkristallin Silvretta-Ötztal, welches den Kern dieser untern Digitation bildet, vom Montafon bis zum Brenner einen ungefähr westöstlich streichenden Stirnrand besitzt, daß dieser Stirnrand dann, entlang der Brennerfurche, scharf nach Süden zurückbiegt, daß über das Tauernfenster hinüber oberostalpinen Kristallin nicht nach Norden vorgedrungen ist. Vom Arlberg gegen Osten, im Stanzertal, dann im anschließenden Teil des Inntals bei Landeck, längs dem Nordrand des Kristallins, ist zwischen das letztere und die Kalkalpen ein schmaler Gesteinsstreifen eingeschaltet. Er setzt sich aus sog. Quarzphylliten zusammen; aus Gesteinen, welche, wie wir später sehen werden, jünger als Altkristallin und älter als Oberkarbon sind. Diese Quarzphyllite von Landeck bilden das normale Verbindungsstück zwischen Kristallin und Kalkalpen, sind ein Teilstück der untern Digitation der oberostalpinen Decke. Die östliche Fortsetzung dieses Quarzphyllitzuges haben wir in den Quarzphylliten von Telfs zu suchen. Diese letzteren gehen in die mächtige, breite Quarzphyllitzone von Innsbruck über. Von Kober (96) ist in jüngster Zeit die letztere als unterostalpin angesprochen worden. Diese Ansicht ist recht unwahrscheinlich, weil eben die westliche Fortsetzung der Innsbruckerphyllite zur Silvretta-Decke gehört. Dann haben wir früher gesehen, daß die Stirnen der unterostalpinen Decken südlich vom Brenner liegen, daß deren vorgeschürftes Mesozoikum längs der Brennerfurche, dann am Nordrand der penninischen Tauernschiefer zu finden ist. Erst weiter nördlich folgt dann der Innsbrucker Phyllit. Wo wir aber auch die tektonischen Verhältnisse des Unterostalpins studieren, immer werden wir gewahr, daß die Quarzphyllite tektonisch mit dem Altkristallin zusammengehen, daß sie mindestens nie über das Mesozoikum hinaus in großem Maßstabe nach Norden verfrachtet worden sind.

Die Äquivalente der Innsbrucker Quarzphyllite nehmen wir dann weiterhin in der Wurzelzone wahr, in den Quarzphylliten des Turnthalers, längs dem Nordrand des obern Drautaales westlich Lienz und dem des obern Pustertales. Gegen Westen keilt diese Zone aus; dasselbe scheint gegen Osten der Fall zu sein, wenn sie dorthin nicht in das Wurzelstück der oberkarbonen Scholle übergehen. Genau dasselbe gilt für die Phyllite von Innsbruck, welche sich am Arlberg ausspitzen; welche gegen Osten im Salzachtale entweder auskeilen oder in den untern Teil der nordalpinen Grauwackenzone übergehen. Die Innsbrucker Quarzphyllitzone ist ein Teil der untern Digitation der oberostalpinen Decke, der sich gegen Osten von dem Kristallin derselben loslöst, ein Stück weit dann als fast selbständige Schubmasse auftritt, um dann vielleicht überzugehen in die obere Digitation. Man darf sie vielleicht auffassen als Verbindungsstück zwischen beiden Digitationen. Für diese

letztere Ansicht sprechen die Verhältnisse in der Wurzelzone. Zwischen der südalpinen Grenze im obern Pustertal und der Trias von Kalkstein ist Altkristallin, das zu der Wurzel der Silvretta-Ötztaldecke zu rechnen ist. In der Fortsetzung dieses Streifens gegen Ostens folgt der Turntaler Quarzphyllit. Und es scheint fast, als ob die Triaszone von Kalkstein in die Nordgrenze dieser Phyllitzzone übergehe, daß also die Wurzel des Silvrettakristallins gegen Osten auskeile, daß von Lienz an gegen Osten kein Äquivalent der Silvrettadecke mehr vorhanden wäre. Nach dieser Anschauung wären alle die kristallinen Gesteine, die im Osten des Tauernfensters unter der oberostalpinen Karbondecke und über dem eigentlichen Unterostalpin der Radstättertauern liegen, also die kristallinen Massen der Muralpen, tektonisch als oberes Unterostalpin oder Mittelostalpin aufzufassen. Auch in diesen kristallinen Massen der Muralpen haben wir ein Paket kristalliner Decken zu erblicken, die wir aber im Einzelnen, darauf haben wir schon früher hingewiesen, nicht mit einzelnen Decken Bündens parallelisieren dürfen. Schon das primitive, spärliche Profil- und Kartenmaterial, welches vom Muralpengebiet existiert, zeigt uns deutlich den Deckenbau dieser Gebiete.

**Oberostalpine Wurzelzone.** Mit einigen Worten möchten wir noch eingehen auf den Verlauf der mesozoischen Teile der oberostalpinen Wurzelzone. Schon längst ist erkannt worden, daß das Triasgebirge zwischen Drautal und Gailtal faziell mit den nördlichen Kalkalpen aufs engste übereinstimmt. Südlich von Lienz besteht dieses Gebirge aus einer Anzahl steil ins unterliegende, kristalline Gebirge hineinstechender Synklinalen. Westlich von Lienz reduziert sich plötzlich die Breite dieses Triasgebirges. Von den verschiedenen Synklinalen bleibt noch eine übrig. Sie ist stark zusammengepreßt, greift in die Tiefe eines stark zermalmtten kristallinen Streifens. Es ist die Triaszone des obern Pustertals, die durch die Untersuchungen von Teller und M. Furlani (43, 44) bekannt geworden. Die vereinzelt, voneinander getrennten Triasschollen derselben bilden von Sillian bis Bruneck die südalpine Grenze. Beim Städtchen Bruneck ist die westlichste der Triasschollen gefunden worden. Weiterhin gegen Westen verläuft die Zone, welche auch dort, wo die Triasschollen fehlen, wo sie tektonisch ausgequetscht sind, durch eine gut erkennbare Störungszone sichtbar ist, entlang dem Nordrand des Brixenergranites. Sie bildet die südalpine Grenze, deren Verlauf oben schon beschrieben worden ist. Von Bruneck gegen Westen findet sich nirgends mehr in der Wurzelzone oberostalpinen Mesozoikum. Die Wurzel der nördlichen Kalkalpen keilt bei Bruneck gegen Westen hin aus. Von Lienz gegen Osten läßt sich diese Wurzel der nördlichen Kalkalpen ungestört bis ans Drautal verfolgen. Östlich von Villach überschreitet sie das letztere, um südlich davon in den Nordkarawanken, im Triaszuge des Obir-Petzen-Ursulaberg, wieder zu erscheinen. Die

Triasvorkommen von Missling und Weitenstein liegen in ihrer weitem Fortsetzung. Weiter östlich muß sie dann gegen Nordosten umbiegen. Die Verhältnisse hier im Osten sind im übrigen noch unvollständig aufgeklärt.

**Hochostalpine Decke.** Man weiß vom Vorhandensein höherer Decken über der oberostalpinen Karbondecke, vom Vorhandensein der hochostalpinen Decken. Über der Karbondecke liegt in der Grauwackenzone der nördlichen Kalkalpen, dann im Becken von Graz, der Kern dieser höhern Decken, der in der Hauptsache aus silurischen und devonischen Gesteinen aufgebaut ist. Auch in der Wurzelzone müssen die Anteile dieser Decke vorhanden sein. Wir haben sie dort südlich an den Triaszug des Obir anstoßend zu suchen, d. h. im Schieferzug von Eisenkappel in den Nordkarawanken. Die südliche Begrenzung dieses Schieferzuges bildet der Tonalitzug von Eisenkappel. Südlich von diesem letzteren folgt die Trias des Koschuta-USchowazuges mit schon südalpiner Fazies. Diese Triaszone ist aufzufassen als Wurzel des hochostalpinen Mesozoikums, welches nach Kober die Hallstätter- und Dachsteindecke aufbaut. Sowohl der Schieferzug von Eisenkappel, als der Triaszug der Koschuta keilen südlich Villach gegen Westen aus. Wie weit in der nordalpinen Grauwackenzone die Anteile der hochostalpinen Decke gegen Westen reichen, ob bis an den Inn bei Schwaz, oder nur bis Admont im Ennstal, ist noch unsicher. Die Stellung der Zone paläozoischer Gesteine, inmitten welcher Kitzbühel liegt, ist also noch nicht bestimmt.

**Die nördlichen Kalkalpen.** Wir gelangen zur Besprechung des letzten größern Teilstückes der Ostalpen, zu der der nördlichen Kalkalpen. Als durchschnittlich über 40 km breite Zone ziehen dieselben ununterbrochen vom Rhein bis zum Meridian von Wien. Schon die vorhergehenden Betrachtungen haben gezeigt, daß die nördlichen Kalkalpen nicht in allen Beziehungen eine einheitliche Masse sind. Von Westen gegen Osten greifen sie über die Kerne von mindestens drei Decken über. Sie sind aufgebaut aus der im Norden zusammengeschobenen Hauptmasse der mesozoischen Gesteine dieser Decken. Trotzdem bilden sie im ganzen ein zusammengehöriges Gebirge mit durchgehendem, scharfem Südrande, mit einem ebensolchen Nordrande.

In den nördlichen Kalkalpen sind die mesozoischen Gesteine von den Rücken verschiedener Decken, welche von Osten gegen Westen einander staffelförmig ablösen, zu einem einheitlichen, selbständigen Gebirge zusammengeschweißt.

Das ist in großen Zügen die Definition des Baues der nördlichen Kalkalpen. Ohne weiteres wird man aus dieser Definition schon das Vorhandensein zweier Hauptphasen der Bildung der obern ostalpinen Decken herauslesen können. Zuerst sind dieselben gebildet, über-

einander geschoben, wahrscheinlich auch auf ihr unterostalpinen und penninisches Vorland überschoben worden. Dann sind vom gebildeten Deckenpaket die mesozoischen Gesteine nach Norden abgeglitten, sind dort zu einem selbständigen Deckengebirge aufgetürmt worden. Das Abgleiten geschah in der Hauptsache auf dem Werfenerschiefer.

Westlich des Inndurchbruchs läßt sich die Kalkalpenzone von Norden gegen Süden, von unten gegen oben, einteilen in die Allgäuerschubmasse, die Lechtaldecke, die Inntaldecke. Auf dem Südrand der letzteren ruht heute der überkippte Nordrand des Silvrettakristallins mit einem schmalen Streifen permisch-mesozoischer Sedimente. Die Inntaldecke zeigt die Form einer gewaltigen, gegen Nord geöffneten liegenden Mulde, deren unterer Schenkel auf die nördliche, tiefere Lechtaldecke überschoben ist, deren oberer Schenkel durch das Mesozoikum über dem Quarzphyllit der Silvrettadecke bedeckt ist. Dieselbe Form, nur in etwas kleinern Dimensionen, besitzt die Lechtaldecke. Auch in der Allgäuschubmasse erscheint noch der Ansatz zu einer Deckenmulde. Der schmale Streifen mesozoischer Gesteine zwischen Inntaldecke und Silvrettakristallin ist im Verhältnis zum letzteren relativ authochton. An diesen Streifen muß bei einer Abwicklung der Kalkalpen der Nordrand der Allgäuerschubmasse angesetzt werden, an den Südrand der letzteren der Nordrand der ~~Inntal~~<sup>Inntal</sup>decke. Versucht man den Betrag der Abwicklung der Kalkalpenzone etwa im Meridian des Ortlers zu bestimmen, so wird man bemerken, daß das abgewickelte Mesozoikum beinahe die ganze heutige Breite der Silvrettadecke vom Stanzertal bis hinab zur südalpinen Grenze deckt; mit andern Worten, daß fast die Gesamtmasse des Mesozoikums, das auf dem Deckenrücken lag, nach Norden gewandert, in den Kalkalpen angehäuft worden ist. Die Inntaldecke mußte demnach ihre Wurzel beinahe an der südalpinen Grenze haben; von derselben abgetrennt, nach Norden verfrachtet worden sein. Das alles zu einer Zeit, da die oberostalpine Decke schon als Decke vorhanden war. Geschehnisse von einer für den menschlichen Geist kaum zu fassenden Großartigkeit tauchen hier vor unserm Auge auf und fast komisch muß es anmuten, will man heute dieses gewaltige Geschehen samt seinen Ursachen und Grundursachen durch sog. geometrische Überlegungen deduktiv zu erklären suchen.

Ähnliche Verhältnisse, wenn auch in kleinerm Maßstabe, lernen wir kennen in den Westalpen beim Studium der dortigen unterostalpinen Deckenreste. Bis über 100 km von der Wurzelzone entfernt, liegt der Südrand der dortigen Klippenzone längs dem Nordrand des helvetischen Deckenpaketes auf der Molasse; von den Gesteinen der letzteren meist nur durch wenige verschürfte Reste der höchsten helvetischen Decken getrennt. Auch hier muß man annehmen, daß die unterostalpinen Gesteine aktiv nur auf den Rücken des penninischen Deckenpaketes hinauf-

gewandert sind, daß sie von dort auf das schon weit ausgebildete, helvetische Faltenbündel abgeglitten sind und von diesem weiter hinaus auf die Molasse. Ein Teil der zweiten Bewegung mag zu Lasten tieferer, sich bewegender Decken fallen.

Nach Kober endet die Inntaldecke der nördlichen Kalkalpen östlich vom Inn im Kaisergebirge, also ungefähr nördlich der Stelle, wo, nach unserer Anschauung, in der Wurzelzone das östliche Ende des Silvretta-kristallins zu suchen sein kann; nördlich der Stelle, wo sich die Zone des Innsbrucker Quarzphyllits plötzlich stark verengert.

Im östlichen Teil der Kalkalpen ist von Norden gegen Süden, das heißt von unten nach oben, folgende Gliederung durchgeführt (Ampferer, Kober): Klippendecken, Frankenfelseerdecke, Lunzerdecke, Ötscherdecke. Nach Kober geht die Lunzerdecke wahrscheinlich über in die Allgäu-decke; die Ötscherdecke in die Lechtaldecke. Alle diese Decken zeigen, wie die besprochenen drei westlichen Deckenteilstücke, die voralpine Fazies des Mesozoikums. Sie sind oberostalpin. Fraglich ist, ob alle Decken westlich des Inns mit denen östlich des Inns parallelisiert werden können.

Zu den hochostalpinen Decken werden die Hallstätter- und die hochalpine Decke gezählt, die den Großteil der Kalkhochalpen der Ostalpen aufbauen. Wie oben schon bemerkt, sollen die hochostalpinen Decken zum obern Teil der nördlichen Grauwackenzone gehören. Die Verbreitung hochostalpiner Teile der Kalkalpen ist im Westen begrenzt durch das Saalachtal, im Osten geht sie bis zum Abbruch der Ostalpen gegen das Wienerbecken. Die hochostalpinen Kalkdecken zeigen schon Anklänge der Fazies an den östlichen Teil der Südalpen. Die Tektonik ist eine einfachere als die der voralpinen Kalkdecken. Große flache Deckschollen sind der herrschende Bautyp.

---

## VI. Die Südalpen

Die Nordgrenze der Südalpen haben wir des öftern hier schon kennen gelernt als sog. südalpine Grenze. Sie taucht wenig westlich von Biella aus den jungen Ablagerungen der Poebene hervor. Bei Ornavasso quert sie den Toce, erreicht ungefähr an der italienisch-schweizerischen Grenze das Westufer des Langensees. Weiterhin bildet sie ungefähr den südlichen Rand des Tessintals östlich Locarno, streicht dann hinein in die Val Morobbia, hinauf zum Passo S. Jorio. Die Trias von Dubino am Ausgang des Veltlins liegt in ihrem Verlauf. Sie bleibt dann weiter fast immer im untersten Teil des Nordhanges des untern Veltlins, um bei der großen Biegung dieses Tal zu queren und zu dem

Monte Padrio hinaufzuziehen. Bei Monno überschreitet sie den Oglio, streicht dann zur Paßlücke des Tonalepasses, um von dort der Tonalelinie weiter zu folgen. Längs der nördlichen Hälfte der Judicarienlinie, längs dem Nordrand des Brixenergranites haben wir sie weiter verfolgt. Bei Bruneck tritt sie in die Pustertalertriaszone ein, der sie folgt bis Sillian. Von hier tritt sie ins Gailtal ein, bleibt dann weithin am südlichen Hangfuß dieses Tales, folgt dann schließlich der Talsohle. Südlich Villach, am Nordfuß der Karawanken, liegt in ihrem Verlauf ein kleiner Tonalitstock. Sie muß dann in der Folge dem Südrand des Koschuta-USchowa-Triaszuges folgen. Östlich der Uschowa ist ihr Verlauf noch ungeklärt.

**Westlicher Teil.** Wir haben gesehen, daß im Norden verschiedene tektonische Elemente an diese Linie herantreten. Dasselbe ist auf der Südseite der Fall. Vom Nordrand des Adamello bis zur Sesia bildet die südalpine Grenze den Nordrand des insubrischen Kristallins. Wenig östlich der Sesia taucht das letztere unter seinen Mantel permischer Porphyre. Südlich der Tessinerkulmination ist auch die insubrische Zone axial aufgewölbt. Beiderseitig, gegen Westen und gegen Osten, sinkt sie zur Tiefe, wird dabei im Westen vor ihrem Abbruche an der Poebene noch von ihrer permischen Sedimenthülle überdeckt. Im Osten sehen wir nur noch den Mantel von Casannaschiefern, welcher das Altkristallin überwölbt. Die jüngeren, die permisch-mesozoischen Sedimente sind hier abgetragen. An beiden Enden, im Westen wie im Osten, erkennen wir aber den Antiklinalcharakter der insubrischen, kristallinen Zone. Das ist das, was oben schon hervorgehoben worden ist: Die insubrische Zone kann nicht die Wurzel einer alpinen Decke sein.

Vom Langensee gegen Osten ruht auf dem Südrande der insubrischen Zone ihr permisch-mesozoischer Sedimentmantel. Je nach den lokalen tektonischen Verhältnissen ist die Lagerung an der Grenze beider eine normale oder inverse, letzteres, wenn das Kristallin nach Süden zurückgestülpt ist. Auf die lokale Tektonik der insubrischen Zone und der darauf liegenden lombardischen Kalkalpen soll hier nicht weiter eingegangen werden. Eines möchten wir aber noch hervorheben: Im Südtessin ist eine Sedimentserie vom Lias bis hinauf ins Eozän; nicht lückenlos durchgehend, doch eine konkordante Folge; ohne Diskordanzen, die auf eine irgendwie bemerkbare Gebirgsbildung schließen lassen. Auch die Molasse ruht angenähert konkordant auf dem Flysch. Erst marines Mittelplozän greift transgressiv über die ganze ältere Serie über. Die Hauptdislokation fällt zwischen Ablagerung von Molasse und Mittelplozän. Nur der insubrische Zusammenschub macht sich im westlichen Teil der lombardischen Kalkalpen als Gebirgsbildung geltend. Nichts der oberostalpinen Gosau Entsprechendes konstatieren wir dort.

Die insubrische Zone darf auch aus diesem Grunde nicht als Wurzel der oberostalpinen Decke betrachtet werden.

Wandern wir hinüber in den östlichen Teil der lombardischen Kalkalpen, auf die Ostseite der Val Camonica. Es ist schon dargetan worden, daß dieser Teil durch den kristallinen Aufbruch der Val Trompia zweigeteilt wird. Die Falten des südlichen Teils biegen aus der Ost-Westrichtung um in die judicarisiche Streichrichtung. Von Malo am Noce nach Nordwesten stößt somit ein zweiter Hauptteil der Südalpen an die südalpine Grenze.

**Etschbuchtgebirge.** Im Gebirge zwischen Judicarienlinie und Etschtal machen sich zwei Systeme von Dislokationen bemerkbar. Dem ersten gehören Falten mit judicarischem Streichen an. Sie sind gegen Osten übergelegt. Scaglia ist am Baue derselben mitbeteiligt, sie sind also jünger als dieses Sediment. Die westlichen dieser Falten, Suess (178) hat sie auch als Flexuren bezeichnet, streichen längs der Westseite des Etschtales gegen NNO. Die südöstlichen derselben biegen im untern Etschtal, in der Gegend Rovereto und Trient, in die Richtung der Val Suganalinie ein.

Das zweite System von Dislokationen ist jünger als die eben erwähnten Falten. Eine Reihe nordsüdlich gerichteter Sprünge schneidet schiefwinklig dieselben. Sie erscheinen in der nördlichen Ecke des Etschbuchtgebirges, im Nonsberg, ziehen sich hinunter bis ins vicentinische Bergland. Im südlichen Teile biegen sie aus der NS-Richtung ab gegen SSO. Die Bruchlinie von Schio gehört hierher. Die untermiozänen Schioschichten sind von dieser Dislokation mitergriffen worden. Es handelt sich demnach wahrscheinlich um dieselbe Dislokationsphase, bei der weiter im Westen die ganze lombardische Schichtserie bis und mit der Molasse gefaltet worden ist. Mit andern Worten: Im Gebiet östlich der Judicarienlinie zeichnet sich eine Gebirgsbildungsphase ab, die weiter im Westen kaum zu bemerken ist, der im südlichen Tessin nur die Schichtlücke unter der Molasse entspricht. Die zweitjüngste Bewegung fällt ungefähr ins Oligozän. Eine weitere Zeit der Bewegung im Gebirge zwischen Judicarienlinie und Etsch wird angezeigt durch die Breccien und Konglomerate der Scaglia. Diese Konglomerate der obern Kreide greifen stellenweise auf weit ältere Gesteine über, so zum Teil auf bloßgelegten Schlerndolomit. Die Konglomerate scheinen aber, mindestens zu einem Teil, dem obersten Teil der Scaglia anzugehören. Die untere Scaglia ruht auf dem Biancone, der in dieser Gegend (Vacek [187]) bis ins Barremien hinaufreicht. Die Scaglia ist zum Senon zu rechnen. In der mittleren Kreide wäre demnach eine Schichtlücke. Weiter liegt zwischen Judicarienlinie und Etsch eine Faziesgrenze, die ein östliches Gebiet (Mendel bei Bozen) von einem westlichen (Brenta) scheidet; die also annähernd denselben Verlauf besitzt wie die Judicarien-

linie. Die judicarisische Richtung muß schon im frühen Mesozoikum angedeutet gewesen sein.

Die zwei Haupttatsachen nochmals rekapituliert: Im westlichen Teile von Südtirol kann man zwei Systeme von Dislokationen feststellen. Erstens ein Faltenbündel, welches von Westen und Südwesten her ins Gardaseegebiet eintritt, dessen westliche Stränge mit judicarischem Streichen bis weit nach Norden hinaufziehen; dessen östliche Stränge aus der judicarischen Richtung abbiegen in die Richtung der Suganalinie. Die Ausbildung dieser Falten, damit auch die der Suganalinie, fällt in die Zeit zwischen Ablagerung von Flysch und Untermiozän. Es ist die älteste eigentliche Gebirgsbildung des westlichen Südtirols. Zweitens ein Bündel von Bruchlinien, das sich von Norden gegen Süden fächerförmig ausbreitet. Die untermiozänen Schichten sind in diese Dislokation mit einbezogen. Sie entspricht demnach dem insubrischen Zusammenschub des Westens, der hier im Innern des Etschgebirges nur noch schwächere nordsüdliche Transversal-Verschiebungen längs diesen Bruchlinien erzeugt hat.

**Südalpiner Quarzphyllit und Quarzporphyrplatte.** Gegen Norden und Osten wird das Gebiet der Etsch durch die mächtige Platte des Quarzporphyrs von Bozen abgeschlossen. Dieselbe berührt mit ihrer nordwestlichen Ecke beinahe die Judicarienlinie bei Meran. Gegen Westen und Osten taucht die Quarzporphyrplatte unter die überliegenden jüngern Sedimente unter. Sie stellt ein flaches Gewölbe mit ungefähr nordsüdlicher Achse dar. Am Nord- und Südrand der Platte treten als Unterlage derselben die südalpinen Quarzphyllite zutage, da gegen Nord und Süd die Platte von der Mitte aus ansteigt. Die südliche Unterlage der Platte, der Quarzphyllit mit der darin liegenden Masse des oberkarbonischen Granites der Cima d'Asta und mit darin vorhandenen ältern Glimmerschiefern ist an der Suganalinie auf die vorliegenden mesozoischen Sedimente gegen Süden überschoben. Längs Teilen des Westrandes der Platte konstatiert man gegen Westen gerichtete schwache Faltung.

Die nördliche Unterlage der Platte, der Quarzphyllit von Brixen, ist gegen Norden abgeschlossen durch die langgestreckte Masse des Brixenergranites (der übrigens nicht nach Brixen reicht). Auch diese Granitmasse ist wahrscheinlich im Oberkarbon intrudiert, gehört also nicht zu den jungen sog. periadriatischen Eruptivgesteinen (Sander [126]). Mit dem Quarzphyllit steht der Granit in Primärkontakt. Anders sind die Verhältnisse am Nordrand des Granites. Von Meran fast bis Mauls berührt der Granit in Parallelkontakt den Gneis, und zwar immer denselben Horizont, der ausgezeichnet ist durch Einlagerungen von Kalken, Amphiboliten und Quarziten. Nirgends sind aber, wie am Südrande, Gänge vom Granit ins Nebengestein, oder Spuren von Kontaktmeta-



morphose festzustellen. Die Trennung von Granit und Gneis ist eine durchaus scharfe. Sodann geht diese Trennungslinie weiter gegen Osten in eine Bruchlinie über. Der Nordrand des Brixenergranites ist ein Stück der südalpinen Grenze.

Die Platte des Bozener Quarzporphyrs keilt sichtbar gegen Osten aus. Die gewaltigen Triasmassen Südtirols und des Cadore treten dann an ihre Stelle. Deren nördlicher Erosionsrand, durch wenig permische Gesteine vom unterliegenden Quarzphyllit getrennt, zieht von Villnöss nach Innichen ins Pustertal hinüber. Die Trennungslinie von Quarzphyllit und Perm ist vielerorts eine überaus scharfe, da das Perm dem ersteren diskordant aufliegt, diese Diskordanz durch die Dislokationsvorgänge verschärft worden ist. Deswegen ist aber doch der Quarzphyllit die ursprüngliche Unterlage dieses Perms. Nur Verschiebungen kleinern Maßstabes können zwischen beiden Gesteinen stattgefunden haben. Unmöglich kann die Annahme von P. Termier (182, Dez. 1922) richtig sein, daß diese Grenzfläche als alpin-dinarische Grenze (nach unserer Definition als südalpine Grenze) aufzufassen sei. Die Platte des Bozener Quarzporphyrs, dann die östlich anschließende Masse permisch-triadischer Gesteine soll als Überschiebungsdecke über dem Quarzphyllit liegen, soll als „traineau écraseur“ die Alpen überschritten haben. Unter seinem Drucke soll sich das alpine Deckenpaket gebildet haben. Heute wie vor 20 Jahren vertritt Termier diese Ansicht, aber auch heute noch ist dieselbe so unrichtig wie damals. Den Brixenerquarzphyllit rechnet Termier zu den Alpen. Er spricht überhaupt nur allgemein von Pustertaler Quarzphyllit; faßt damit den Quarzphyllit des Turntaler, welcher nördlich der südalpinen Grenze liegt, mit dem von Brixen zusammen. Das widerspricht aufs schärfste den Tatsachen. Trotzdem ist diese Ansicht auch von andern Forschern geäußert worden (Heritsch [77, 80]). Die Quarzphyllite dieser beiden Gebiete sind petrographisch voneinander verschieden, sind schon im Handstück gut voneinander zu unterscheiden (M. Furlani [43]). Dann sind die Brixener- oder südalpinen Quarzphyllite stark von basischen Eruptivgesteinen durchsetzt, welche dem Turntalerphyllit vollständig fehlen. Die tektonische Trennung der beiden Phyllitzonen ist eine derart scharfe und ausgeprägte, daß ein Versuch der Zusammenfassung derselben als etwas fast Unbegreifliches erscheint. Denn, der westliche Ausläufer einer ganzen, mächtigen Gebirgszone schaltet sich zwischen dieselben ein; der westliche Ausläufer des karnischen Gebirges.

Eine schmale, spitze, gegen Westen ausgehende Zone des karnischen Gebirges, die im Norden durch die eingeklemmten Fetzen von Mesozoikum der Pustertaler Störungszone begrenzt ist, scheidet die beiden Phyllitzonen, die alpine von der südalpinen. Dieser karnische

Keil ist aufgebaut aus paläozoischen Schiefen und silurischen Bänderkalken, welche letztere den beiden Phyllitzonen fremd sind.

**Das karnische Gebirge.** Damit kommen wir zur Besprechung des karnischen Gebirges, das als neues Glied vom Pustertal bis an den Karawanken-Nordfuß südöstlich von Villach, von Süden her an die süd-alpine Grenze herantritt. In den karnischen Alpen kann man das Relikt eines alten herzynischen Gebirgszuges erkennen. In ungewöhnlicher Klarheit sind in demselben die Spuren karbonischer Faltung erhalten, insbesondere in der mittleren Zone, südlich des mittleren Gailtales. Das Gebirge setzt sich dort zusammen aus einer Anzahl steil südfallender Schuppen silurischer und devonischer Gesteine. Diese Schuppen sind zum Teil abgetragen worden. Dann ist auf den bloßgelegten Köpfen derselben Oberkarbon abgelagert worden, Quarzkonglomerate, Tonschiefer, Grauwacken, Sandsteine, mit Einlagerungen dunkler Fusulinenkalken, also terrestrische Sedimente in Wechsellagerung mit marinen. Die Transgressionsfläche, auf der dieses Oberkarbon zum Absatz kam, besitzt heute im großen eine schwache Neigung gegen Osten. In einzelnen Teilen, besonders in den mittleren, ist das herzynisch gefaltete Gebirgsstück kaum mehr von der jungalpinen Faltung beeinflusst worden. Dagegen ist es an seinen beiden Enden im Westen und im Osten von der jungen Faltung noch ergriffen. Im Westen ist es von den südlichen Teilen des andrängenden südalpiner Blockes zu einem Paket steilstehender Falten zusammengedrückt, dabei in die Höhe gepreßt worden. Im Osten hat derselbe Block der Südalpen das alte Gebirge gegen Nord überfahren und in die Tiefe gedrängt. Daher das axiale Einfallen von Westen gegen Osten, derart, daß im Westen nur die tiefsten, die silurischen Sedimente vorhanden sind, daß sich weiter gegen Osten in den Mulden über den letzteren die devonischen Kalken einstellen, daß noch mehr im Osten die ersten der transgredierenden Karbonschollen erscheinen, daß sich diese letzteren gegen Osten zu größerer zusammenhängender Masse zusammentun.

Über die Art der nördlichen Abgrenzung des karnischen Gebirges sind wir heute noch nicht völlig im klaren. Eine Anzahl Forscher nimmt an, das Gailtalerkrystallin, Glimmerschiefer und Quarzphyllite, bilde die normale Unterlage des karnischen Paläozoikums. Wir möchten hier an der andern Ansicht festhalten, nämlich der, daß die beiden Gesteinsserien nicht durch stratigraphische Wechsellagerung ineinander übergehen, sondern, daß der Kontakt ein tektonischer ist. Gegen diese Annahme spricht auch nicht allfällige Wechsellagerung an der Grenze beider Gesteinsserien. Daß diese Nordgrenze des karnischen Paläozoikums eine wichtige tektonische Grenze ist, dafür spricht schon ihr prachtvoll geradliniger Verlauf. Das Gailtalerkrystallin ist aber auch gegen Norden, gegen die Trias des Drauzuges, scharf abgegrenzt. Es ist ein Zwischen-

stück zwischen der Wurzel des oberostalpinen Teils der nördlichen Kalkalpen und der südalpinen Grenze. In seiner Verlängerung gegen Osten liegt der Schieferzug von Eisenkappel, den wir als Wurzel der hochostalpinen Decke angesprochen haben. Es ist der gegen Westen auskeilende, gegen Osten untertauchende kristalline Kern der hochostalpinen Decke. Das ist eine vorläufige Erklärung der Verhältnisse.

Im Süden lehnen nördlich vom Fellatal, dann nördlich der Pontebbana, die permotriadischen Gesteine der Südalpen mit steilem Kontakt an das karnische Paläozoikum. Bei Paularo liegen sie flach südfallend, aber diskordant auf karnischem Silur. Noch weiter westlich, im Val di S. Pietro und im Canale di Gorto ist die Berührungsfläche, sie ist hier durchaus scharf und tektonischer Natur, wieder steiler gestellt. Noch mehr westlich, im Comelico, schaltet sich zwischen den Nordrand der Südalpen und das karnische Gebirge eine gewaltige, komplex gebaute Quarzphyllit-Antiklinale ein, die wie der Brixenerquarzphyllit normale Unterlage der südalpinen permo-triadischen Platte ist. Die Südabgrenzung des karnischen Gebirges ist eine relativ scharfe. Beurteilt man die Gesamtheit der Verhältnisse, so wird man dasselbe im allgemeinen nicht als normale Unterlage der südalpinen Platte annehmen dürfen. Wo die letztere das karnische Gebirge berührt, ist sie an dasselbe herangeschoben worden, hat die südliche Grenzfläche desselben steilgestellt. Oder sie ist auf das karnische Gebirge wenig aufgeschoben worden.

Das karnische Gebirge ist aber ein Teil der Südalpen. Von den Alpen ist es so scharf getrennt, wie der südalpine Quarzphyllit. Auf keinen Fall darf es als Teilstück einer alpinen Decke aufgefaßt werden. Das karnische Gebirge keilt gegen Westen aus, ist aber zugleich an seinem Westende noch mit dem südalpinen Quarzphyllit zusammengefaltet, derart, daß in dieser Verfaltungszone die Auseinanderhaltung der beiden Gesteinskomplexe schwer wird. Die Trennung des karnischen Untersilurs vom Quarzphyllit wird noch durch den Umstand erschwert, daß gegen Westen die Gesteine des ersteren allmählich stärker metamorph werden, bis sie schließlich fast dieselbe Beschaffenheit erlangen, wie die Quarzphyllite. Das hängt zusammen mit der starken Zusammenpressung des Westendes des karnischen Gebirges. Das karnische Gebirge ist ein relativ selbständiger Teil der Südalpen. Von der Hauptmasse der Südalpen unterscheidet es sich durch sein Baumaterial silurischer bis karbonischer fossilführender Gesteine, dann durch seine alte herzynische Struktur, insbesondere durch die diskordante Auflagerung des Oberkarbons. Seine östliche Fortsetzung, wenn auch vielleicht nicht die direkte, ist das Fenster karboner Gesteine im obern Savetal, am Südhang der Karawanken, dann der paläozoische Aufbruch des Seeberges zwischen Steinalpen und Koschuta-Triaszug.

**Östliche Südalpen, Verhältnis zu den Dinariden.** Gehen wir in der Betrachtung des südalpinen Baues einen Schritt weiter. Wir folgen hier in der Hauptsache Ausführungen von F. Kossmat (98). Schon eingangs dieser Arbeit ist erwähnt worden, daß von der Saveebene her einzelne einfach gebaute Antiklinalen in den Raum südlich der südalpinen Grenze hineintreten. Die südlichste derselben ist die Antiklinale von Littai (östlich von Laibach). Zusammen mit der nördlich davon gelegenen Antiklinale von Trojana bildet sie ein tektonisches Element, eine Doppelantiklinale. Karbonische Gesteine bilden die Kerne beider Teilantiklinalen. Gegen Westen hebt sich die trennende Synklinale aus dem Terrain heraus, die Doppelantiklinale wird zur einfachen, nimmt dabei einseitigen Bau an, wird nach Süden überliegend. Schon 20 km westlich von Laibach, im Meridian von Pölland ist eine Decke mit über 25 km Südüberschiebung vorhanden. Von Ober-Laibach bis hinauf nach Pölland, dann weiter westlich vom Birnbaumerwald nach Ober-Idria sind Halbfenster aus dieser Decke ausgebrochen, in welchen bis über 15 km von dem Stirnrande weg die Unterlage jüngerer Gesteine aufgeschlossen ist. So schnell diese Pöllander-Karbondecke von Osten gegen Westen sich aus einer Antiklinale zur Decke entwickelt hat, so schnell verkümmert sie wieder weiter gegen Westen. Bei Görz ist keine, oder fast keine Südüberschiebung mehr zu konstatieren. Am Westrande des Pöllander Halbfensters ist nur noch ein schwächtiger Kern karbonischer Gesteine zwischen den unterliegenden triadischen Gesteinen, welche gegen Osten in die Trias übergehen, die normal der Littai Antiklinale aufliegt, und den überliegenden permisch-mesozoischen Gesteinen. Das Perm und die Werfenerschiefer des Sairacherberges, darüber die Trias östlich und westlich der Idria, darüber Jura und Kreide des Ternovanerwaldes, dann die Flyschmassen nördlich des untern Isonzo bilden eine normale Aufeinanderfolge von Osten gegen Westen. Im Halbfenster von Idria fehlt schon der Karbonkern der Pöllanderdecke. Trias liegt dort über Kreide und Flysch. Die normale Sedimentfolge über dem Karbonkern bildet weiter westlich also die ebenfalls normale Unterlage des dinarischen Flysches. In der Kolovratantiklinale und in der Aufwölbung des Matajur südlich Tolmein und Karfreit tauchen nochmals die mesozoischen Gesteine des Ternovanerwaldes hervor, bilden die letzten einfach gewölbten Ausläufer der Pöllanderdecke.

Die Deckscholle von Pölland besitzt die Form eines Dreiecks, dessen Basis in ostwestlicher Richtung, in der Fortsetzung der Littai-Trojanaantiklinale verläuft; dessen Spitze nördlich vom Birnbaumerwald gelegen ist. Die Hauptbewegung hat von Nord gegen Süden stattgefunden. Die Hauptschubrichtung war demnach eine alpine. Der südwestliche Rand der Deckscholle folgt dem dinarischen Streichen in SO-NW-Richtung. Vor der äußersten Stirn der Deckscholle ist im Gebiet

des Birnbaumerwaldes auch der Untergrund zu einer kurzen süd-schauenden Deckfalte zusammengeschoben worden. Die Deckscholle von Pölland kann nicht zu den Dinariden gerechnet werden, da ihre östliche Fortsetzung in die Saveebene hinausstreicht. Sie ist aber an ihrem Westrande noch von der dinarischen Faltung ergriffen worden, ist dort von Brüchen mit dinarischer Richtung durchsetzt. Sie ist ein Zwischenstück, in einer frühen Phase alpin gefaltet, das in einer spätern Phase die dinarische Faltung aufgefangen hat.

Nördlich der besprochenen Karbondeckscholle von Pölland erscheint ein Aufbruch älterer paläozoischer Gesteine mit ostwestlich verlaufender Achse. Er bildet den Untergrund sowohl der Karbonscholle als auch der nördlich folgenden julischen Alpen und der Steiner Alpen.

Östlich der Save ist die Platte der Steiner Alpen auf den Aufbruch des Kranski-Reber aufgeschoben. Dieses Fenster altpaläozoischer und kristalliner Gesteine besitzt eine merkwürdige quere Stellung, mit gegen NNO verlaufender Achse. Anzeichen ost-westlicher Bewegung machen sich in diesem Teile der Südalpen geltend, gleichwie im Südostrand der Pöllander Karbondecke. Westlich der Save ist die Aufbruchzone altpaläozoischer Gesteine zweigeteilt. Das nordöstliche Teilstück ist von Norden her überschoben durch den Südrand der Hauptmasse der julischen Alpen. Von Süden ist der Nordrand der Karbonscholle von Pölland wenig auf die altpaläozoischen Gesteine gegen Nord zurückgelegt. Das südwestliche Teilstück des paläozoischen Aufbruchs ist überschoben von einer tiefern Scholle mesozoischer Gesteine der julischen Alpen, während sein Südrand selbst auf die Karbonscholle hinübergreift. Bei Kirchheim taucht das südwestliche Teilstück der altpaläozoischen Gesteine gegen Westen unter. Sein Südrand geht in die Überschiebungslinie Kirchheim-Karfreit über, die dann weiterhin ihre Fortsetzung in der sog. „Frattura periadriatica“ hat. An dieser Überschiebungslinie ist die Gesamtmasse der julischen Alpen auf das südlich vorliegende Gebiet, also auf die Ausläufer der Pöllander Karbonscholle und der dinaridischen Faltenzüge überschoben. Die dinaridischen Falten werden durch diese Überschiebungslinie abgeschnitten, nachdem sie vorher schon durch die Pöllanderdeckscholle aufgefangen und abgeschwächt worden sind. Dort, wo die dinarischen Faltungsreste an die Überschiebungslinie herantreten, ist der Südabbruch der Julischen Alpen durch eine Reihe von Überschiebungslinien, die über der genannten Kirchheimer Überschiebung liegen, in eine ganze Anzahl von Schuppen zerlegt. Der Zusammenschub der südlichen Kalkalpen ist an dieser Stelle, also in der Isonzogegegend, am kräftigsten. Das ist wieder eine Interferenzerscheinung zwischen den beiden verschieden gerichteten Faltungen der Südalpen und der Dinariden. Die dinarisch gerichtete Faltung (gegen Südwest) ist durch die nordsüdlich gerichtete alpine Faltung geschwächt

worden, umgekehrt wurde die südalpine Faltung durch die dinaridische verstärkt.

**Südalpine Störungslinien.** Über der Kirchheimer Überschiebungslinie tritt hauptsächlich eine weitere Überschiebungslinie stark hervor, die sog. Krn-Überschiebung, längs welcher die Hauptmasse der julischen Alpen auf den nordöstlichen Teil des paläozoischen Aufbruchs westlich der Save, dann weiter westlich auf die tiefern mesozoischen Schuppen hinüberbewegt worden ist. Diese Überschiebungslinie läßt sich gegen Westen hin voraussichtlich bis an die Val Suganalinie verfolgen, während die tiefere Kirchheimer Überschiebung und die „Frattura periadriatica“ in der Linie von Belluno sich wiederfinden lassen. Damit ist nun nicht gesagt, daß man die beiden Überschiebungslinien auf der ganzen Strecke als scharf ausgeprägte tektonische Grenzen auffindet. Denn: Sobald man aus der Region stärkster Zusammenpressung am Isonzo gegen Westen hinausgerät in Gebiete geringeren Zusammenschubs der Südalpen, so klingen nicht nur die kleineren Überschiebungslinien aus, die größeren nehmen ebenfalls einen anderen Charakter an. Die scharfen, tiefgreifenden Schubflächen verwandeln sich in ein aufgelöstes System kleinerer Schubflächen, die einander gegenseitig ablösen. Vielfach erscheint neben der Überschiebung auch nur noch schwache Faltung. Das ist der Typ der Störungslinien Südtirols. So ist zum Beispiel die Villnößlinie, welche von Klausen ins Comelico hinüberzieht, beschaffen. Sie setzt sich zusammen aus einem System intermittierender, steilgestellter Schubflächen, auf denen die Bewegung gegen Süd gegangen ist. Stellenweise tritt an Stelle dieser Schubflächen eine Falte mit regelrechter Stirn. Vielfach geht das ganze Störungssystem nur in eine Flexur über. Kurz, die Beträge der horizontalen Verschiebung werden manchmal recht klein. Werfen wir noch einen Blick auf die schon mehrmals erwähnte Überschiebungslinie der Val Sugana. Die Quarzphyllitmasse, welcher der Bozener Quarzporphyr aufliegt, samt der darin liegenden Granitmasse der Cima d'Asta, ist längs derselben auf die südlich vorliegenden mesozoischen und alttertiären Gesteine überschoben worden. Noch im Bereich der Val Sugana klingt diese Überschiebungslinie gegen Westen vollkommen aus, geht über in einfach gebaute Falten, welche noch östlich der Etsch aus der SW-Richtung in die judicarische Richtung einschwenken. Gegen Osten klingt die eigentliche Überschiebung bei Agordo im Tal des Cordevole aus. Die Quarzphyllite verschwinden in der Tiefe. Die Überschiebungslinie geht über in zwei der schon beschriebenen Systeme intermittierender Bewegungsflächen. Das südliche derselben zieht über Longarone hinüber, hat seine Verlängerung in der Krn-Überschiebung des Isonzo. Der nördliche Zweig derselben erreicht über Pieve di Cadore, Comeglians den Südrand der karnischen Alpen.

**Steiner Alpen und julische Alpen.** Nun noch einige Worte über die Steiner Alpen und die julischen Alpen. Die Steiner Alpen gehören einer dreieckförmigen Platte triadischer Gesteine an, die einerseits gegen Südwesten auf ihre westliche Fortsetzung überschoben ist, die andererseits gegen Südosten auf den paläozoischen Aufbruch des Kranski Reber hinübergetreten ist. Dann ist diese Platte gegen Nord auf die paläozoische Gesteinsserie des Seeberges aufgeschoben, diese wieder ist der südalpinen Grenze unterschoben. Der Untergrund unter der Triasplatte der Steiner Alpen ist in zwei Richtungen zusammengeschoben worden, so daß diese Platte allseitig über denselben hinausgetreten ist. Gegen Osten haben wir die Verlängerung der Steiner Alpen in der Saveebene zu suchen. Auf keinen Fall dürfen wir dieselben zu den Dinariden rechnen, denn sie sind von den letzteren noch durch die Pöllanderdecke getrennt. Die Julischen Alpen sind von Kossmat (98) untersucht worden. Dieser Forscher hat oberhalb der besprochenen Krn-Überschiebung das Vorhandensein von Schuppen nachgewiesen, von denen je eine höhere östliche auf die tiefere westliche überschoben worden ist. Also auch hier wieder Anzeichen eines Schubes in Ostwestrichtung, desselben Schubes, der von der pannonischen Masse ausgehend im östlichen Teil der Ostalpen die Decken gegen Westen bewegt hat. Es ist der Schub in westkarpatischer Richtung, dessen südliche Ausläufer hier zu konstatieren sind.

**Bewegungsvorgänge im östlichen Teil der Südalpen.** Etwas über die Bewegungsvorgänge in dem östlichen Teil der Südalpen. (Bei der Untersuchung der paläozoischen Aufbrüche südlich der julischen und der Steiner Alpen ist das Vorhandensein der sog. Pseudogailtalerfazies der ladinischen Stufe der Trias festgestellt worden. Dieser Teil der Trias ist dort, verschieden von andern Teilen der Südalpen, in mergeliger bis schiefriger Fazies ausgebildet, in einer Beschaffenheit, die starke Ähnlichkeit mit der der unterliegenden paläozoischen Gesteine zeigt. Es ist daraus mit Recht auf das Vorhandensein einer ostwestlich verlaufenden Schwelle in diesem Gebiete oder in der Nähe desselben zur Zeit der mittleren Trias hingewiesen worden; einer Schwelle, auf welcher Material der paläozoischen Gesteine aufgearbeitet wurde.)

Im Gebiete der Steiner Alpen sind mesozoische Sedimente jünger als Trias nicht bekannt. Dagegen kennt man aus den julischen Alpen, aus dem Wocheiner Kamm, eine durchgehende Schichtfolge von tieferer Trias bis wahrscheinlich in den untern Dogger. Über derselben folgen transgressiv auf älterm, gestörtem, tief erodiertem Untergrund mächtige Breccien des obern Jura (Winkler [192]). Das beweist, daß diese innere Zone der julischen Alpen schon im mittleren Jura die ersten kräftigen tektonischen Störungen erlitten hat. Es folgen dann weiter nach außen, gegen das südliche Vorland hin, Verhältnisse, die darauf schließen lassen,

daß die Krn-Überschiebung vorsenones Alter besitzt. Es deutet darauf hin die Verteilung der Breccien an der Basis des Senons, welche wiederum auf ein vorhandenes Gebirgsrelief abgelagert worden sind. An der Kirchheimer Überschiebung ist der tiefste Teil der julischen Platte auf eozänen Flysch überschoben. Dann findet sich am Wocheiner See eingefaltetes Oligozän. So ziemlich alle der hauptsächlichen, energischen alpinen Bewegungsphasen lassen sich auf diesem relativ kleinen Raume demnach nachweisen.

**Zusammenfassung.** Fassen wir das Vorhergesagte über die Südalpen nochmals kurz zusammen:

Die Südalpen sind gegen Norden, gegen die eigentlichen Alpen, durch die südalpine Grenze abgeschlossen. Verschiedene Stücke der Südalpen stoßen an diese Grenzlinie: Zuerst im Westen, von der Sesia bis zur Judicarienlinie die insubrische Zone. Dann längs der nördlichen Fortsetzung der Judicarienlinie die Fortsetzung des südlichen Teils der lombardischen Kalkalpen. Auch diese Zone keilt aus, und zwar am Brixenergranit. Dann die Hauptmasse des Brixener Quarzphyllites. Dann die karnischen Alpen. Von der Sesia bis hinüber zum Bacher ist die Grenzfläche zwischen Alpen und Südalpen unter dem Andrange der südalpinen Gesamtmasse steilgestellt bis überkippt worden. Diese Steilstellung ist aber nicht überall gleichzeitig erfolgt. Im Teile westlich der Judicarienlinie liegt sie zeitlich am wenigsten weit zurück. Sie geschah dort nach der Ablagerung der Molasse und vor derjenigen des Mittelpliozäns. Man mag sie also ungefähr an die Grenze von Miozän und Pliozän setzen. Östlich der Judicarienlinie ist sie sehr wahrscheinlich älter, datiert dort aus der Zeit zwischen der Ablagerung von Molasse, resp. Schioschichten und Flysch. Ob sie im äußersten Osten, in den Karawanken noch älter ist, ist heute, wie es scheint, noch nicht sicher zu entscheiden. Die Verhältnisse südlich Windischgrätz lassen es aber wahrscheinlich erscheinen, daß der Bau der nördlichen Karawankenzone in seinem jetzigen Aussehen zum Teil schon vorgosauisch ist. Sicher ist, daß die großen tektonischen Bewegungen am südlichen Alpenrand nicht alle überall in derselben Stärke gewirkt haben. Darüber mehr im zweiten Teile dieser Arbeit.

Die Gesamtmasse der Südalpen ist als mächtige Scholle gegen die Alpen angedrängt worden, hat das alpine Land gefaltet, zu einem Paket von Deckfalten umgeformt, hat sich schließlich in den Rückenteil des alpinen Deckenpaketes eingebohrt, dabei stellenweise die rückliegenden Teile dieses letzteren gegen Norden überfahren. Kaum ist aber diese Überschiebung an einer Stelle eine solche gewesen, daß etwa in beträchtlichem Maße die heutige südalpine Grenze überschritten worden wäre. Kein dinarischer oder südalpiner „traineau écraseur“ ist je über den heute sichtbaren Teil der Alpen hinweggegangen. Auf der ganzen



Strecke von der Sesia bis ans Westende der Karawanken ist überhaupt keine Stelle vorhanden, an welcher die südalpine Platte, oder auch nur ein Teil derselben, nur wenig auf den Rücken des jetzt zutage tretenden Teils des alpinen Deckenbündels hinaufgetreten sein kann. Der Angriffspunkt der südalpinen Scholle lag in der Tiefe. Die Verhältnisse waren derartige, wie sie E. Argand (16) in einem schematischen Profil der Westalpen in der insubrischen Dislokationsphase so wunderbar treffend dargestellt hat (Fig. 10). Die südalpine Scholle als Kopfstück der adriatischen Scholle ist als Ganzes nach Nordwesten vorwärts geschoben worden, hat dabei vor sich her und nicht unter sich das alpine Deckenpaket aufgetürmt. Dann mag vielleicht das letztere von der weiter vordrängenden südalpinen Scholle, der wir, in roher Schätzung, 20 bis 40 km Mächtigkeit zuschreiben mögen, noch wenig deformiert worden sein; derart, daß Teile des alpinen Deckenpakets, welche heute südlich der südalpinen Grenze tief unter der Erdoberfläche liegen, von der Scholle überholt wurden. Das wäre im Großen derselbe Mechanismus, den wir im kleineren Maßstabe aus dem westalpinen Penninikum kennen, aus der Umformung der Decke IV durch Decke V. In diesem Sinne sind die Profile Fig. 10—13 aufzufassen. In diesem Sinne wird mindestens die Hypothese von Termier, die Hypothese vom südalpinen „traineau écraseur“ zu modifizieren sein. Die südalpine Scholle ist als Ganzes gegen Norden vorgestoßen, im Detail ist sie selbst gefaltet worden und zwar ist dabei die Faltung gegen Süd gerichtet gewesen.

Es war also Nordbewegung der ganzen, mächtigen Scholle; eine Nordbewegung, die wir heute nur mehr aus dem Baue des alpinen Deckenbündels herauslesen können, die auf tiefliegender Fläche vor sich ging. Der Rücken dieser Scholle ist zusammengeschoben worden, zu einem Paket südwärts überliegender Schuppen. Dieser Zusammenschub im Detail ist im Vergleich zur Schubweite der Gesamtscholle recht gering. Nur im Isonzogeblende erreicht er einigermaßen wesentliche Beträge. Im ganzen entspricht er einer leichten Zusammenstauchung des Kopfes der adriatischen Scholle, während im Zusammenschub des alpinen Deckenpaketes der Betrag der Wanderung gegen NW dieser ganzen Scholle aufgezeichnet ist. Damit ist das Verhältnis von Alpen und Südalpen charakterisiert (siehe Fig. 10, 11, 12, 13). Ohne weiteres ergibt sich bei dieser Betrachtungsweise die Forderung einer scharfen Grenze zwischen den beiden großen alpinen Einheiten. Mesozoische Sedimente müssen nicht tief in dieselbe eingreifen. Sie ist zur Hauptsache eine Rutschfläche. Und diese Grenze ist in Wirklichkeit vorhanden in Form der südalpinen Grenze. Sie scheidet zwei Gebiete mit völlig verschiedenem Bautyp. Daran sollte heute kein Zweifel mehr möglich sein. Die steilgestellte Wurzelregion der kristallinen Decken der Alpen, dann die mächtige, meist relativ flach liegende Platte der südalpinen mesozoischen

Gesteine sind zwei schroffe Gegensätze. Sodann steht eine ungeheuer starke nordgerichtete Faltung der Oberfläche des alpinen Raumes schwacher aber immer gegen Süd gerichteter Faltung der einzelnen Teile der südalpinen Oberfläche gegenüber. Es ist schon von Suess im „Antlitz der Erde“ das Wesen der südalpinen Grenze in aller Schärfe definiert worden. Der Bestand einer solchen Trennungsfläche zwischen Alpen und Südalpen ist später von andern Forschern wieder angezweifelt worden, weil sie nicht immer ohne weiteres in die Augen springt. Wer in kristallinen Deckengebieten tektonische Untersuchungen durchgeführt hat, wird aber wissen, daß gerade dort, wo die hauptsächlichsten tektonischen Grenzen durchgehen, dort, wo nach menschlicher Voraussicht die stärksten Störungen zu erwarten sind, vielfach diese Grenzen und Störungslinien nicht besonders hervortreten. Denn es handelt sich in solchen Fällen meistens um Grenzen zwischen kristallinen Schieferen, um Mulden innerhalb solcher. Meistens waren in denselben ursprünglich Pakete mesozoischer Sedimente vorhanden, die im Verlaufe der Dislokationsvorgänge aus diesen Grenzen hinausgequetscht worden sind. Je stärker die Wirkung der tektonischen Vorgänge war, desto mehr sind die mesozoischen Sedimente aus den Mulden herausgepreßt, desto weniger sind die Mulden als solche erkennbar. Manchmal sind es Bewegungsflächen, die sich unterhalb der mesozoischen Hülle ausgebildet haben. Man darf in vielen Fällen sagen: Je stärker die Komplikation in einem Gebiete großer kristalliner Decken ist, um so einfacher wird bei flüchtiger Untersuchung der Bau dieser Gebiete erscheinen. Dasselbe muß für die südalpine Grenze gelten, dort, wo südalpines Kristallin mit dem Kristallin der alpinen Wurzelzone in Berührung kommt.

Man betrachte auf der tektonischen Karte einmal den Verlauf der südalpinen Grenze vom Langensee bis zur Judicarienlinie, dann hauptsächlich vom Brenner bis zum Bachergebirge. Auf ungefähr 300 km Länge ist im zweiten Falle die Grenze fast vollständig gerade. Man suche eine zweite Linie von solcher Einfachheit, Geschlossenheit und Wucht im Gebiete der Alpen. Man wird keine finden. Weil eben die südalpine Grenze eine tektonische Grenze höchster Ordnung darstellt, eine Grenzfläche, welche tief unter die Erdoberfläche hinabgreifen muß.

Die östliche Fortsetzung der Südalpen liegt in der pannonischen Senke, im Zwischengebirge. Die Südalpen sind deshalb ein Stück Zwischengebirge. Aus rein tektonischen Erwägungen heraus muß man zu diesem Schlusse kommen. Man kommt aber auch von anderer Grundlage aus auf denselben Schluß. Betrachten wir die Verteilung der jüngsten südeuropäischen Eruptivgesteine. Dieselben halten sich in ihrem Auftreten an die Ränder der Zwischengebirgssenkten. Sie folgen dem Karpathensüdrand, dann weiterhin dem Ostrand der Alpen, ziehen

sich dann längs der südalpinen Grenze gegen Westen, treten dann auf die Westseite des Apennins. Den Dinariden fehlen sie, sie fehlen auch auf der adriatischen Seite des Apennins. Die Vorkommen: Tonalit des Adamello, Bergellergranit an der südalpinen Grenze; Monzoni inmitten der südalpinen Platte; Euganeen am Südrande der Letzteren; dann die Andesite und Dacite im Osten der Steinalpen sprechen dafür, daß die gesamten Südalpen zum Zwischengebirge gehören. Es ist von P. Niggli (110) gezeigt worden, daß atlantische Eruptiva meist an die Innensenke, an das Zwischengebirge gebunden sind. Die Eruptiva von Predazzo und Monzoni besitzen typisch atlantischen Charakter. Wir können hier nicht näher auf diese Verhältnisse der magmatischen Differentiation eingehen. Es ist uns aber auch von P. Niggli persönlich mitgeteilt worden, daß er die Zurechnung der Südalpen zum Zwischengebirge aus den eben erwähnten Gründen gut für möglich halte.

Kober (93, 95) hat versucht, das Verhältnis zwischen Alpen und Dinariden zu erklären. Er hat eine scharfe Trennung zwischen Alpen und Südalpen angenommen. Eine sog. Narbe soll die beiden Gebirge scheiden. Was diese Narbe eigentlich ist, wie sie beschaffen ist, ist dabei aber nicht ganz klar. Im Osten soll die Narbe die Wurzel der obern ostalpinen Decken enthalten, weiter im Westen die Wurzeln der ostalpinen Decken überhaupt. Die Narbe soll auch junge Eruptiva enthalten. Sobald man die Verbreitung der einzelnen Decken berücksichtigt, sobald man feststellt, daß die jungen Eruptivgesteine nicht an eine solche genau begrenzte Zone gebunden sind, wird die Annahme einer solchen Narbe etwas Überflüssiges. Wir können für jede Decke ihre Wurzelzone nachweisen. Wir müssen fordern, daß die einzelnen Wurzelstücke gegen Westen auskeilen, und diese Forderung ist auch in der Natur erfüllt. Die Narbe muß nicht vorhanden sein und ist nicht vorhanden.

Dinariden und Südalpen werden von Kober zu einem System von Decken zusammengefaßt. Er unterscheidet 1. die adriatische Außenzone, 2. die unterdinarischen Decken, 3. die oberdinarischen Decken, 4. die hochdinarischen Decken.

1. Die adriatische Außenzone soll enthalten: Wahrscheinlich die lombardischen Kalkalpen, das Etschbuchtgebirge ohne Brenta, dann das Gebirge südlich der Suganalinie; weiter den Flysch des Triestiner Karstes, welcher unter die Kreide-Jura-Decken des Ternovanerwaldes untertauchen soll. Im Westen faßt dabei Kober völlig getrennte tektonische Elemente zu einer Einheit zusammen. Es sollen Suganalinie und Teile der Pöllander Überschiebung zusammengehören. Das kann nicht der Fall sein. Der Flysch des Triestiner Karstes taucht wohl stellenweise unter die Jura- und Kreidesedimente des Ternovanerwaldes unter, er bedeckt aber anderseits an andern Orten dieselben Sedimente.

Das rührt davon her, daß es hier eben keine Decken mit dinarischem Streichen mehr gibt, sondern, wie früher erläutert worden ist, eine Pöllanderdeckscholle mit alpinem Streichen, welche an den schwachen dinaridischen Flyschwellen ausklingt, derart, daß der Flysch der letzteren im südlichen Teil unter die Pöllanderdecke hineingreift, weiter nördlich aber dieselbe bedeckt.

2. Zu den unterdinarischen Decken rechnet Kober die Pöllanderdeckscholle. Wie er sich die Verhältnisse dieser Decke gegen Westen denkt, ist nicht klar. Sicher ist dagegen, daß dieselbe in Wirklichkeit in die adriatische Außenzone Kobers übergeht, in derselben sich verliert. Sicher ist ebenfalls, daß dieselbe nicht in eine Decke mit dinarischem Streichen übergeht, sondern daß sie, zu einfachen Antiklinalen umgewandelt, in die Saveebene hinausläuft. Nach oben ist die Pöllanderdecke durch die Kirchheimer Überschiebung abgeschlossen, welche demnach nach Kober nördlich der Suganalinie durchziehen müßte. Das letztere steht mit den Tatsachen in scharfem Widerspruch.

3. Oberdinarische Decken erreichen nach neuerer Ansicht von Kober vielleicht nicht mehr das alpine Gebiet.

4. Als hochdinarische Decken werden aufgefaßt das karnische Paläozoikum, das Paläozoikum der Seebergkette nördlich der Steiner-alpen, die Aufbrüche paläozoischer Gesteine südlich der julischen und der Steiner-alpen, dann das Mesozoikum, das im Westen über der Krn-Überschiebung, weiter östlich das, welches über der Kirchheimer Überschiebung liegt. Auch hier werden wieder heterogene Elemente zu einer Einheit zusammengefaßt. Die hochdinarische Decke besitzt zwei verschiedene Unterflächen. Dafür soll sie gemeinsam mit der hochostalpinen Decke ihre Wurzel in der sog. Narbe haben, so daß hochostalpine und Teile der oberdinarischen Decke eine gewaltige, asymmetrisch gebaute Pilzfalte darstellen sollen.

Eine Reihe Unstimmigkeiten sind in diesem Schema dinarisch-südalpiner Decken vorhanden. Die Südalpen lassen sich nicht in ein System dinarischer Decken hineinzwängen, weil erstens eigentliche süd-alpine Großdecken nicht vorhanden sind; weil zweitens die dinaridischen Decken, sofern sie weiter im Südosten existieren, nicht bis an die Alpen heranreichen; weil Südalpen und Dinariden überhaupt voneinander getrennt sind, da die dinarische Faltung am Rande der eigentlichen Südalpen abgeschnitten wird.

Nochmals sei hervorgehoben, daß die permisch-mesozoische Platte der Südalpen gegenüber ihrem kristallinen Untergrund als relativ autochthones Gebirges aufzufassen ist, daß sie aber zusammen mit diesem Untergrund als gewaltige Scholle, wir wissen nicht genau von welcher Mächtigkeit, nach Nord gewandert ist, ohne daß irgendwo Teile derselben

in wesentlichem Maße auf den Rücken des heutigen Deckenpaketes der Alpen hinaufgetreten sind.

**Westlicher und östlicher Südalpenbogen.** Wie bei der Betrachtung des gesamten Alpenstranges ein westalpiner und ein ostalpiner Bogen sich uns bemerkbar macht, können wir auch für die Südalpen einen westalpinen und einen ostalpinen Bogen unterscheiden. Der Scheitel des westalpinen Bogens der Südalpen liegt südlich der Tessinerkulmination, der Scheitel des ostalpinen Bogens südlich der Brennerfurche. Der erstere fällt, wie wir schon oben ausgeführt haben, nicht in dieselbe Richtung mit dem eigentlich penninischen Bogenscheitel. Die Ausbildung des penninischen Deckenpakets ist älter als der insubrische Zusammenschub, welchem der westliche Südalpenbogen seine Existenz verdankt. Der letzte südalpine Vorprall ist im Westen auf die am wenigsten zusammengeschobene Stelle des penninischen Deckenbündels gerichtet gewesen. Der Scheitel des östlichen Südalpenbogens liegt ungefähr in derselben Richtung wie derjenige des ostalpinen Bogens überhaupt. Der östliche Bogen ist der ältere. Seine Anlage fällt in frühe Zeiten. Seine Lage ist schon durch das Auftreten der gewaltigen Platte des Bozener Quarzporphyrs im untern Perm angedeutet. Die Extrusion dieser Magmamasse fällt zeitlich ungefähr mit der Ausbildung der großen süddeutschen Senke zusammen, deren Lage bestimmend für die Anlage des ostalpinen Bogens geworden ist. Schon im ältern Mesozoikum ist parallel der westlichen Begrenzung dieses Bogens, parallel der Judicarienlinie, eine Faziesgrenze vorhanden. Vor dem Scheitel des Bogens ist eine Verkümmernng der penninischen und unterostalpinen Faltung zu konstatieren, die wir zum Teil zurückführen müssen auf geringere Breite der Ursprungsgebiete dieser Decken in diesem Alpenquerschnitt. In der Pfeilrichtung des östlichen Südalpenbogens liegt die Queraufwölbung, auf deren Scheitel der Bozener Quarzporphyr ruht. Die zwei Phyllitaufrüche von Brixen und Val Sugana fallen mit dieser Richtung zusammen. Die zwei Granitstöcke von Brixen und Cima d'Asta liegen in derselben Geraden, dasselbe gilt für die Eruptivgesteinskörper des Monzoni, für die Eruptivgesteine der Euganeen. Vom Oberkarbon bis hinauf ins Tertiär ist dieser Südalpenquerschnitt eine in bezug auf vulkanische Tätigkeit bevorzugte Linie gewesen. Die Trennungslinie von östlichem und westlichem Südalpenbogen ist die Judicarienlinie. Ihre Richtung ist, wie gesagt, schon im frühen Mesozoikum festgelegt worden. Die südalpine Grenze hat sich auf eine Länge von ungefähr 70 km dieser Richtung angepaßt.

## VII. Zusammenfassung

**Schubrichtungen.** Damit kommen wir zu einer letzten kurzen Betrachtung des gesamtalpinen Baues. Neben einem westalpinen Bogen sollte eigentlich noch ein südwestalpines Bogenstück ausgeschieden werden, dessen Scheitellinie südlich vom französischen Zentralplateau durchgeht. Das Vorhandensein dieser letzten Alpenbiegung zeugt von der starken Mitherrschaft ostwestlich gerichteter Bewegung. Neben dem ostalpinen Bogen nimmt am Bau der Ostalpen noch der Westrand des Karpathenbogens teil. Wir können auch die Länge des Alpenstranges in fünf Teilstücke trennen. Zwei äußere Teile und ein mittlerer Teil verlaufen in angenähert meridionaler Richtung, die zwei übrig bleibenden mittleren Teilstücke in Ost—Westrichtung. Diese Einteilung gilt für die Zone der großen kristallinen Decken. Entsprechend diesen fünf alpinen Sektoren müssen folgende Bewegungsrichtungen erwartet werden: Ost—Westbewegung in den Westalpen im engeren Sinne, dann Bewegung gegen Nord im östlichen Sektor der Westalpen, Bewegungstendenz gegen Westen im westlichen Teil der Ostalpen, wiederum Süd—Nordschub im mittleren Teil der Ostalpen, und endlich wieder Schub mehr von Osten gegen Westen im Ostteil der Ostalpen. Es wird wenigen einfallen, den Schub von Osten gegen Westen im ersten Teilstück, beispielsweise also in einem Alpenquerschnitt auf der Breite von Turin, in Abrede zu stellen. Weniger anerkannt ist dagegen die Existenz ostwestlicher Stoßrichtungen in den Ostalpen, trotzdem man dieselben schon bei einer ersten, groben Beurteilung einer tektonischen Alpenkarte als vorhanden vermuten muß. Und wirklich haben auch die Beobachtungen am westlichen und am östlichen Ende der Ostalpen immer wieder diesen Schub gegen Westen erkennen lassen. In den westlichen Westalpen muß, das ist auf den ersten Blick erkennbar, reine Ost—Westbewegung zum Vorschein kommen, da sie gegen die konvexe Seite des Bogens gerichtet ist. Anders liegen die Verhältnisse am West- und Ostende der Ostalpen. Die Schubrichtungen in den Verbindungsbogenstücken zwischen west- und ostalpinem Bogen einerseits, und ostalpinem und westkarpathischem Bogen andererseits sind gegen innere Bogenseiten orientiert. Dadurch ergibt sich im westlichen und östlichen Teil der Ostalpen eine Interferenz von Süd—Nordschub mit Ost—Westschub. Berücksichtigt man die Verbreitung der großen Decken, so muß im westlichen Teil der Schub gegen Westen in der Hauptsache in der Silvrettadecke nachzuweisen sein, während in den unterostalpinen und penninischen Decken vorwiegend süd-nördliche Bewegung zu konstatieren sein muß. Im östlichen Teil wird man ost-westlichen Schub hauptsächlich bei der hochostalpinen Decke vermuten, den Süd—Nordschub in der oberostalpinen

und unterostalpinen Decke. Wie gesagt, ist aber die Abgrenzung des Wirkungsbereiches der verschieden gerichteten Schübe keine scharfe. Im Gegenteil macht sich in der Grenzregion ein intensives Zusammenwirken bemerkbar, eine zeitliche und räumliche Interferenz. Daraus ergeben sich zum Teil recht komplizierte Verhältnisse, auf welche hier nicht näher eingegangen werden kann. Es mag genügen, darauf hinzuweisen, daß diese Interferenzerscheinungen verschieden gerichteter Schübe nicht nur theoretisch zu fordern sind, sondern, daß durch eine Menge Beobachtungen dieselben wirklich nachgewiesen sind. Es sei hier nur erinnert an die verschiedenen Faltungsrichtungen innerhalb der Silvrettedecke, an den Umstand, daß das Kristallin derselben zwischen Lenzerhorn und Bergün nicht über die Albula hinüberreicht (Arbenz, *Ecol. geol. Helv.* 1920). Es sei hingewiesen auf den merkwürdig gebauten südlichen Rand der Unterengadinerdolomiten, in welchem gegen SSW schauende Stirnköpfe von Triasfalten zutage treten. Besonders bei der Betrachtung der Verhältnisse zwischen Bormio und Livigno erhält man den Eindruck, als ob die gegen Norden vordrängenden kristallinen Massen der Campodecke, und gegen Westen vorrückende Triasmassen einer höhern Decke (in diesem Falle der Umbraildecke) sich aneinander gestaut hätten. Es sei dann weiter erinnert an die quere Stellung des Engadinerfensters und anderes mehr.

Süd—Nord- und Ost—Westschübe sind nebeneinander im westlichen Teile der Ostalpen vorhanden. Je nach der Einstellung der Forscher, die sich in diesem Gebiete mit der Lösung regionaler tektonischer Fragen beschäftigt haben, sind einmal die einen, ein andermal die andern dieser Schübe beachtet worden. So glaubten diejenigen der ostalpinen Forscher, welche der Annahme gewaltiger, gegen Nord gerichteter Überschiebungen skeptisch gegenüber stehen, die Anzeichen des Süd—Nordschubes, welche ja in Bünden in wunderbar klarer Weise sich zeigen, übersehen zu müssen. Die Anzeichen ostwestlichen Schubes wurden als Argument gegen die Annahme des Deckenbaues der Ostalpen benutzt. Das ist aber unrichtig. Andererseits hat man versucht, den Ost—Westschub, der ebenfalls in überaus klarer Weise sich ankündigt, als etwas vollständig Nebensächliches zu behandeln. Man wollte und will heute noch mit den Ausdrücken „Querfaltung“ und „Rückfaltung“ alle von der Normalen abweichenden Faltungserscheinungen zusammenfassen; hat die „Querfaltung“ als mehr ornamentales Detail der alpinen Längsgliederung in Kulminationen und Depressionen angesehen (R. Staub [161]). Das ist das zweite Extrem. In wundervollem Bogen schwenken die Westalpen aus der Südschweiz in die piemontesischen Alpen ein, wenden sich schließlich sogar noch gegen Südosten. Die Bewegungsrichtung gegen Nord wird zu einer solchen gegen West, schließlich zu einer fast nordsüdlichen. Keinem Westalpenforscher wird es angesichts dieser

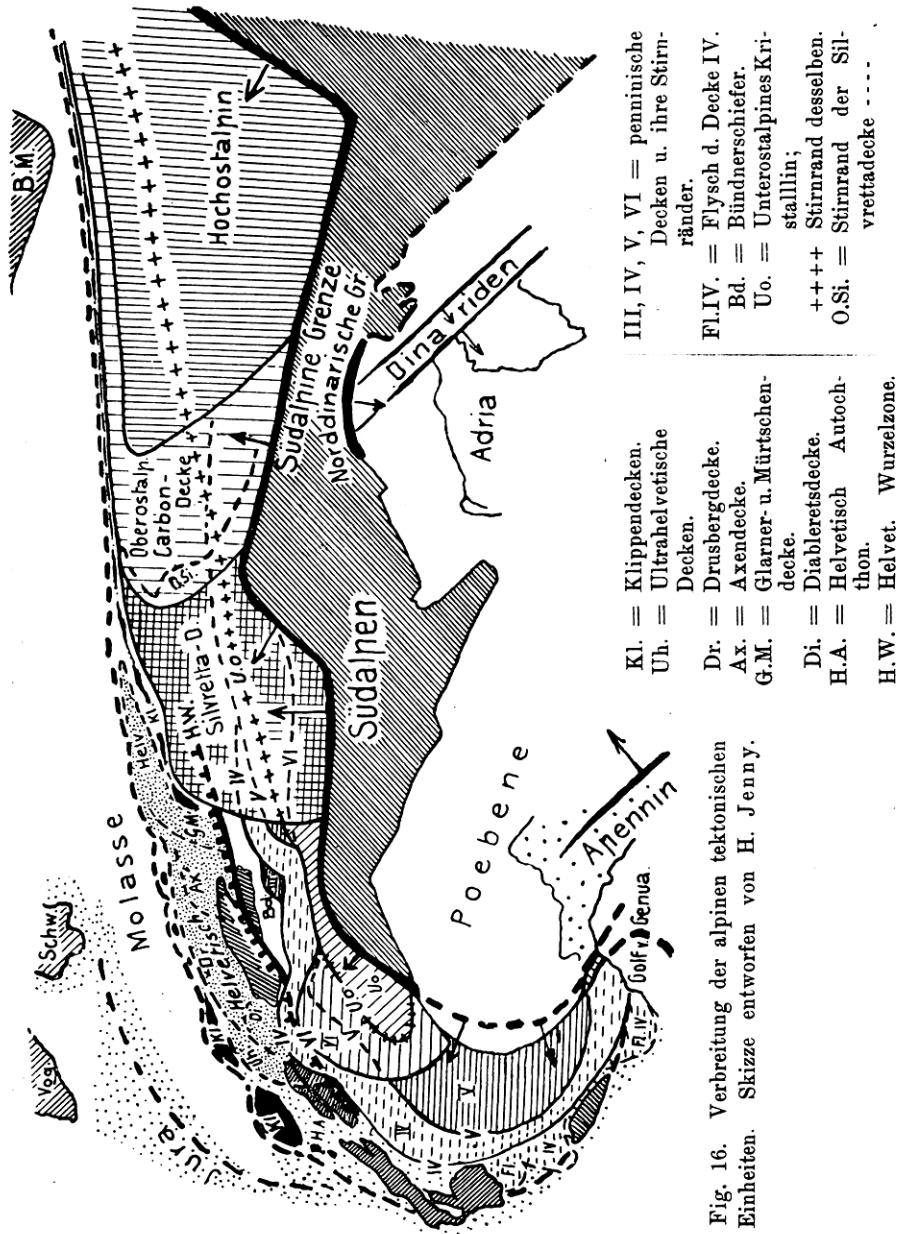
Tatsache einfallen, an der Einheitlichkeit des einseitigen Schubes zu zweifeln. Warum soll man da die Tatsache der zweimaligen Richtungsänderung und ihre notwendigen Folgen im westlichen Teile der Ostalpen übersehen? In keiner Weise stehen die abweichenden Faltungsrichtungen mit der Annahme gewaltigen einseitigen Schubes in Widerspruch. Denn diese Einseitigkeit des Schubes, das beweist uns in wundervoller Weise die Form des westalpinen Bogens, bedeutet nicht, daß der Schub immer in derselben Richtung geht. Der Schub ist nur einseitig in der Art und Weise, daß er immer gegen dasselbe Vorland geht. Die Schubrichtung kann dabei bis 180 Grad wechseln.

**Verteilung der tektonischen Einheiten.** Betrachten wir weiter die kleine Skizze (Fig. 16), auf der die Verteilung der einzelnen großen Decken angegeben ist. Auf derselben sind die Nord- resp. Westränder der kristallinen Kerne der drei obern penninischen Decken IV, V und VI, dann der Nordrand des unterostalpinen Kristallins, sodann die Nord- und Westränder der ober- und hochostalpinen Deckenkerne eingezeichnet, daneben der alpine Nordrand überhaupt, dann die Lage des helvetischen Deckenbündels. Aus derselben ersieht man, daß die Grenze zwischen Westalpen und Ostalpen, welche ältern Forschern schon so früh aufgefallen ist, zusammenfällt mit dem westlichen Stirnrand der Silvrettaecke. Man hat früher diese Linie als Grenze zweier verschiedener Gebirge aufgefaßt, hat sogar des öftern eine scharfe in die Tiefe greifende Trennung an dieser Stelle angenommen. In neuester Zeit ist man ins andere Extrem verfallen, hat hier einen reinen Erosionsrand vermutet. Der Mittelweg ist der richtige. Selbstverständlich ist eine tief eingreifende Trennungslinie nicht vorhanden. Die penninischen Decken ziehen unter das ostalpine Deckenbündel ungestört hinein, sind hier nicht etwa abgeschnitten. Dasselbe gilt für die unterostalpinen Decken, die weit von Westen heranstreichen, dann unter die oberostalpine Decke eintauchen, sich unter derselben weiterhin erstrecken. Aber die oberostalpine Decke hört an dieser Linie gegen Westen auf. Wenn man daneben weiß, wie stark dieselbe auch das unterliegende Deckenbündel beeinflußt hat, man denke an den Vortrieb unterostalpinen Mesozoikums gegen Norden, der unter dem Drucke der höhern Decke erfolgte, so wird man zugeben, daß diese Grenze zwischen West- und Ostalpen nicht nur ein Erosionsrand ist, sondern daß sie tiefer begründet ist, daß sie eine wirkliche Grenze zwischen West- und Ostalpen darstellt.

Die obern ostalpinen Decken sind die Hauptbauelemente der Ostalpen. Die Knickung in der Mitte des Alpenstranges hat den Bau der oberostalpinen Decke aufs stärkste beeinflußt. Das sehen wir am Zurückweichen des Randes der nördlichen Kalkalpen bei Oberstdorf im Allgäu, dann am großen zurückweichenden Westrand der Decke, dann



in der innern Struktur der Decke. Anders sind die Verhältnisse der unterostalpinen Decke, wenn wir von den passiv vorgetragenen Schürf-



lingen derselben absehen. Fast geradlinig, zum mindesten ohne sich um die mittlere Knickung der Alpen zu kümmern, zieht der Stirrand der kristallinen Masse derselben von der Dora Baltea bis über den

Semmering hinaus. Vom Scheitel des westalpinen Bogens weg durchzieht diese kristalline Masse gegen Osten die ganzen Alpen, sie streicht sogar noch weiter in die Karpathen hinüber. Sie bildet das Verbindungsglied von westalpinem, ostalpinem und westkarpathischem Bogen. Vor dem Scheitel des ostalpinen Bogens tritt eine Verkümmernng dieser Deckenmasse ein. An derselben Stelle haben wir ein Abflauen der penninischen Faltung konstatiert, sodann ein scharfes Zurückweichen gegen Süden des Randes des Silvrettakristallins. Dann ist hier das Westende der Tauernaufwölbung.

Die penninischen Decken IV, V und VI bauen den westalpinen Bogen auf. Die untern drei penninischen Decken haben ihre Hauptausdehnung zwischen den Scheiteln der beiden großen Alpenbogen. Die Reste des penninischen Deckenpaketes streichen aber noch weiter gegen Osten bis wenig über das Ostende des Tauernfensters hinaus. Nochmals sei hier die früher ausgesprochene Ansicht wiederholt, daß im Tauernfenster nur noch relativ schwache Faltung des Penninikums erhalten ist, daß dort in der Hauptsache nur noch penninische Elemente, die in der zweiten penninischen Hauptphase entstanden sind, existieren. Die penninischen Tauernfalten sind relativ autochthon. Sie sind einerseits die Fortsetzung penninischer Decken, die in den Westalpen selbständig entstanden sind, andererseits sind sie aufzufassen als das unter dem Andrang der ostalpinen Decken zusammengefaltete Vorland. Wenn wir sie vom letzteren Standpunkt aus betrachten, müssen wir annehmen, daß sie jünger sind als die ostalpinen Decken. Zu demselben Schlusse werden wir auch später wieder kommen.

**Der alpine Nordrand.** Fassen wir den alpinen Nordrand ins Auge. Fast gerade längs dem Nordrand der Ostalpen, leicht geschwungen durch das Gebiet der Schweiz hindurch, dann in prachtvoller Krümmung den Außenrand des westalpinen Bogens bildend, vergleichbar einem Teilstück einer Parabel, also mögen wir den Verlauf desselben charakterisieren. So wenig wie beim Nordrand des unterostalpinen Kristallins ist in demselben die mittlere Knickung der Alpen festzustellen. Eines aber sollen wir berücksichtigen. Dieser Nordrand der Alpen ist nicht die nördliche Begrenzung eines und desselben Elementes der Alpen. Vom ligurischen Meer bis ins Allgäu ist es der Nordrand der helvetischen Decken, resp. deren Fortsetzung gegen Osten und gegen Westen und Süden, oder der Nordrand unterostalpinen Relikte, die passiv auf das helvetische Deckenpaket verfrachtet worden sind. Vom Allgäu gegen Osten ist es der Nordrand der nördlichen Kalkalpen, also oberostalpinen Deckenteile. Genau in der Fortsetzung der helvetischen Decken der Ostschweiz und der Fortsetzung derselben östlich vom Rhein, erscheinen weiter im Osten die gewaltigen Massen der nördlichen Kalkalpen. Wo im Westen das Vorland des penninischen Gebietes zu einem

Faltengebirge zusammengeschoben worden ist, ist weiter im Osten die junge Sedimenthülle des Paketes der höchsten ostalpinen Decken, gegen Norden in eine Senke hinabgeglitten. Wie gegen Osten die penninische Faltung an Intensität abnimmt, verliert sich dorthin auch die Faltung des penninischen Vorlandes, also des helvetischen Gebietes. Wir könnten auch sagen, durch die Belastung durch die ostalpinen Kalkdecken sei im Osten die helvetische Faltung verhindert worden. Auch das wird zum Teil richtig sein. Verschiedene Umstände haben gewirkt. Die helvetischen Decken keilen gegen Osten aus. Im Grönten ist der letzte sichtbare Ausläufer derselben. Wenig weiter östlich verschwindet auch der helvetische Flysch und ostalpiner Flysch tritt an seine Stelle. Die nördlichen Kalkalpen sind in die Vortiefe, in welcher der Flysch abgelagert wurde, hineingeglitten, während im Westen diese Flyschvortiefe unter dem Andrang des penninischen Deckenbündels zum helvetischen Gebirge aufgetürmt worden ist. Ost- und Westalpen sind also in dieser Beziehung verschieden gebaute Gebirge. Die Westalpen, wenigstens ihre östlichen Teile, bestehen aus zwei verschiedenartigen Gebirgen, die beide durch Schub von Süden her aufgehäuft worden sind. Die Ostalpen sind durch Schub von Süden zu einem Deckenbündel zusammengelegt worden, dessen Hülle mesozoischer Sedimente, gegen Nord abrutschend, sich zu einem Deckengebirge umbildete. Die helvetischen Kalkalpen und die nördlichen Kalkalpen des Ostens sind genetisch demnach zwei vollkommen verschiedene Gebirge. Die Klippen der Zentralschweiz und die romanischen Klippendecken zu beiden Seiten des Rhonetales haben eine ähnliche Geschichte wie die nördlichen Kalkalpen des Ostens. Nicht so die Äquivalente der Klippen im Osten, die Gesteine der unterostalpinen Aufbruchzone Bündens, die unterostalpinen Sedimente des Engadinerfenster, des Tauernwestendes, welche unter der nach vorwärts drängenden Last der Silvrettadecke nach Norden hinausgepreßt wurden.

**Art der Faltungsvorgänge.** Wir kommen damit nochmals auf die wichtigsten Arten der Dislokationsvorgänge zu sprechen, welche die heutigen Alpen geschaffen haben. Überall ist ein relativ dünnes Stück der Erdrinde von der Faltung ergriffen worden. Eine Maximalmächtigkeit desselben ist schwer anzugeben. Soweit aber die Sache zu beurteilen ist, ist auch in den Gebieten, aus welchen sich die gewaltigen kristallinen Decken entwickelten, nur eine Gesteinsplatte von wenig Kilometer Mächtigkeit in die eigentliche Faltung miteinbezogen worden. Was mit dem darunterliegenden Grunde geschehen ist, ist schwer mehr zu entscheiden. Es muß aber angenommen werden, daß er ebenfalls auf irgend eine Art und Weise zusammengeschoben worden ist, daß er durch eine scharfe Grenzfläche vom darüber liegenden Deckenpaket getrennt ist. Es könnte angenommen werden, daß diese Grenzfläche,

dort, wo das überliegende Deckenpaket große Mächtigkeit erlangt, in den Bereich großer granitischer Magmamassen, wie solche die jungen Intrusionen des Bergell, Tonale usw. gespeist haben, geraten ist, dort mit den untersten Teilen des Deckenbündels aufgeschmolzen worden ist. Ein Beweis für eine solche Annahme ist aber nicht vorhanden, denn dort, wo die tiefsten Teile des alpinen Gebäudes zum Vorschein kommen, im Gebiet der Tosa- und Tessinerkulmination, ist von irgend einer Beeinflussung der mesozoischen Sedimente der tiefsten Mulden durch Magmamassen nichts zu verspüren. Von einer allgemeinen Granitisation ist in den tiefsten sichtbaren Teilen des Alpenkörpers noch nichts zu bemerken.

Die Hauptfaltung der Alpen, der Zusammenschub zu den großen Deckenbündeln, welche zusammen an der Stelle mächtigster tektonischer Häufung mindestens 30 km Dicke besessen haben, erfolgte durch Schub von Südosten her, durch den Anschub der adriatischen Scholle gegen das alpine Geosynklinalgebiet. Der Angriffspunkt dieser Scholle auf das alpine Gebiet muß in tiefer Lage gewesen sein, denn sonst wäre dieselbe nicht in der Lage gewesen, das alpine Gebiet, mindestens den Raum, aus dem heraus sich die kristallinen Decken entwickelten, in den Westalpen zu einem fertigen Deckenpaket zusammenzustoßen, bevor sich am Kopfe der schiebenden Scholle bemerkbare Faltung zeigte. Die von der Faltung ergriffene Schicht in der alpinen Geosynklinale ist also von ihrem Untergrund nach vorn getragen worden, ist am Vorlandssockel aufgeprallt, hat sich vom Hindernis nach rückwärts in Falten gelegt. Fast von Anbeginn an haben sich diese Falten einseitig entwickelt, sind gegen Nord übergelegt worden. Sie wurden dann mit schwacher Steigung gegen vorwärts geschoben, bildeten sich dabei allmählich zu Deckfalten großer Länge um. Wo ein langsames Vorrücken erfolgte, blieb ein Mittelschenkel, wenn auch ein reduzierter, erhalten. Bei schnellerem Vorstoß wurde der Mittelschenkel zerrissen, es bildete sich an Stelle desselben eine Überschiebungsfläche. So besitzen die penninischen Decken, welche, wie wir später sehen werden, auf eine viel ausgedehntere Entwicklungszeit zurückblicken können, meistens noch Reste des Mittelschenkels, während bei der oberostalpinen Decke der Mittelschenkel fast völlig verschwunden ist. Die oberostalpine Decke mit ihrer gewaltigen Schubweite mag bedeutend schneller vorgestoßen sein, als die penninischen Decken. Es ist bis heute meist angenommen worden, die penninischen Decken hätten sich unter der Überlast höherer Decken entwickelt. Das ist aber nur zum Teil richtig. Die Entwicklung der Decken II, IV und VI war ursprünglich eine ebenso freie, wie etwa die der oberostalpinen Decke. Nur die Decken I, III und V haben sich unter schon gebildete Decken eingeschoben. Die meisten der penninischen Decken sind dann allerdings später unter gewaltigem

Drucke noch umgeformt worden. Das erklärt einen Teil der tektonischen Verschiedenheit zwischen den obersten und den tiefern Decken. Aber nur einen Teil. Denn auch in den höchsten westalpinen Decken ist noch die sog. Tiefentektonik. In den tiefern Decken gibt es zum Teil wunderbare Falten. Von der Silvrettadecke ist die sog. Gleitbretterstruktur bekannt. In den nördlichen Kalkalpen sind sog. Reibungsteppiche aus den Schubflächen beschrieben worden. In den penninischen Decken werden wir sehr selten solche Gebilde antreffen. Das sind aber, wie gesagt, zum großen Teil Unterschiede, die eher durch verschiedene Art und Schnelligkeit der Dislokation, als durch ungleiche Überlastung zu erklären sein werden.

**Gesetze des Faltungsfortschrittes.** Die Entwicklung der Falten und Decken vom Hindernis weg gegen rückwärts werden wir überall dort nachweisen können, wo eine Platte durch ihren Untergrund vorwärts getragen oder von rückwärts nach vorn gestoßen, an einem Hindernis sich gestaut hat. Alle neuern Untersuchungen im Schweizerkettenjura haben diese Art des Faltungsfortschrittes nachweisen lassen. Dieselbe Art des letzteren ist von Arbenz (7) für die helvetischen Decken wahrscheinlich gemacht worden. Sie findet sich zweimal nacheinander in den penninischen Decken. Wäre der Grund der alpinen Geosynklinale eine Platte von homogener Beschaffenheit gewesen, so könnten wir vielleicht diese Art des Faltungsfortschrittes für die ganze Breite desselben konstatieren. Diese Platte ist aber inhomogen gewesen. Kleine unregelmäßig verteilte Inhomogenitäten haben nun allerdings am Faltungsfortschritt im Großen nicht viel ändern können. Von mächtigem Einfluß waren aber die mächtigen, zonar angeordneten, starreren Granitkörper innerhalb der leichter faltbaren Paragesteinsmassen. Die Granitzone sind immer in der Faltung mit Verspätung den übrigen Teilen nachgefolgt. Das zeigt sich in wunderbar klarer Weise im Penninikum. Das zeigt sich darin, daß sich die oberostalpine Decke vor den unterostalpinen entwickelt hat. Ja die oberostalpine Decke ist schon gebildet worden vor der zweiten penninischen Hauptphase, mindestens bevor die letztere abgeschlossen war. Der normale Faltungsfortschritt ist durch diese Ungleichmäßigkeiten des zu faltenden Grundes zum Teil umgekehrt worden. Es war das Gesamtgebiet der ostalpinen Decken fertig gefaltet, bevor die penninische Faltung abgeschlossen war.

Noch ein anderer Umstand hat den Faltungsfortschritt modifiziert. So fehlte das helvetische Deckengebirge im ursprünglichen Bauplan der Alpen. Es war nur die Bildung des penninisch-unterostalpinen Gebirges in den Westalpen vorgesehen. Erst unter dem Drucke dieses fertigen, vorwärts strebenden Deckenpaketes ist das Vorland des penninischen Deckenbündels eingebrochen, Schritt für Schritt, wie das Arbenz (10) so anschaulich geschildert hat. Eine neue Vortiefe, eine junge Geosyn-

klinale ist entstanden. Aus derselben heraus ist das helvetische Gebirge gepreßt worden, wurde nachträglich dem schon weit ausgebildeten Gebirge angegliedert. Dieses Wandern der Gebirgsbildung, zusammen mit dem Einfluß der Ungleichmäßigkeit des alpinen Grundes haben es scheinbar vermocht, den normalen Faltungsfortschritt umzukehren, so daß es den Anschein machen kann, als sei der Faltungsfortschritt von innen gegen außen von Anbeginn das Normale gewesen. Das ist aber nicht so.

Eine andere Art der Faltung werden wir beim Studium der Deckengebiete noch gewahr. Wo eine Decke über eine tiefere, schon vorhandene vorgerückt ist, hat sie deren Oberfläche umgearbeitet, aufgeschürft. Überhaupt allgemein, jede vorrückende Deckfalte hat ihren Untergrund aufgearbeitet, stärker oder schwächer, je nach ihrem Gewicht und der Schnelligkeit des Vorstoßes. Die prächtigsten Beispiele dafür haben wir in den Vorstößen der Silvrettadecke und der penninischen Decke V. Ihre Wirkung ist hier schon früher beschrieben worden. Der Rücken der untern Decke ist dabei zerstört, das Material desselben abtransportiert worden. Oder der Rücken der tiefern Decke ist in ein Faltenbündel umgewandelt worden. Oder es ist überhaupt die Hauptmasse der untern Decke nach vorn gepreßt, vor der Stirn der obern angehäuft worden. Das sind die drei Hauptfälle. Nirgends sehen wir aber, daß unter dem Überlastungsdruck eine ganze, große Decke gebildet worden wäre. Die Hypothese, die Termier (179) einst aufstellte, nach der der dinaridische „traineau écraseur“, das alpine Gebiet überschreitend, unter sich das Deckenbündel der Alpen geschaffen haben soll, entbehrt der realen Grundlage. Besonders wenn man, wie heute Termier (182), annimmt, dieser Erzeuger der Alpen sei nur die permisch-mesozoische Sedimentplatte der Südalpen gewesen, welcher wir kaum mehr als 5 km Mächtigkeit zuschreiben dürfen, an den meisten Orten ist sie viel schwächer, während beim Vorstoß der penninischen Decke V in Bündlen diese selbst etwa 5 km dicke Decke von mindestens weitem 10 km Gestein überlagert war, so daß auf die darunterliegende Aduladecke eine sich bewegende Masse von rund 15 km Mächtigkeit wirkte. Unter der Aduladecke ist aber von dieser Wirkung nichts mehr zu spüren.

Diese zweite Art der Faltung bewirkt also nur Umformung der direkt an der Bewegung beteiligten Decken. Hier ist es nun selbstverständlich, wenn sich im Rücken der tiefern Decke Teilfalten bilden, daß die südlichsten Falten die jüngsten sind, daß also der Faltungsfortschritt umgekehrt dem normalen ist. Wo eine Decke über ein noch ungefaltetes Vorland wandert, kann sie auch den normalen Faltungsfortschritt im letzteren umkehren.

Neben den zwei Arten der Dislokation, Faltung durch Schub von rückwärts, Auswalzung durch eine höhere vorrückende Scholle, gibt es

eine dritte Art, die häufig in den Alpen eine große Rolle spielte. Das ist das Abgleiten einer Gesteinsmasse vom Rücken einer Decke in eine nördliche Vortiefe hinunter, sodann Faltung dieser Masse unter dem Einfluß ihres Gewichtes und der Bewegung. Daß auch in diesem Falle die Faltung normal von Norden gegen Süden gehen muß, ist eigentlich selbstverständlich. Unter der Mitwirkung solcher Bewegungsvorgänge entstehen oft Deckschollen, kleine Faltengebirge für sich, welche vollständig verlassen auf fremdem Untergrund bis über 100 km von ihrer Heimat entfernt ihr Dasein fristen.

Neben dem Abgleiten spielt bei der Verfrachtung solcher Fremdlinge des öfters noch ein anderer Umstand mit. Ein Teilstück einer Decke kann durch Erosion vom Hauptteil der Decke abgetrennt werden, oder es kann durch Abgleiten sich von demselben entfernen. Bewegt sich dann nachher seine Unterlage vorwärts, so wird es auf deren Rücken passiv mitbewegt. Noch eine andere Art des Zusammenwirkens von Bewegungsvorgängen mag hier der Vollständigkeit halber erwähnt werden. Wo verschiedene tektonische Elemente durch Überschiebung und Faltung übereinander angehäuft sind, kann dies ganze Deckenpaket von der Faltung ergriffen werden. Ist es mächtig, besteht es zum Beispiel aus zwei oder mehr größern Decken, so wird kaum je die neue Faltung so weit gehen, daß sich eine neue weit überliegende Falte bildet. Ist jedoch eine relativ schwächliche Masse auf einer andern tektonisch sedimentiert worden, so wird sie, wenn die Unterlage gefaltet wird, diese Faltung in allen Details mitmachen. Ein prachtvolles Beispiel, das hierher gehört, ist die Einwicklung des Wildflysch unter die helvetischen Decken. Es muß aber, wie gesagt, eine verhältnismäßig dünne und leicht faltbare Masse sein, die derart eingewickelt werden kann. Eine weitere Art der Einwicklung ergibt sich dort, wo die Stirn einer vorrückenden Decke sich in eine unter- oder überliegende Masse einbohrt, sich mit derselben umwickelt.

**Gesamtbewegung.** Gewaltige Bewegung von Südosten gegen Nordwesten beherrscht den alpinen Bau. Das ist das, was E. Suess (176), weit vorausschauend, schon vor über 45 Jahren, lange bevor die Erkenntnis des Deckenbaues gekommen ist, erkannt hat. Was in den Südalpen als Südbewegung sich zu erkennen gibt, darf man als Rückfaltung bezeichnen, denn es steht in ursächlichem Zusammenhang mit der Alpenbildung. Es sind Rückstauerscheinungen in der vorwärts bewegten südalpinen Scholle, Erscheinungen, welche sich aus dem Widerstand gegen die Faltung der alpinen Geosynklinale ableiten. Nicht so läßt sich die gegen Südwesten gerichtete Faltung der Dinariden erklären. Die dinarische Faltung ist anders gerichtet als die alpine. Sie geht in die Flanke der adriatischen Scholle. Dasselbe gilt für die Faltung des Apennins. Die alpine Faltung aber ist vor dem Kopfe der

Scholle. Ein roher Versuch mag uns eine mögliche Erklärung für die Anordnung der drei Gebirge geben: Fährt man mit der Faust, kräftig drückend, durch eine plastische Masse, so wird sich vor der vorwärts wandernden Faust ein Graben auf tun. Das Material aus diesem Graben wird vor der Faust zu einem Faltegebirge im kleinen angehäuft. Von beiden Seiten wird sich dann nachher das plastische Material in den offenen Graben hineindrängen. Unbedingt erkennen wir aus der geotektonischen Skizze der südeuropäischen Kettengebirge, daß die Adria gegenüber den sie beiderseitig begrenzenden Gebieten eine Zone relativ sehr starker Nordbewegung darstellte, eine Zone starker Gesteinswanderung gegen Norden, wobei dann diese vorwärtsgewanderten Gesteinsmassen im Norden als Deckengebirge angehäuft worden sind. Woher nun diese starke Nordbewegung gerade dieser relativ schmalen Zone rührt, ist wohl schwer zu erklären. Vielmehr, man könnte eine ganze Reihe von Erklärungen geben. Jedenfalls wird sie zusammenhängen mit einer seitlichen Zusammenpressung des Geosynklinalbandes, welche neben dem Zusammenschub der beiden Vorlandmassen gegeneinander einhergegangen ist. Für einen solchen sekundären Zusammenschub in der Ost—Westrichtung spricht die guirlandenförmige Anordnung der mediterranen Gebirgszüge.

Wir wollen nicht mehr auf weitere Erklärungsversuche dieses Baues des mediterranen Orogens eintreten. Nur noch einmal sei darauf hingewiesen, daß Dinariden und Apennin genau dieselbe Rolle spielen, daß sie Teile des südlichen Stammes des Orogens sind. Daß sie heute vielleicht nicht miteinander in direkter Berührung stehen, spricht nicht gegen diese Annahme.

**Magmatischer Zyklus.** Jedem großen Zyklus der Gebirgsbildung entspricht ein magmatischer Zyklus. Darauf wird in jüngster Zeit besonders von P. Niggli hingewiesen. Am Anfang eines solchen Zyklus erscheinen Hand in Hand mit den ersten kräftigen, orogenetischen Bewegungen Intrusionen und Extrusionen basischer Magmen, welche sich in Vortiefen vor den Stirnen der sich bildenden, großen kristallinen Decken ansammeln. In den Alpen fällt das Empordringen dieser Gesteine ins Mesozoikum. Es sind gabbroide bis peridotitische Gesteine, deren Verteilung nach R. Staub (170) im großen folgende Gesetzmäßigkeiten erkennen läßt: Die Hauptmasse derselben liegt heute in den rückwärtigen Teilen der die großen Decken scheidenden Synklinalen. Ihre Hauptverbreitung haben sie im Gebiet der obern penninischen Decken, so im Rücken der Decken IV und VI und dann besonders in dem von Decke V. In den am meisten zurückliegenden Teilen der Mulden, also in den Tiefen der ehemaligen Teilgeosynklinalen, trifft man im großen Ganzen Serpentinmassen, das heißt Abkömmlinge peridotiti-



scher Gesteine, weiter gegen Norden auf den Rücken der Decken gabbroide Grünschiefer. Es hat damit in der Hauptsache Differenzierung nach dem Gesetz der Schwere stattgefunden. Die leichteren Gesteine sind am weitesten und höchsten gewandert, während die schwereren peridotitischen die eigentlichen Herde bilden.

Auch den tiefsten penninischen Decken fehlen die Ophiolite nicht. Sie sind aber dort spärlicher. Nach R. Staub (170) sollen diese mesozoischen Grüngesteine nur im penninischen Gebiet vertreten sein. Das stimmt aber kaum. Sie fehlen auch den ostalpinen Decken nicht. Ophiolite finden sich auch im Apennin und in den Dinariden. Diejenigen des Apennin sind wesentlich jünger als die alpinen, sie stecken zum Teil im Flysch. Über das Alter der Ophiolite in den Schweizeralpen schreibt Alb. Heim (68): „Die Masse der Ophiolitintrusionen fand nach dem Lias und vor dem Malm statt“. Das gilt nur für das penninische Gebiet. In den ostalpinen Decken mögen sie zum Teil jünger sein. So hat Steinmann durchbrechende Lagerung derselben an einem Radiolaritgerölle enthaltenden Konglomerat bei Arosa beobachtet. Die Anordnung der penninischen Ophiolitstöcke und Serpentine beweist, daß zur Zeit ihrer Intrusion der penninische Raum schon in Geosynklinalen und Geantiklinalen eingeteilt war. Sie bestätigt damit einen Schluß, welchen E. Argand (16) schon früher, von andern Erwägungen ausgehend, gezogen hat.

In einem späten Stadium der Alpenfaltung sind saure bis intermediäre Magmen entlang der südalpinen Grenze intrudiert. Es gehören hieher der Bergellergranit, der Tonalit des Adamello, die Gesteine von Biella, Traversella. Im herzynischen Alpengebirge entsprechen den Gesteinen dieser Intrusionsphase die gewaltigen Granitstöcke oberkarbonischen Alters.

In einem frühen Stadium der Gebirgsbildung haben basische Gesteine mit ungefähr gabbroidem Chemismus die liquide Unterlage des zu faltenden Raumes gebildet. Im Laufe der Gebirgsbildung hat sich das geändert. An Stelle der basischen Gesteine sind saure getreten. Eine Differentiation hat stattgefunden. Wo noch spätere Intrusionen und Extrusionen nachgewiesen werden können, handelt es sich in der Regel wieder um basische Magmen.

Die älteren basischen Gesteine sind pazifischer bis schwach atlantischer Natur. Die sauren bis intermediären Magmen repräsentieren eine pazifische bis mediterrane Gesteinsvergesellschaftung. Die späten basischen Gesteine der Senken sind meist atlantischer Art. Das ist nach P. Niggli im großen der Gang einer Differentiation im Verlaufe eines großen orogenen Zyklus. Im einzelnen mögen Abweichungen von demselben vorkommen. Darauf kann hier nicht mehr näher eingetreten

werden. Die jüngsten Gesteine des Zyklus sind im eigentlichen Gebiete der Alpen nicht mehr aufgetreten.

Die Differenzierung wird unter Mitwirkung großer horizontaler Magmenttransporte vor sich gegangen sein. Die Schweremessungen haben gelehrt, daß der Untergrund der großen Gebirgszonen eine zu geringe Dichte besitzt. Und zwar ist in den Alpen der Schweredefekt ungefähr durch die Masse des noch über seine Umgebung aufragenden Gebirges kompensiert. Das heißt, es herrscht ungefähr isostatisches Gleichgewicht (Alb. Heim [67]). Das Schweredefizit der Alpen denkt man sich dadurch entstanden, daß durch die Faltung Massen leichterer Gesteine angehäuft worden sind, die dann einsinkend, tiefere schwerere Massen verdrängten, zur Seite schoben (Alb. Heim). Ein solcher horizontaler Abtransport schwerer Gesteine aus der Gebirgszone hinaus ins Vorland und Rückland kann nur in der Magmazone vor sich gegangen sein. Es ist nun die Frage, ob dieser Platzwechsel von Magmamassen in direkter Beziehung mit der Differentiation gestanden ist, indem femische Magmamassen aus der Gebirgszone abwanderten und zugleich salische sich dort ansammelten. Der Vorgang wird wohl ungefähr von dieser Art gewesen sein. Die Gebirgsbildung hat damit den unmittelbaren Anlaß zur Differentiation gegeben. Man könnte auch umgekehrt die Frage stellen, ob nicht die Gebirgsbildung durch magmatische Strömungen, verursacht durch Differentiation, in Gang gekommen sei. Das ist wohl nicht der Fall, denn die Gebirgsbildung hat schon eingesetzt, bevor die Differentiation begonnen hat. So liegt der Fall wenigstens in den Alpen.

**Grundursache?** Die jungen mediterranen Kettengebirge sind entstanden dadurch, daß zwei mächtige Kontinentalschollen gegeneinander gewandert sind, dabei den zwischenliegenden Meeresstreifen gefaltet haben. Mehr läßt sich aus den geologischen Befunden nicht herauslesen. Wir kennen nicht die tiefere Ursache, welche das Wandern dieser Schollen verursacht hat. Ob die Kontraktion der Erdrinde diese Grundursache gewesen ist, läßt sich aus dem Bau einzelner Gebirge nicht herauslesen. Auch andere Kräfte können dieses Wandern veranlaßt haben. Es sei nur daran erinnert, was für ungeheure Energien in der Bewegung der Erde um ihre eigene Achse vorhanden sind. Ein Teil dieser Energien muß frei werden, wenn die Erdachse ihre Lage verändert, und solche Verschiebungen der Erdachse, also Polverschiebungen, und zwar solche großen Maßstabes, erweisen uns die stratigraphischen Befunde aller möglichen Zeiten und Erdteile. Sicher werden die ersten Faltungen der Erdrinde auf Kontraktion beruht haben. Weniger zuversichtlich darf man diese Frage für die jüngern Faltungen bejahen. Denn man weiß, daß der Zusammenschub bei den jüngern Faltungen viel größer ist, als die für dieselben Zeiten mögliche Kon-

traktion. Dann ist es wahrscheinlich, daß, wenn die ersten Faltungen einmal begonnen hatten, mindestens die ersten großen zonaren Faltungen, diese Gleichgewichtsstörungen der Erdachse hervorrufen mußten, diese wieder Umbildungen der Erdoberfläche, diese wieder Störungen der Lage der Erdachse usw. Kurz, es ist wahrscheinlich, daß die Umbildung der Erdoberfläche, einmal durch Kontraktion in Bewegung gesetzt, auch nach Aufhören dieser Kontraktion weiter gehen muß.

Glücklicherweise dürfen wir auch ohne die sichere Kenntnis der Grundursache der Gebirgsbildung uns an die Analyse einzelner Faltengebirge heranwagen, da die geologischen Beobachtungstatsachen, wenn wir sie richtig zu Rate ziehen, uns heute noch weit mehr sagen als die scharfsinnigste, geophysikalische Ableitung.

---

## Zweiter Teil

# Über die Entstehung der Alpen

## I. Einleitung

Im ersten Teil dieser Arbeit ist ein kurzes Bild des Baues der Alpen gegeben worden. Dasselbe ist eigentlich nur ein Mittel zum Zweck. Der hier folgende zweite Teil der Arbeit soll der wichtigere sein. Wohl sind auch im ersten Teil eine ganze Anzahl neuer persönlicher Ansichten des Verfassers wiedergegeben, die zum Teil gewonnen worden sind durch eigene Detailuntersuchungen penninischer Deckengebiete im Tessin, die zum andern Teil hervorgegangen sind aus intensivem Studium eines großen Materials aus dem Bereiche der gesamten Alpen, aus der Zusammenfassung dieses oft recht heterogenen Materials unter einheitliche Gesichtspunkte. Es ist dabei hier versucht worden, aus dem ungeheuren vorhandenen Beobachtungsmaterial das Wesentliche herauszugreifen, zu einem großen Bilde zu vereinigen. Andererseits wurde darnach getrachtet, Verallgemeinerung und Schematisierung, wie sie oft Verfechtern des Deckenbaues der Alpen zur Last gelegt werden kann, zu vermeiden. In konsequenter Durchführung des Gedankens, daß die Kettengebirgszonen aus zwei Stämmen bestehen, und dieser Gedanke ist im großen sicherlich richtig, ist von anderer Seite versucht worden, die Südalpen in ein System dinarischer Decken hineinzuzwängen. In dieser Arbeit ist ein anderer Weg beschritten worden, auf dem die Resultate der Detailforschung mehr zur Geltung kommen. Man hat die Annahme gemacht, macht sie heute noch, einzelne Deckensysteme, ja sogar einzelne Decken, müßten die ganze Länge der Alpen durchziehen. Es ist hier darauf hingewiesen worden, daß das nicht der Fall ist. Man hat versucht, die großen und kleinen Kulminationen im Längsprofil der Alpen alle auf eine und dieselbe Ursache zurückzuführen; es ist aber eine individuelle Betrachtung derselben notwendig. Das sind nur wenige Beispiele. Im ganzen sind aber die neuen Anschauungen, die im ersten Teil dieser Arbeit über den Bau der Alpen niedergelegt sind, nur Einzelheiten, die an der heutigen Ansicht über den Bau der Alpen

wenig ändern. Die große, wesentliche Erkenntnis ist schon vor über zwanzig Jahren gekommen, als man auf den Deckenbau aufmerksam wurde.

Etwas anders steht es mit der Erkenntnis der Entstehung der Alpen. In den Westalpen, von denen ja die heutige Erkenntnis des alpinen Baues ausgegangen ist, hat man in einzelnen Teilen den richtigen Bau im Detail schon recht früh erkannt. So weiß man im helvetischen Gebiet schon längst von gewaltigen, liegenden Falten. Es sei hier erinnert an die Glarnerdoppelfalte, welche von Alb. Heim (62) schon im Jahre 1878 ausführlich beschrieben worden ist. In den neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts stellte H. Schardt fest, daß die Préalpes romandes als wurzellose Deckscholle ihrem Untergrunde aufliegen. Entsprechend den damaligen Kenntnissen mußte man die Wurzel dieser Deckscholle mindestens in der Rhonetalfurche suchen. Man hat dann aber in der Folge eingesehen, daß die Klippen der Nordalpen weiter aus dem Süden, mindestens vom Südrand der penninischen Zone her, nach Norden gewandert sein müssen. Stratigraphische Gründe haben diese Annahme gefordert. Die Deckenlehre ist dann durch M. Lugeon (101) weiter ausgebaut worden. Man hat den Deckenbau im helvetischen Gebiet erkannt, sodann in den ausgedehnten Gneisregionen des Wallis und des Tessins, welche man früher als autochthone Massive auffaßte. Aber erst seit der klassischen Darstellung der Westalpen durch E. Argand (13, 14) im Jahre 1911 ist die eigentliche Bedeutung der gewaltigen kristallinen Decken der Westalpen richtig gewürdigt worden. Seither wissen wir, daß die kristallinen Decken den Hauptkörper der Westalpen bilden, daß die helvetischen Decken und Zentralmassive, welche man früher als Hauptbestandteil der Westalpen auffaßte, nur das zusammengedrückte Vorland derselben darstellen.

Schon zur Zeit der Glarnerdoppelfalte und lange vorher stellte man fest, daß der Flysch überall, wo er vorhanden ist, in die Faltung harmonisch miteinbezogen worden ist. Daraus schloß man auf ein nach-eozänes Alter aller intensiven Bewegungsvorgänge in den Alpen. 1916 hat E. Argand (16) gezeigt, daß im penninischen Raume Anzeichen der Vorbereitung der Faltung sich schon im Jungpaläozoikum und im ältern Mesozoikum bemerkbar machen, daß einzelne der großen penninischen Decken schon im Lias und sogar noch früher als einseitig gebaute Erhebungen hervortraten. Er hat das Bestehen liasischer Deckenembryonen nachgewiesen, das Bestehen von Geantiklinalen innerhalb dem penninischen Geosynklinalraume. Auf diesem Punkte ist aber auch Argand stehen geblieben. Mit fast der Gesamtheit der westalpinen Forscher hält er am Dogma eines tertiären Alters sämtlicher intensiven Bewegungen der Westalpen fest. Ebenso schreibt Alb. Heim (68) im zweiten Bande der „Geologie der Schweiz“: „Alle intensiven Faltungsbewegungen in den Westalpen sind posteozen.“ Für diese Anschauung

spricht aber z. B. im Gebiete der penninischen Decken auch nicht eine Beobachtung. Eine ganze Anzahl gewichtiger Tatsachen sprechen aber gegen dieselbe. Darauf wird später zurückzukommen sein. Das Wissen vom Baue der Westalpen ist in den letzten 30 Jahren in ungeahnter Weise vorwärts geschritten; die Erkenntnis der Entstehung derselben ist in einzelnen wesentlichen Punkten fast auf derselben Linie stehen geblieben, die sie vor über 30 Jahren schon erreicht hatte.

Vor 11 Jahren hat L. Kober (92) in glänzender Synthese Bau und Entstehung der Ostalpen dargestellt. Mit scharfen Zügen hat er die vortertiäre Entwicklung ostalpiner Deckengebiete gekennzeichnet. Voroberkretazische Faltung ist schon früher auch von andern Forschern konstatiert worden, da die Gosauablagerungen der Ostalpen ein ungemein gut sichtbares Zeichen derselben darstellen. Ein ähnlich demonstratives Anzeichen früher Faltung finden wir in den Westalpen nicht. Kober brachte den Nachweis nicht nur vorgosauischer Faltung, sondern auch vorgosauischer mächtiger Deckenüberschiebungen. Von den westalpinen Geologen ist diese Tatsache notiert worden, ohne daß die vollständigen Konsequenzen aus derselben gezogen worden sind. In neuester Zeit wird sie sogar wieder in Abrede gestellt (Termier [182]).

Es ist bekannt, daß das Gebiet der heutigen Alpen herzynisch gefaltet war, daß sich die Spuren mindestens einer, noch früheren Faltung nachweisen lassen. Bei einem Versuche, die Entstehung der Alpen zu verstehen, wird man mindestens auf den herzynischen Bau Rücksicht nehmen, da er zum Teil von nachhaltigstem Einfluß auf die Entwicklung des jüngern Bauplans gewesen ist. Es sei hier an das erinnert, was im ersten Teil dieser Arbeit über das herzynisch-penninische Gebirge gesagt worden ist. Es wird in diesem zweiten Teil auch versucht, den Fragen dieser herzynisch-alpinen Faltung etwas nachzugehen; zu forschen nach der Art der Sedimente, welche vor dieser Faltung im Alpengebiete abgelagert wurden; nach der Art und Verteilung der gewaltigen Eruptivmassen, welche sich in diesen Sedimenten vorfinden, deren Intrusion zum Teil in ursächlichem Zusammenhange mit der herzynischen Faltung steht. Es ist selbstverständlich, daß heute nur ein mangelhaftes Bild aller dieser Vorgänge gegeben werden kann. Ein großer Teil der vormesozoischen Gesteine der Alpen liegt zurzeit als kristalline Schiefer vor, und petrographisch-stratigraphische Untersuchungen derselben sind für relativ kleine Gebiete vorhanden. Dann müssen wir berücksichtigen, daß die herzynischen Falten abgetragen worden sind, dann einbezogen wurden in den ungeheuren jungalpinen Zusammenschub, so daß vieles von diesem alten Baue für immer der menschlichen Erkenntnis entzogen bleiben wird. Und doch müssen wir den Versuch der Rekonstruktion dieses alten Gebirges unternehmen, da auf den Fundamenten desselben die heutigen Alpen aufgebaut sind.

Wie ein Baumeister, der auf den Resten eines alten Gebäudes ein neues errichten soll, die Reste des alten Baues kennen muß, müssen wir die Überreste des alten Gebirges zu deuten wissen, wollen wir das Gebäude der heutigen Alpen richtig verstehen lernen.

Es mögen hier zuerst kurz einige Worte über den Stand der Kenntnis der alpinen Geschichte gesagt werden. Daß Teile des heutigen Alpengebietes herzynisch gefaltet sind, ist schon vor über 60 Jahren erkannt worden. Ch. Lory hat 1860 neben einer jungen Faltung der Alpen eine prätriadische unterschieden, hat in der Folge diese letztere dann noch unterteilt in eine vor- und eine nachoberkarbonische. Diese Erkenntnis ist im Gebiete der Zentralmassive gewonnen worden. Es sind seither eine Menge Belege für die herzynische Faltung dieser Region aufgefunden worden. Man ist daran gegangen, diese herzynische Faltung der Zentralmassive etwas zu analysieren, hat verschiedene Intrusionen, welche in ihrem Gefolge aufgetreten sind, auseinander halten können. Eigentlich mehr der Kuriosität halber sei hier noch eine Ansicht erwähnt, welche noch bis in jüngster Zeit von einzelnen Petrographen verfochten worden ist. Nämlich die, daß die mächtigen Granitstöcke der Zentralmassive im Verlaufe der jungalpinen Faltung eingedrungen seien. Diese Ansicht ist heute wohl endgültig verlassen, da das Forschen nach Beweisen derselben auch in jüngster Zeit immer wieder nur Gegenbeweise zutage gefördert hat. Dagegen weiß man heute sicher, daß diese Granitmassen oberkarbonischen Alters sind. Das helvetische Gebiet war demnach herzynisch gefaltet; mächtige Körper saurer Intrusivgesteine sind im Verlaufe dieser Faltung eingedrungen.

Anzeichen herzynischer Faltung, besser gesagt, Beweise für eine solche, sind auch aus dem Gebiet der unterostalpinen Decken bekannt geworden. R. Staub (167) hat für diese Region auch eine frühere Faltung als wahrscheinlich annehmen können. Auch aus der oberostalpinen Silvrettaecke weiß man, daß altkristalline, gefaltete Gesteine diskordant von Perm und Trias überlagert werden. Es mag nun allerdings angedeutet werden, daß in dem letzteren Falle die Diskordanz nicht ohne weiteres als herzynisch angesprochen werden kann; sie kann auch älter sein. Sicher ist aber jedenfalls, daß das Gebiet der Silvrettaecke vor der Ablagerung der permisch-mesozoischen Sedimente Festland war.

Etwas schwerer ist die Frage nach herzynischer Diskordanz im obern Teil der oberostalpinen Decke und in der hochostalpinen Decke zu beantworten. So schreibt Kober (92), variszische Faltung sei in den ostalpinen Decken nicht zu erkennen. Sie ist aber sehr wahrscheinlich auch dort vorhanden. In den karnischen Alpen sind die Spuren dieser ältern Faltung wieder in voller Klarheit sichtbar. Ebenso offensichtlich ist die Diskordanz über dem südalpinen Quarzphyllit.

Nun das penninische Gebiet. Nach der Meinung der Mehrzahl westalpiner Forscher hat dasselbe während der Dauer der herzynischen Faltung eine besondere Rolle gespielt. Als weite, flachgebogene Mulde, ständig vom Meere bedeckt, soll es von der herzynischen Faltung fast unberührt geblieben sein, während sein nördliches, wie sein südliches Nachbargebiet gefaltet worden sind. Diese Ansicht ist insbesondere von E. Argand (16) vertreten worden. Dementsprechend faßt auch Alb. Heim (68) die Entstehung der Schweizeralpen wie folgt zusammen: „Ausquetschen einer penninischen Zone mit konkordanter Schichtfolge zwischen zwei herzynisch versteiften, tertiär heraufgehobenen Gebirgsmassen, die wie die Backen eines Schraubstocks (mâchoir) wirkten: autochthone Zentralmassive im Nordwesten, ostalpin-dinarisches Gebirge im Südosten.“ — Während die Nachbargebiete des Penninikums gefaltet wurden, soll sich im penninischen Gebiet eine durchgehende Schichtfolge mindestens vom Unterkarbon bis hinauf ins Mesozoikum abgelagert haben. Innerhalb der jungpaläozoischen penninischen Geosynklinale sollen schon die Geantiklinalen späterer alpiner Decken angedeutet gewesen sein.

Nun noch eine kurze Rekapitulierung dessen, was bis heute von den Bewegungsvorgängen im jungalpinen Gebirge in der Hauptsache bekannt gewesen ist. 1912 hat L. Kober in großen Zügen ein Bild der Entwicklung der Ostalpen gezeichnet. Er hat dabei in aller Schärfe auf die voroberkretazische Anlage der oberen ostalpinen Decken aufmerksam gemacht, hat angenommen, Penninikum und Unterostalpin seien in den Ostalpen schon vor der oberen Kreide tektonisch zugedeckt gewesen. Die Resultate der neueren eingehenden Untersuchungen der ostalpinen Deckengebiete Bündens standen damals noch nicht zur Verfügung. Auch in der stratigraphischen und tektonischen Untersuchung der Ostalpen weiter im Osten existierten noch größere Lücken als heute, und die Lücken sind für diese Gebiete heute noch groß genug, um eine definitive Festlegung der Bewegungsvorgänge zu erschweren. Von der Geschichte der penninischen Decken war damals noch kaum etwas bekannt. Dennoch hat Kober in großen Zügen vieles richtig getroffen.

1916 hat D. Trümpy (185) aus seinen Untersuchungen im Rhätikon die nachstehenden Bewegungsfolgen abgeleitet:

I. Ostalpine Phasen: Überschiebung der ostalpinen Decken, der rhätischen und der Sulzfluhdecke. Anlage der Falknisdecke, Schubrichtung SO—NW (Beginn in der obern Kreide).

II. Frühpenninische Phasen: Ausbildung der Falknisdecke. Überschiebung von ostalpinen + rhätischer + Sulzfluh- + Falknisdecken auf Flysch. Mylonitisierung von Sulzfluh- und rhätischer Decke. Anlage der ostalpinen Teildecken. Anlage der helvetischen Decken.

III. Helvetische Phase: Überschiebung der helvetischen Decken.



IV. Spät penninische Phasen: Überschiebung der Decken auf die Molasse. Abscherung der helvetischen Wurzeln. Ausbildung der ost-alpinen Teildecken. Faltenrichtungen WO bis O 10—20 N.

Eine genauere Zeitbestimmung fehlt. Nur die Reihenfolge ist gegeben.

Die I. Phase von Trümpy ist alt. Sie beginnt schon in der mittleren Kreide. Die Phasen II, III, IV fallen dagegen in die Zeit nach der Flyschablagerung. Sie fallen in die dritte penninische Hauptphase. Die II., die Frühpenninische Phase Trümpys, mag noch zum Teil in die zweite penninische Hauptphase hineingehören. Naturgemäß sind im Rhätikon von den eigentlichen penninischen Deckenbewegungen nur leise Nachklänge zu verspüren, da die kristallinen Deckenstirnen fast 50 km weiter im Süden zurückliegen.

1911 und 1916 ist von E. Argand (13, 16) ein Ausschnitt aus der penninischen Deckengeschichte gegeben worden. Argand hat unterschieden:

I. Die St. Bernhardsphase: Decke IV stößt vor und schleppt dabei ihren Untergrund mit (Decken I, III und II). Ihre Flyschhülle wandert weit nach vorn. (Diese Flyschhülle wird heute zu Decke VI gerechnet.)

II. Die Dent Blanchephase: Decke VI stößt über IV vor, beginnt den Rücken von IV auszuquetschen.

III. Die Monte Rosaphase: Decke V drängt sich zwischen IV und VI ein. IV wird dabei aufs ungeheuerste ausgewalzt, der Hauptteil ihres Materials in mächtigem Stirnkopf vor der Stirn von Decke IV angehäuft.

IV. Insubrische Phase: Das ganze fertige Deckenpaket wird noch mehr zusammengeschoben, seine Wurzeln steilgestellt. Starker Druck wird dadurch auf das helvetische Vorland ausgeübt. Die jüngsten Bewegungen der helvetischen Decken sind eine Folge desselben.

Die Bewegungsfolge, welche Argand abgeleitet hat, ist, obschon sie völlig richtig ist, nur ein Teilstück, oder besser gesagt, eine Zusammenstellung einzelner Bruchstücke der gesamten penninischen Folge. Die unteren penninischen Decken sind dabei als etwas Nebensächliches betrachtet worden, aus Gründen, die hier schon früher angeführt worden sind. Die penninische Bewegungsfolge läßt sich aber nur bei Berücksichtigung auch der unteren drei Decken richtig verstehen. Das ergibt sich ohne weiteres aus einem Vergleich der gesamten Folge mit den Phasen von Argand. Ein Vergleich der Bewegungsphasen von Argand mit denen von Trümpy ist nicht ohne weiteres möglich. Erst wenn man die penninische Gesamtfolge kennt, wird ein solcher möglich. Die zwei ersten Phasen von Argand, das wird sich später zeigen, sind älter als alle Phasen von Trümpy. Die Monte Rosaphase stimmt un-

gefähr zeitlich überein mit der frühpenninischen Phase von Trümpy, die insubrische Phase mit den weitem Phasen von Trümpy, hauptsächlich mit der spätpenninischen. Die ostalpine Phase des letzteren liegt zeitlich zwischen Phase II und III von Argand.

1917 ist von R. Staub (159) ein sehr detaillierter Versuch zu einer Übersicht der Faltungsphasen in Graubünden erschienen, verbunden mit einer ungefähren zeitlichen Festlegung der einzelnen Phasen. Auf die eingehende tabellarische Darstellung kann hier nicht näher eingegangen werden. Sie zeigt uns, wie ungeheuer kompliziert die Bewegungsvorgänge dann werden, wenn einmal ein Deckenhaufen vorhanden ist, der unter vielfacher Wechselwirkung der Bewegungsvorgänge der einzelnen Decken unter sich, weiter umgeformt wird. Auch Staub nimmt die Hauptbewegungsvorgänge in nacheozäne Zeit, drängt sie im Oligozän und Miozän zusammen. Wir kommen später zu einer andern Folge als Staub. Eine jüngste tabellarische Zusammenstellung der alpinen Bewegungsvorgänge gibt Alb. Heim (68) im zweiten Bande der Geologie der Schweiz auf Seite 882. Auch diese Zusammenfassung ist in vielen Punkten noch unvollständig. Wieder sind alle energischen Bewegungen als nacheozän angenommen.

Diese Ableitungen von Bewegungsfolgen, mit Ausnahme der von Kober (92), stammen in der Hauptsache von tektonischen Überlegungen. Die regionale Verbreitung einzelner Sedimente ist dabei nicht untersucht, aus dem einfachen Grunde, weil bis jetzt auch noch nie die Reichweite der großen Decken im Alpenstreichen genauer beachtet worden ist. Es gibt ja nun aber eine einfache Schlußfolgerung, die besagt: Auf dem Rücken eines Gebietes, das schon von höheren Massen tektonisch zugedeckt ist, können Sedimente nicht mehr abgelagert werden. Wie es gewöhnliche Transgressionen gibt, so gibt es auch tektonische Transgressionen. Wo eine tektonische Transgression erfolgt, ist das überflutete Gebiet dem Einfluß mariner Transgression entzogen. Sedimente, die von einem höhern tektonischen Element auf ein tieferes übergreifen, sind jünger als die tektonische Überlagerung, so gut wie Sedimente, welche über eine marine Transgressionsfläche übergreifen, jünger sind als die letztere. Diese Regel, mit der notwendigen Vorsicht benützt, wird uns außerordentlich die Entzifferung der Geschichte eines Gebirges erleichtern. Ihre Benützung ist in vielen Fällen ebenso sicher, wie die der andern Regel, daß Sedimente, welche von einer Dislokation ergriffen worden sind, älter sind als diese Dislokation.

Für die Aufklärung der helvetischen Deckentektonik hat das Studium der Faziesverhältnisse eine große Rolle gespielt. Es wird uns auch ausgezeichnete Dienste leisten bei der zeitlichen Feststellung von Bewegungsphasen der kristallinen Decken. Hier nur ein Beispiel: Man hat angenommen (R. Staub [159]), in den penninischen Bündnerschiefern

liege eine durchgehende Serie liasischer bis eozäner Sedimente vor. Betrachten wir nun einmal die Verhältnisse zur Zeit des mittleren Malms. Im helvetischen Gebiet sind damals mächtige, bathiale Kalkmassen abgelagert worden. Im südlichsten Teil des penninischen Gebietes auf Decke VI wurde gleichzeitig Malm in helvetischer Fazies sedimentiert, weiter südlich folgte ein Meer mit Ablagerung von Radiolarienschlamm und Aptychenkalk, das von einzelnen Schwellen durchzogen sein mußte. Weit und breit war keine Spur von eigentlichem Festland. Nun soll zwischen helvetischem Quintnerkalk und dem der Decke VI Bündnerschiefermaterial abgesetzt worden sein. Also Sedimente mit starkem Einschlag von terrigenem Material. Woher soll nun dieses letztere gekommen sein. Wir wissen, daß terrigenes Material, welches im Flußwasser suspendiert ist, sich noch im Bereiche der Küste beim Eintritt ins Meer niederschlägt, daß es dann noch soweit durch Strömungen ins Meer hinaus verfrachtet wird, bis es in Tiefen gelangt, wo es diesen Strömungen entzogen wird. Dort kommt es zu endgültiger Ruhe. Eine Ausnahme macht nur ein winziger Teil des suspendierten Materials, der suspendiert bleibt und derart auch in die küstenfernsten Gebiete gelangt, um dort schließlich als Anteil am Tiefseeschlamm zum Absatz zu kommen. Kein Teil des Bündnerschiefers wird aber als Tiefseeschlamm aufzufassen sein. Das Auftreten eines oberjurassischen Bündnerschiefers wäre und bliebe etwas Unerklärliches. Dann soll das oberjurassische Bündnerschiefermeer durch untermeerische Geantiklinal-schwellen in verschiedene tiefe Räume unterteilt gewesen sein. Es ist aber nicht möglich, daß terrigenes Material tiefe Meeresrinnen überschreitet, es müßte mindestens in der ersten festlandsnächsten dieser Rinnen zum Absatz gekommen sein. Und wirklich sind auch nirgends durch Fossilien oberjurassische Bündnerschiefer nachgewiesen. Zwischen helvetischem Quintnerkalk und dem der Decke VI läßt sich dagegen leicht ein fazieller Übergang denken.

Weiter werden wir für die Feststellung von Bewegungsfolgen den Umstand benützen, daß einzelne Teile der mesozöischen Sedimentfolge nicht mehr in ihrem ursprünglichen Zustande sich befinden, daß sie metamorph geworden sind. Das gilt in der Hauptsache für die Bündnerschiefer, auch für Triassedimente. Der alpine Flysch, er mag noch so stark verfaltet sein, ist meist nicht mehr merklich metamorph geworden, obwohl Teile desselben durch die Dislokation bis ca. 8 km tief unter die Erdoberfläche gebracht worden sind. Es braucht demnach eine ganz bemerkenswerte, tektonische Beanspruchung, eine wesentliche Gesteinsüberlagerung, bis ein Gestein von der Art des Flysch metamorphosiert wird. Flysch und Bündnerschiefer sind in bezug auf Fähigkeit zur Metamorphose gleichwertig. Rückschließend stellen wir also fest, daß zu einer auch noch so bescheidenen Metamorphose der Bündnerschiefer

eine Beanspruchung notwendig gewesen ist, wie sie der Flysch fast nirgends mehr auszustehen hatte. Weiter sind im Flysch Bündnerschiefergerölle gefunden worden, oder metamorpher Bündnerschiefer liegt im Kontakt mit Flysch, der keine Metamorphose aufweist. Beides zeigt uns zweifelsfrei, daß der Bündnerschiefer zum Teil schon vor der Flyschablagerung umgewandelt worden ist.

Zur Erklärung dieser Tatsache ist angenommen worden, die Umwandlung der Bündnerschiefer sei zur Zeit ihrer Ablagerung vollzogen worden (R. Staub [167]). Als Grund dafür wird ihre Lage in der penninischen Geosynklinale angeführt, dann soll die Sedimentüberlagerung diese Metamorphose verursacht haben. Die Lage in der penninischen Geosynklinale spielt unseres Erachtens nicht die geringste Rolle. Wir dürfen nicht annehmen, daß in nützlicher Tiefe unter dem Grunde derselben etwa ein gewaltiger Magmaherd vorhanden gewesen wäre, denn wir kennen diesen Untergrund, da er heute die kristallinen Deckenkerne bildet. Auch das basische Magma kommt nicht in Betracht, dazu sind seine Massen zu klein, auch seine Lage ist nicht die richtige. Kontaktmetamorphose kann also nicht der Grund dieser mesozoischen Metamorphose der Bündnerschiefer sein. Die Annahme, es sei die Tiefe des Geosynkinalmeeres eine so große gewesen, daß dadurch die Sedimente in demselben ohne weiteres unter so hohem Druck und hoher Temperatur abgelagert worden wären, daß eine Umwandlung derselben in Schiefer erfolgen konnte, ist selbstverständlich ganz unwahrscheinlich. Es bleibt also nur die Sedimentüberlagerung. Wenn wir die Masse der Bündnerschiefer, dort wo sie in Bündnen ihren mächtigsten Querschnitt besitzt, ungefähr berechnen, dann diese ganze Masse auf ihren ursprünglichen, ausgeglätteten Ablagerungsraum uns zurückversetzt denken, so ergibt sich eine Mächtigkeit von kaum 1 km derselben. Legen wir noch den Flysch darauf, so ergeben sich 2 km Dicke der Schicht. Aus amerikanischen Untersuchungen ist das Vorhandensein von bis 15 km mächtigen algonkischen Sedimentserien bekannt geworden, welche von unten bis oben nicht einen merklichen Grad der Umwandlung erkennen lassen. Auch aus andern Gebieten weiß man von gewaltigen Sedimentmassen, beispielsweise paläozoischen, die nicht im geringsten umgewandelt worden sind. Man darf sagen: Damit durch Sedimentauflagerung in den untersten Teilen einer Sedimentserie ein Zustand entsteht, der eine merkliche Gesteinsmetamorphose möglich macht, müssen durch ungeheuer lange Zeiten und in ungeheurer Mächtigkeit Sedimente angehäuft werden. Dieser Fall wird praktisch kaum je vorkommen. Immer werden Dislokation nach einer gewissen Zeit, sie mag nun kürzer oder länger sein, die Sedimentation unterbrechen, die Sedimente falten. Oder dann handelt es sich um starre Platten, wie etwa die russische Tafel oder der kanadische Schild, auf denen auch bei langer tektonischer Ruhezeit nur ver-

hältnismäßig geringmächtige Sedimentplatten abgelagert werden. Sedimentauflagerung hat für die Metamorphose der penninischen Bündnerschiefer keine Rolle gespielt, da eine Überlagerung von auch nur einigermaßen bemerkenswerter Mächtigkeit nie vorhanden war. Die voreozäne Metamorphose derselben kann von nichts anderem herrühren, als von gewaltigen mesozoischen Dislokationsvorgängen. Dieselben müssen einen ganz wesentlichen Anteil an der gesamten penninischen Faltung besitzen, einen stärkern Anteil als nacheozäne Bewegungen, welche letztere ja den Flysch wohl zu verknüpfen, zu verfallen vermochten, ihn aber nicht metamorph machten. Auch der Umstand, daß wir Bündnerschiefer kennen, von einzelnen Lokalitäten, die dem Flysch völlig gleich sind, ändert nichts an der Tatsache mesozoischer penninischer Faltung. Er sagt uns bloß, daß an einzelnen Stellen der Bündnerschiefer nicht stärker beansprucht worden ist als der Flysch.

Gebirgsbildung bringt Gesteinsmetamorphose. Die Wahrheit dieses Satzes zeigt sich uns in der verschiedenen Metamorphose innerhalb des Bündnerschieferkomplexes. Und immer erkennen wir, wo wir die Bündnerschiefer verschiedener Decken untersuchen, scharfe Abhängigkeit des Grades der Metamorphose von der tektonischen Beanspruchung. In erster Linie nimmt derselbe von oben nach unten zu. In den tiefsten Decken erkennen wir in den Mulden vollkristalline Gesteine, höher im Deckenpaket nur noch halbkristalline. Ausnahmen von dieser Regel sind dort, wo wir sie erwarten müssen. Sind zum Beispiel Bündnerschiefer einer mittleren Decke in schmaler stark verfalteter Teilmulde in die Gneise des Deckenkernes eingeklemmt, so sind sie sicher stärker umgewandelt, als ihrer Höhe im Deckenbündel entspricht. Die Metamorphose der Bündnerschiefer ist Dislokationsmetamorphose, wenn wir von den relativ spärlichen Spuren von Kontaktmetamorphose an den Ophioliten absehen. Es ist Dislokationsmetamorphose der Epi- bis Meso-, seltener der Katazone. Wir werden später auf diese Tatsachen zurückkommen (siehe auch III. Auflage der „Kristallinen Schiefer“ von Grubenmann und Niggli).

Verhältnismäßig wenig ist bis heute über die Bewegungsfolge im helvetischen Gebiet geschrieben worden. Man weiß, daß vor der Bildung der helvetischen Decken der Wildflysch über das helvetische Gebiet überschoben worden ist. Das ist meines Wissens zum ersten Mal von Arn. Heim (72) ausgesprochen worden. Von Arbenz (7) ist der Gedanke ausgesprochen worden, daß sich zuerst die tieferen, dann die höheren helvetischen Decken gebildet haben. Dann ist von ihm auf die Wirkung des letzten großen Zusammenschubes hingewiesen worden, auf die letzte Aufwölbung, Faltung und teilweise Überkipfung zentralmassivischer Teile, auf die Verbiegung der helvetischen Deckenschubfläche, dann auf die Überschiebung der schon durchfalteten Molasse durch

die helvetischen und unterostalpinen Decken. Eine systematische, zusammenfassende Darstellung der helvetischen Bewegungsvorgänge fehlt aber bis heute noch.

Nur vereinzelte Bausteine für eine Geschichte der Alpen sind bis heute vorhanden gewesen. Noch fehlte der Plan, der eine richtige Zusammenstellung derselben gestattete, noch fehlten auch wichtigste dieser einzelnen Bauelemente. Auch der vorliegende Versuch einer Ableitung der Geschichte der Alpen muß naturgemäß noch etwas unvollständiges werden. Schon viel ist erreicht, wenn mit demselben eine im Großen richtige Grundlage gegeben werden kann, ein genereller Plan, der ohne wesentliche Abänderungen weiter ausgearbeitet, verfeinert werden kann.

---

## II. Die vortriadischen Gesteine der Alpen

Die Geschichte des alpinen Gebietes ist zugleich die Geschichte seiner ältesten Gesteine. Wir müssen daher auch die letztere zu ergründen suchen und das wird uns nur mehr zu einem kleinen Teile gelingen. Die vortriadischen Gesteine bauen den Hauptteil der großen kristallinen Decken, dann die Zentralmassive auf. Sie bilden den Sockel der Südalpen. Ohne weiteres werden wir von denselben einen jüngsten Anteil permischer und oberkarbonischer Gesteine abtrennen können. Was darunter liegt, läßt sich im Großen und Ganzen in zwei Teile zerlegen, einen jüngeren Teil alt- bis mittelpaläozoischer Gesteine, einen älteren Teil, das sog. Altkristallin. Tonschiefer, Kalke, Phyllite, Glimmerschiefer, Paragneise bilden den Grundstock der beiden alten Gesteinsserien. Denselben sind mehr oder weniger metamorphe Eruptivgesteinsmassen eingelagert. In der Schweiz sind neben dem Altkristallin die sog. Casannaschiefer ausgeschieden worden, in den Ostalpen die Quarzphyllite und die fossilführenden Sedimente des Silurs, Devons und Unterkarbons.

**Die paläozoischen Sedimente.** Die ältesten fossilführenden Sedimente in den Alpen finden sich in den karnischen Alpen, deren Lage wir im ersten Teil dieser Arbeit kennen gelernt haben, dann in der hochostalpinen Decke, dann im östlichen Teil der innern Südalpen. In den karnischen Alpen wird Altkristallin überlagert von untersilurischen Tonschiefern, Grauwacken und Sandsteinen. Darüber ruhen Bänderkalke des obern Silurs, darüber obersilurische Kalke mit reicher Fauna, dann mächtige Riffkalke des Unterdevons. Auch Mittel- und Oberdevon ist nachgewiesen. Unterkarbon ist im benachbarten, nördlichen Gebiet zu treffen. Dieselbe Schichtserie findet sich ungefähr in der hochostalpinen Decke. Im karnischen Gebirge liegen diese Gesteine in steil südfallenden

Schuppen übereinander. Diskordant diese Falten abschneidend ruht darauf Oberkarbon in flacher, relativ ungestörter Lagerung. In demselben herrscht mehrfacher Wechsel zwischen marinen und terrestrischen Sedimenten. Letztere bergen die Flora der Ottweilerstufe. Deutlich ist im karnischen Gebirge die herzynische Faltung ausgeprägt und große Teile dieses Gebietes sind von der jungen, alpinen Faltung kaum mehr in Mitleidenschaft gezogen worden. Die herzynische Faltung dieses Gebietes war voroberkarbonisch abgeschlossen, war aber dennoch herzynisch, da Oberdevon mitgefaltet ist.

In den Südalpen, dann in der oberostalpinen Decke, in den unterostalpinen Decken, dann im penninischen Gebiet ruhen, vielfach mit scharf sichtbarer Diskordanz, auf dem Altkristallin die Quarzphyllite und die Casannaschiefer. Nach ihrer Lage zwischen Altkristallin und den jüngeren paläozoischen Sedimenten oder der Trias entsprechen sie im Alter den Sedimenten der karnischen Alpen. Das Alter der Quarzphyllite ist aber bisher verschieden gedeutet worden. Sie sind als vorkambrisch betrachtet worden, dann als kambrisch, als silurisch-devonisch, als Karbon, je nach den Verhältnissen. Wo sie scheinbar unter dem Untersilur liegen, das letztere aber berühren, handelt es sich gewöhnlich um einen tektonischen Kontakt. Sie treten auch auf zwischen den karnischen Sedimenten und dem Nordrand der südalpinen Kalkplatte, manchmal so, daß Teile der letzteren auf beiden Gesteinskomplexen aufliegen. Schmale Grenzgebiete ausgenommen, sind Quarzphyllit und paläozoische Sedimente meist nicht aufeinander gelegt. Eines erscheint im großen ganzen immer dort, wo das andere aufhört. Aus der Gesamtverteilung zu schließen, handelt es sich um verschiedene Fazies gleichaltriger Sedimente. Darauf hin deutet auch schon der Umstand, daß am Westende des karnischen Gebirges, dort, wo die silurischen Sedimente etwas metamorph sind, sie sich kaum mehr vom Quarzphyllit abtrennen lassen, daß andererseits gerade in den Schiefen jener Gegend in jüngster Zeit auch Karbon nachgewiesen worden ist. Damit soll nun nicht gesagt sein, daß überall in den Quarzphylliten und Casannaschiefern eine durchgehende Sedimentfolge von Untersilur bis Unterkarbon vorhanden ist. Das muß so wenig der Fall sein, als etwa im penninischen Gebiet eine durchgehende Folge vom Verrucano bis zum Flysch vorhanden ist. Im ganzen stellt aber der Quarzphyllit das Äquivalent der silurisch-devonisch-unterkarbonischen fossilführenden Sedimente dar. Beide liegen auf den höher metamorphen altkristallinen Gesteinen. Wo das Verhältnis gegenüber den letzteren genauer untersucht ist, kennt man eine trennende Diskordanz. Gegen oben sind beide durch die herzynische Diskordanz abgeschnitten.

**Vorkambrische und herzynische Faltung.** Kambrische Sedimente fehlen den Alpen. Die transgressive Lagerung von Untersilur und Quarzphyllit-Casannaschiefer auf dem Altkristallin, dann die Diskrepanz

im Grade der Metamorphose zwischen dem Altkristallin und den jüngern Gesteinen legen Zeugnis ab für das Vorhandensein mindestens einer Gebirgsbildung mit nachfolgendem Abtrag in vorkambrischer und kambrischer Zeit. Die Paragesteine des Altkristallins müssen damit vorkambrischen Alters sein. Im Kambrium war das Alpengebiet Festland. Im untern Silur erfolgte der Einbruch des Meeres. Vom Untersilur bis ins Unterkarbon mögen dauernd große Teile des Gebietes vom Meere bedeckt gewesen sein. Dann erfolgte die herzynische Faltung. Sie mag zum Teil schon im untern Karbon eingesetzt haben. Das Oberkarbon liegt entweder transgressiv auf den herzynischen Falten oder ist noch mit in dieselben einbezogen worden. An einzelnen Stellen ist beides zu konstatieren, so daß die Faltungen also mindestens vor dem Oberkarbon eingesetzt haben und erst nach demselben ausgeklungen sind. In den Westalpen in engerm Sinne, also vom Mont-Blanc gegen Süden, besteht der Kern der Bernhardsdecke zur Hauptsache aus karbonischen Gesteinen: Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefern mit Einlagerungen von Kohlenflözen. Unteres Mittelkarbon ist in dieser Gesteinsfolge als Tiefstes noch nachgewiesen. Die Fazies dieser Sedimente, die Fazies des alpinen Oberkarbons überhaupt, beweist das Vorhandensein voroberkarbonischer Gebirgsbildung. Sie läßt uns den Beginn der herzynischen Faltung mindestens ins Unterkarbon zurückverlegen.

**Die herzynisch-alpine Geosynklinale.** Von einer kaledonischen Faltung wird nach alledem in den Alpen kaum etwas zu bemerken sein. Daß das so sein muß, zeigt ein kurzes Studium der paläogeographischen Verhältnisse Europas. Im Gebiet sicher nachgewiesener kaledonischer Faltung war Meeresbedeckung im Kambrium. Im Silur begann sich diese Region aus dem Meere herauszuheben; sie war Festland am Ende des Silurs. Umgekehrt war das Alpengebiet im Kambrium Festland, tauchte im Silur unter den Meeresspiegel. Das kaledonische Gebiet war Geosynklinale im Kambrium und Untersilur, das alpine vom Untersilur bis ins Unterkarbon. Man weiß, und dieser Gedanke ist von E. Haug (57) scharf formuliert worden, daß sich die großen Gebirge aus einer Geosynklinale — Dana hat diese Bezeichnung eingeführt — heraus entwickeln; d. h. aus einem bandförmigen Meeresgebiet, in welchem unter fortwährender Senkung des Grundes mächtige Sedimentmassen abgelagert worden sind. Das Charakteristische einer solchen Geosynklinale ist nicht etwa eine große Tiefe derselben; sie kann zeitweise verlanden; es ist die fortwährende Senkung, die eine Anhäufung von großen Sedimentmengen erlaubt. Man hat der Geosynklinale die sie begrenzende Geantiklinale gegenübergestellt. Besser wird man von starren Schollen sprechen, welche die Geosynklinale begrenzen. Die Geosynklinalen sollen sich im Verlaufe der Sedimentanhäufung zu Zonen geringeren Widerstandes innerhalb der Erdrinde ausbilden, zu Zonen größerer Faltungsfähigkeit.



Man hat damit die Sedimentanhäufung verantwortlich gemacht für das Auftreten der Faltung in diesen Zonen. Ob man das nun wirklich so auffassen darf, ist eine zweite Frage. Wir glauben, die Ursache liegt tiefer. Die Lage der Faltungszone ist bestimmt gewesen, bevor irgendwelche Sedimentation in derselben begonnen hat. Schon die erste Ein-senkung zur Geosynklinale, sie erfolgte in den Alpen im Anschluß an den Abtrag eines älteren Gebirges und hatte mit der Sedimentation noch nichts zu tun, geschah in einem örtlich zum voraus bestimmten Raume. Geosynklijalbildung, die durch die letztere verursachte Sedimentanhäufung, dann die Faltung, sind alles Teilvorgänge desselben großen Geschehens, dessen Ursache hoch über der Anhäufung von ein paar Kilometer Sedi-mentmaterial gestanden sein muß, dessen örtliche Festlegung schon die Ursache der Sedimentanhäufung an dieser Stelle geworden ist.

**Sedimente der Geosynklinale, Art und Verteilung.** Casanna-schiefer, Quarzphyllite und fossilführendes Untersilur bis Unterkarbon sind die Sedimente der herzynisch-alpinen Geosynklinale. Betrachten wir etwas näher die Art und Verteilung dieser Sedimente. Es sind zwei Arten zu unterscheiden. Den gut gegliederten Sedimentmassen der karnischen Alpen, der hochostalpinen Decke, stehen die mächtigen eintönigen Massen der Casannaschiefer gegenüber, welche einer weiteren Gliederung wohl zähen Widerstand entgegenzusetzen werden. Im ersten Falle handelt es sich um Sedimente epirogener Natur, in welchen zeitweise die Zufuhr terrigenen Materials stark zurückgetreten ist. Im zweiten Falle sind es fast ausschließlich terrigene, tonig sandige Sedi-mente, welche sich in gewissem Sinne mit dem Flysch und den Bündner-schiefern vergleichen lassen. Von den letzteren unterscheidet sie jedoch das fast völlige Fehlen von Kalk. Wir möchten diese Sedimente als orogene Fazies der herzynisch-alpinen Geosynklinale bezeichnen.

Dann die Verteilung der beiden Serien. Der Ablagerungsraum der Serie epirogener Sedimente, das zeigt uns ihre heutige Verbreitung in der hochostalpinen Decke, im karnischen Gebirge, dann in den Auf-brüchen südlich der julischen Alpen, besaß die Form eines dreieckigen Zipfels mit der Spitze im Westen. Er verbreiterte sich gegen Osten, keilte im Westen aus. Die Achse desselben verlief ungefähr parallel der heutigen südalpinen Grenze. Beiderseitig, im Norden wie im Süden, schlossen sich an denselben die Ablagerungsräume der orogenen Sedi-mente an. Es war demnach der zentrale Teil der Geosynklinale durch mehr epirogene Sedimentation ausgezeichnet.

Die Verbreitung der Casannaschiefer und Quarzphyllite ist heute ungefähr die folgende: Sie bedecken den Raum der Südalpen, mit Aus-nahme des äußersten Ostens der letzteren. Sie erscheinen in der ober-ostalpinen Decke, fehlen allerdings heute dem tieferen westlichen Teil derselben, der Silvrettadecke. In gewaltigen Massen sind sie wieder in

dem oberen Teil der unterostalpinen Decken, der Umbrail- und der Campodecke. Auch in den tieferen Teilen des unterostalpinen Faltenbündels sind sie vorhanden, dann wiederum in der penninischen Decke VI, wahrscheinlich auch V. Sicher sind sie wieder in der Decke IV vertreten.

Die Verhältnisse in dieser Decke IV müssen wir etwas näher betrachten. Im äußersten Westen ist fast die ganze Decke aus Casannaschiefer aufgebaut. Eine ganze Anzahl Forscher fanden in diesem Teil der Decke IV das Karbon, das, wie schon oben bemerkt, bis ins untere Mittelkarbon hinunterreicht, durch Wechsellagerung in Casannaschiefer übergehend, so daß diese fossillere Casannaschiefer ebenfalls als Karbon betrachtet worden sind. Damit ist nun allerdings noch nicht scharf bewiesen, daß nicht auch ältere Schiefer darin vertreten sind. Die stratigraphischen Beziehungen zwischen den fossilleren Schiefen, die in der Regel mehr den Kern der Decke bilden und den fossilführenden Karbongesteinen, welche mehr den Randpartien der Decke angehören, lassen sich heute, nachdem zwei gewaltige Faltungsperioden über diese Gesteinsmassen hinweggegangen sind, wohl nicht mehr in allen Einzelheiten feststellen. Sobald wir in der Decke IV von Westen gegen Osten vorwärtsschreiten, konstatieren wir das Eintreten einer immer mächtiger werdenden altkristallinen Basis in den Bau der Decke. Dafür verschwinden die jüngeren Gesteine von Westen gegen Osten. Schon im Simplongebiete fehlen die sicheren karbonischen Gesteine. Dasselbe gilt für den weiteren Osten, für die Aduladecke. Wir werden später bei der Beantwortung einer anderen Frage nochmals auf diese Tatsache zurückkommen. Denkt man sich ein Profil in der Streichrichtung durch das Ursprungsgebiet der Decke IV, so wird man folgende Verhältnisse gewahr: Im Osten, in der Aduladecke, ist eine beträchtliche Basis altkristalliner Gesteine, die gegen oben durch eine Transgressionsfläche abgeschlossen wird. Auf dieser letzteren ruhen Glimmerschiefer der Casannaschieferserie, die einen bedeutend geringeren Grad der Metamorphose zeigen als das Altkristallin. Im Norden des abgewickelten Deckengebietes greift die herzynische Abtragsfläche über beide Komplexe über. Wenn wir gegen Westen schreiten, so verringert sich langsam die Masse der kristallinen Basis in der Decke. Dafür tritt ein gegen Westen sich verdickender Keil jüngerer Gesteine in den Bau der Platte ein, welche später von der Faltung ergriffen wurde.

Ein flach gegen Westen einfallender Gesteinskomplex, bestehend von unten nach oben aus Altkristallin, Casannaschiefern, Mittelkarbon, Permokarbon wurde von der ungefähr horizontalen nachherzynischen Abrasionsfläche schief durchschnitten. Dann ist von der jungen Faltung ein überall ungefähr gleich mächtiger Block des Ursprungsgebietes der Decke ergriffen worden. Das letztere war eine flache, weitgespannte

Mulde des herzynischen Gebirges, dessen Form und Aussehen wir schon im ersten Teil dieser Arbeit besprochen haben. Der Boden dieser Mulde besaß ein schwaches Gefälle gegen Westen. Während der Gebirgsbildung wurden in den westlichen, tiefsten Teil derselben die mittel- und oberkarbonischen Sedimente eingeschüttet, während der östliche höhere Teil derselben von diesen Sedimenten frei blieb.

Den umgekehrten Fall werden wir weiter im Osten in der oberostalpinen Decke finden. In der Silvrettadecke ist der kristalline Kern durch die nachherzynische Abrasionsfläche angeschnitten, weiter östlich die auf diesem Kern liegenden Quarzphyllite, weiter östlich das Karbon auf dem letzteren. Also ein gegen Osten einsinkender Schichtkomplex, der nach der herzynischen Faltung durch eine horizontale Erosionsfläche abgeschnitten worden ist. Dann ist nachher eine überall ungefähr gleich dicke Platte unter der letzteren von der jungen Faltung ergriffen worden. Was wir hier und dort mit aller Deutlichkeit aus dem heutigen Alpenbau herauslesen können, sind Gefällsverhältnisse in der Richtung der Achse des herzynischen Alpengebirges, ein Axialgefälle gegen Westen im westlichen penninischen Teil, ein axiales Gefälle gegen Osten im östlichen oberostalpinen Anteil des alten Gebirges. Weiter möchten wir hier auf diese Fragen nicht eingehen, da heute die Untersuchungen noch nicht derart fortgeschritten sind, daß man den herzynischen Gebirgsbau im Detail rekonstruieren könnte. Es genügt hier die Problemstellung.

Wenden wir uns wieder zur Verteilung der Casannaschiefer in den penninischen Decken des Westens. In großen Teilen der Decke III im Osttessin fehlt der Casannaschiefer. Ebenso fehlt er dort an der Stirn der Decke II. Weiter westlich scheint er auch in Decke I nicht vorhanden zu sein. Ob dieser Mangel ein primärer ist oder ob er auf Abtrag beruht, ist vorläufig nicht festzustellen. Er kann mit dem erwähnten westlichen Axialgefälle zusammenhängen. Weiter nördlich in den Zentralmassiven scheint der Casannaschiefer wieder aufzutreten, sowohl im Gotthardmassiv, als im Aarmassiv.

Zusammengefaßt: Im karnischen Gebirge, als der Zentralzone der ehemaligen herzynisch-alpinen Geosynklinale ist eine reich gegliederte, vollständige Schichtfolge vom untern Silur bis ins untere Karbon vorhanden. Im Norden und Süden dieser sich gegen Osten erweiternden Zentralzone der Geosynklinale wurden die Casannaschiefer oder Quarzphyllite abgesetzt, anstoßend an die zentrale Zone, während der ganzen Zeit von Untersilur bis Unterkarbon. In weiterer Entfernung, gegen Westen und Norden, ist vielleicht nur der jüngere Teil der Schieferserie zum Absatze gekommen, derart, daß die Einsenkung zur Geosynklinale von innen gegen außen fortgeschritten wäre. Im ganzen sind aber die herzynischen Geosynkлинаlsedimente im Bereich der ganzen

Alpen vertreten. Lücken sind untergeordnet, zum Teil verursacht durch nachträglichen Abtrag.

**Das Altkristallin.** Nun wenige Worte über das Altkristallin. Der Name scheint vielleicht etwas nichtssagend, zum mindesten unpräzis. Das entspricht aber dem Stande unseres geologischen Wissens über diese Gesteinsserie. Wir besitzen wohl eine ganze Reihe vortrefflicher petrographischer Untersuchungen und Beschreibungen hierher gehöriger Gesteine. Dieselben ermöglichen aber noch nicht eine geologische Einteilung derselben.

Die Paragesteine des Altkristallins sind vorkambrisch. Große Räume zwischen denselben sind von mehr oder weniger metamorphen Eruptivgesteinen aller Art erfüllt. Die ältesten derselben sind ebenfalls vorkambrisch, ein Teil ist jungpaläozoisch. Dann sind auch einzelne Massen jüngerer Eruptiva in denselben stecken geblieben. Es sind saure bis basische Eruptivgesteine. Nur die ältesten derselben gehören eigentlich zum Altkristallin. Schon die paläozoischen Intrusionskörper sind Fremdkörper innerhalb desselben, die vom eigentlichen Altkristallin meist scharf abgetrennt sind, deren Schieferhülle das letztere bildet.

Die Paragesteine des Altkristallins sind durchweg hochmetamorph. Der Prototyp derselben, der uns den Grad der Metamorphose ungefähr kennzeichnet, ist ein Biotitparagneis- bis Glimmerschiefer mit Quarz, Albit, Biotit, Muskovit, Granat als hauptsächlichsten Gemengteilen. Derselbe findet sich in gleicher Beschaffenheit sowohl in den tiefsten penninischen, als in den oberen ostalpinen Decken. Neben demselben sind eine Reihe anderer Gesteinstypen ausgeschieden worden. Die Verschiedenheiten rühren zum Teil her von verschiedener ursprünglicher Beschaffenheit, zum Teil von differentieller Beeinflussung durch die verschiedenen eingedrungenen Magmen. Zum Teil ist auch die Summe der verschiedenen in denselben addierten Metamorphosen ungleich in einzelnen Varietäten. Wichtig ist die Feststellung, daß altkristalline Paragneise der tieferen penninischen Decken, also der Region stärkster jungalpiner Metamorphose, durch die letztere kaum mehr verändert worden sind; daß sie oftmals kaum Anzeichen von Kontaktmetamorphose an den gewaltigen oberkarbonischen Granitstöcken erkennen lassen. Wir müssen unbedingt annehmen, daß ein wesentlicher Teil derselben schon die herzynische Faltung in hochmetamorphem Zustande angetreten hat. Das läßt darauf schließen, daß sie schon in vorkambrischer Zeit Gebirgsbildungen mitgemacht haben. In einem späteren, viel weiter entwickelten Stadium der Alpenforschung wird es einmal möglich werden, auch Diskordanzen innerhalb dieser alten Gesteinsserie aufzufinden. Für heute ist das Altkristallin für uns noch eine geologische Einheit, die mindestens eine vorkambrische Faltung mitgemacht hat, die gegen die jüngeren Gesteine scharf abgegrenzt ist durch eine gewaltige Trans-

gressionsfläche. Ein großer Fortschritt wird es schon sein, wenn einmal diese Transgressionsfläche, wo sie in den Alpen zutage tritt, überall erkannt sein wird. Schon das wird nicht überall leicht sein, da diese Trennungsfläche an vielen Stellen während der beiden großen jungen Faltungsperioden aufs intensivste verfaltet und geschuppt worden ist.

**Herzynische Metamorphose und Diskordanz.** Die Sedimente des zentralen Teiles der herzynischen Geosynklinale sind durch die Gebirgsbildung wenig mitgenommen worden, sind kaum metamorph. Die Lagerungsverhältnisse zeigen aber deutlich die herzynische Faltung. Umgekehrt weist bei den Quarzphylliten und Casannaschiefern der Grad der Metamorphose auf eine starke Gebirgsbildung hin, wogegen über denselben meist die herzynische Diskordanz stärker verwischt ist. Über dem süd-alpinen Quarzphyllit ist die Diskordanz scharf ausgeprägt. In den alpinen Decken dagegen ist sie meist durch die jüngeren tektonischen Vorgänge verdeckt worden. Gerölle des süd-alpinen Quarzphyllits finden sich schon in permischen Gesteinen. Zwischen den Casannaschiefern der Alpen und den mesozoischen Sedimenten ist im Durchschnitt ein ziemlich wesentlicher Unterschied im Grade der Metamorphose. Die Quarzphyllite und Casannaschiefer sind daher im allgemeinen während der herzynischen Faltung kräftig umgewandelt worden. Die Faltungsvorgänge müssen heftig gewesen sein, stärker als die, welche die gut sichtbare Faltung des karnischen Gebirges verursacht haben. Das ganze Alpengebiet ist herzynisch gefaltet worden.

**Intrusionen.** Gewaltige Massen saurer Eruptiva sind gegen Ende der herzynischen Faltung ins Gebirge eingedrungen. Die mächtigsten Intrusivkörper stecken im Norden, im Gebiet der Zentralmassive, in der Region der penninischen Decken, in den unterostalpinen Decken. Es wurde hier schon dargelegt, daß die Anordnung speziell der penninischen Granitkörper in engster Beziehung zu den tektonischen Leitlinien erfolgte, daß dieselben dann später die junge penninische Faltung aufs nachhaltigste beeinflußt haben. Doch ist der herzynische Bau dieser Gebiete von der jungen Faltung wieder überwältigt worden. Schreiten wir in der Betrachtung des herzynischen Gebirges gegen Süden, so stellen wir eine Abnahme der Granitintrusionen in dieser Richtung fest. Nur mehr vereinzelt erscheinen oberkarbonische Granitkörper in der oberostalpinen Decke. Sie sind nicht mehr in die paläozoischen Gesteine hinaufgedrungen, auch nicht in der hochostalpinen Decke. Sie fehlen der Zentralzone der herzynischen Geosynklinale mit ihren epirogenen Sedimenten. Wir konstatieren sie aber wieder im süd-alpinen Quarzphyllit.

Vom Nordrand der herzynisch-alpinen Geosynklinale gegen deren Zentrum hin nimmt die Masse der sauren Intrusivgesteine ab. Ungefähr die entgegengesetzten Verhältnisse sind uns aus dem jungen Alpen-

gebirge bekannt, in welchem die Intrusivkörper im Innern der Geosynklinale, längs der südalpiner Grenze verteilt liegen. Und doch, wenn wir etwas weiteren Ausblick halten, beginnt dieser scheinbare Gegensatz der Verteilung der Intrusiva im jungen und im alten Gebirge etwas von seiner Schärfe zu verlieren. Wir stellen fest, daß im jungen mediterranen Orogen die junge Eruptivtätigkeit in der Hauptsache an die Grenze zwischen Innensenke, d. h. Zwischengebirge und die randlichen Stämme fällt, zum Teil auch wenig in die letzteren eingreift. Dasselbe ergibt sich für das herzynische Gebirge, sobald wir dessen ganzen Bau ins Auge fassen; sobald wir in Betracht ziehen, daß neben dem alpinen Stamme, draußen im niederdeutschen und belgischen Gebiete ein zweiter Stamm vorhanden ist. Daneben dürfen wir allerdings die beiden verschiedenartigen Gebirge nie vollständig miteinander vergleichen, weil sie zwei verschiedene Typen darstellen, schon dadurch verschieden, daß das herzynische Gebirge einen ungleich größeren Raum umfaßt als das junge alpine. Deckenbau im großen, wie in den Alpen, werden wir im herzynischen Alpengebirge nicht vermuten dürfen.

**Oberkarbon.** Gestatten wir uns noch einen kurzen Überblick über die Vorkommen von alpinem Oberkarbon. Marines Oberkarbon haben wir kennen gelernt in den Einlagerungen von Fusulinenkalk im karnischen Gebirge. Im übrigen ist das Oberkarbon überall festländisch. Es handelt sich um Tonschiefer, Grauwacken, Sandsteine. Fast alle Vorkommen, mit Ausnahme eines Teils derjenigen in der penninischen Decke IV im Westen, gehören ins Stephanien. Sie liegen entweder transgressiv und ungestört auf gefaltetem Untergrund. So im Zentrum der herzynischen Geosynklinale. Oder sie sind noch in die Faltung mit einbezogen worden, so in den Zentralmassiven, dann in den Südalpen. Die Faltung im Innern muß früher abgeschlossen gewesen sein, als am Außenrande des Gebirges. Dasselbe ist im jungen alpinen Gebirge der Fall gewesen. Es ist diese Erscheinung eine Folge des Wanderns der Faltung über die ihr zuerst gesteckte Grenze hinaus. Oberkarbon ist bis heute nicht sicher nachgewiesen im Gebiet der Silvrettadecke westlich vom Brenner, im Gebiete der unterostalpinen Decken, im Gebiet der penninischen Decken mit Ausnahme des westlichen Teiles der Decke IV. Es fehlt auch in großen Teilen der Südalpen. Es ist ein Sediment, das sich noch während der Dauer der Gebirgsbildung in einzelnen Senken im Innern des Gebirges abgelagert hat. Das gilt auch für das Mittelkarbon der Bernhardsdecke, vielleicht auch für das Unterkarbon in den Ostalpen, so z. B. für das von Nötsch im Gailtal. Erst nach dem Oberkarbon hat der eigentliche Abtrag des herzynischen Gebirges eingesetzt. In der Mehrheit terrestrische Sedimente sind zuerst abgelagert worden. So in vereinzelt Fetzen der Verrucano der Südalpen, auf welchen dann die gewaltigen Quarzporphyrergüsse folgten. Dann darüber in

weiter Ausdehnung der festländische Grödenersandstein. Langsam und tastend griff dann das Meer ins alpine Gebiet ein, zum Teil schon im Perm, zum Teil erst in der unteren Trias. Es folgte die jungalpine Geosynklinalphase, deren Entstehen und Entwickeln wir im folgenden verfolgen wollen. Bevor wir aber an diese Arbeit gehen, wollen wir noch das bis jetzt über die älteren Vorgänge Gesprochene zusammenfassen.

**Zusammenfassung.** Die Zentralregion der herzynischen Geosynklinale, in der während Silur und Devon epirogene Sedimente entstanden, die dann am wenigsten intensiv, am wenigsten lange der herzynischen Faltung unterworfen war, der die oberkarbonischen Intrusivkörper fehlen, wird von der jungalpinen Faltung kaum mehr beeinflusst, sie wird endlich zum Teilstück der südalpiner Grenze. Vom unteren Silur bis hinauf zur Jetztzeit stellte sie eine Zone besonderer Resistenzfähigkeit dar, die durch zwei Perioden gewaltigster Gebirgsbildung hindurch ihren besonderen Charakter hat wahren können. Sie ist in dieser Beziehung das merkwürdigste Teilstück der Alpen.

Zu drei verschiedenen Perioden sind im alpinen Gebiete große Sedimentserien abgelagert worden:

1. Vorkambrisch, vor der ersten sicher nachzuweisenden Gebirgsbildung, welche letztere ebenfalls in vorkambrische Zeit zu verlegen ist. Granite sind schon während dieser Faltung eingedrungen. Es sind die altkristallinen Gesteine. Die hierher gehörigen Paragesteine sind durchweg hochmetamorph und im Grade ihrer Metamorphose recht uniform.
2. Die Casannaschiefer, Quarzphyllite und die silurischen bis unterkarbonischen fossilführenden Sedimente, in der Zeit vom Untersilur bis ins Unterkarbon. Auf ihre Ablagerung folgte die herzynische Gebirgsbildung. Im penninischen Gebiete sind diese Gesteine in der Hauptsache vollkristalline Schiefer. In den höheren Decken sind sie im Durchschnitt als halbkristallin zu bezeichnen. Im hochostalpinen und im karnischen Gebirge entbehren sie meist noch eines merkbaren Grades der Metamorphose. Vom Altkristallin unterscheidet die Gesteine dieser Serie der immer geringere Grad der Metamorphose, dann die viel größere Variabilität desselben. Sie sind durch die jungalpine Metamorphose noch merkbar differenziert worden.
3. Im Perm und Mesozoikum, vor und während der Entstehung des jungalpinen Gebirges. In dieser Serie erscheinen wieder unmetamorphe, halbkristalline und vollkristalline Gesteine. Die ganze Metamorphose fällt zu Lasten der jungen Gebirgsbildung.

Im allgemeinen liegen zwischen den Ablagerungszeiten der einzelnen großen Serien Sedimentationslücken, verursacht durch Gebirgsbildung

und nachfolgenden Abtrag. Stellenweise scheint aber die Sedimentation eine noch lückenhaftere gewesen zu sein, so daß Teile der Casannaschieferserie oder selbst diese ganze Serie fehlen können. Andererseits gibt es aber Teilgebiete der Alpen, in welchen die herzynische Sedimentationslücke zum Teil oder ganz verwischt ist. So im westlichen Teil der Bernhardsdecke. So nimmt Argand (16) dort durchgehende Sedimentation von den Casannaschiefern über das Karbon und Perm zur Trias an. Es ist heute allerdings zweifelhaft, ob die Sedimentation wirklich eine vollständig durchgehende war, denn es zeigen sich zwei verschieden stark metamorphe Anteile, die nach neueren Untersuchungen durch eine Diskordanz geschieden sind, Casannaschiefer und Permokarbon. Dieselbe durchgehende Sedimentation ist auch für die rückwärtigen Teile der Decke **XVI** angenommen worden. Gegen eine penninische Faltung des herzynischen Gebietes spricht eine solche nicht.

### III. Die jungalpine Geosynklinale

**Die Bildung der Geosynklinale.** Zum weitaus größten Teil war das Alpengebiet im Perm Festland, war ein im Abtrag begriffenes Gebirge. Schon in der mittleren Trias ist dann das ganze Gebiet vom Meere bedeckt gewesen. Abtrag zum Teil, dann in der Hauptsache eine Einsenkung, hat die Überflutung ermöglicht. Wie ist nun diese Einsenkung erfolgt? Wo fand sie früher, wo später statt? Welchen Einfluß hatte der herzynische Bau auf die Reihenfolge der Einsenkungsvorgänge? Daß die Überflutung nicht überall gleichzeitig erfolgte, wissen wir bereits. In einem kleinen Teil des helvetischen Gebietes, im Geburtsland der östlichen tiefsten helvetischen Decken geschah sie schon im Perm, im größeren Teil des helvetischen Gebietes in der unteren Trias. Im penninischen Gebiet, wir werden es noch gesondert besprechen, da sich dort heute schon in wunderbar klarer Weise der Einfluß des herzynischen Baues zeigt, erfolgte sie zum Teil im Perm, zum größeren Teil ebenfalls in der unteren Trias. In den unterostalpinen Decken ist klastischer Verrucano weit verbreitet. Soweit bis jetzt zu erkennen ist, ist er am besten vertreten in den Gebieten der Decken mit den Kernen intrusiver Massen, also der Errdecke, Berninadecke, Umbraildecke. In der Campodecke, die vorwiegend aus Paragesteinen besteht, setzt er sich in der Hauptsache aus feinerem Material zusammen. Das berechtigt einigermaßen zu der Annahme, daß die Region der Campodecke als weite flache Mulde inmitten höherer Gebiete ausgebildet war, daß die marine Transgression hier schon im Perm begonnen hat, daß diese weniger durch granitische Massen versteifte Gegend etwas früher ein-



gesunken ist. In den oberostalpinen Regionen, dann im westlichen Teil der Südalpen, setzt die Überflutung im großen Ganzen an der Grenze von Trias und Perm ein. Im Perm bot somit das alpine Gebiet wahrscheinlich den Anblick eines niedrigen, von einzelnen, mehr oder weniger parallelen Höhenzügen und auch von unregelmäßig begrenzten Höhen gebildeten Gebirgslandes mit wassererfüllten Senken, in dem sich weder ein Teil durch starke Meeresbedeckung, noch ein anderer als ausgedehnte Schwelle hervorhob. Ein gleichmäßig ersterbendes und langsam ertrinkendes Gebirge.

**Die Vorgänge im penninischen Gebiet.** Wenden wir uns zuerst dem Studium der Geschehnisse im Penninikum zu. E. Argand (16) hat, in Deutung seiner Beobachtungen, der Beobachtungen anderer Forscher, die Geschichte der penninischen Decken zu erklären versucht. Zu dieser Deutung der penninischen Entwicklung hat er in der Hauptsache Beobachtungen aus dem westlichen Teil der Decke IV, dann auch solche aus dem Bereiche der Decke V und VI aus dem westlichen Teile der Westalpen, verwertet. Das reiche Material, welches gerade die tieferen drei penninischen Decken für die Beurteilung der penninischen Geschichte liefern, ist erst in allerjüngster Zeit durch Untersuchungen des Verfassers im Ostessin zutage gefördert worden. Die Auswertung dieses neuen Materials hat eine neue Auffassung über die älteren penninischen Vorgänge ergeben.

Mindestens der östliche Teil des penninischen Gebietes, der vom Mont Blanc gegen Osten sich erstreckt, war ein herzynisches Faltengebirge. Das erweisen in aller Schärfe die petrographisch-stratigraphischen Befunde. In der Antigoriodecke, der Decke I, das ist schon längst bekannt, bedeckt Trias auf gewaltiger Fläche Granitgneis, also ein ehemaliges Tiefengestein. Sicher wissen wir, daß derselbe älter ist als die Trias, da an der letzteren keine Spur von Kontaktmetamorphose erkennbar ist. Welches Alter wir nun im übrigen diesem Intrusivgestein geben wollen, eines müssen wir auf jeden Fall annehmen, daß er vor der Ablagerung der Trias durch Abtrag seiner Schieferhülle beraubt worden ist, daß also das Gebiet der Decke I vor der Trias lange Zeit Festland war. Das ist eine Tatsache, die auf den ersten Blick erkennbar ist.

Nicht mehr sofort erkennbar ist dieses Festlandsstadium bei der Decke III. Dafür enthüllt uns aber bei dieser Decke näheres Studium eine Schicktlücke von weit größerem Umfange. Im Ostessin läßt sich die Decke III in drei Teile gliedern:

1. Großer Granitgneisstock, als Deckenkern, im Mittel ca. 2000 m mächtig, besteht aus grobkörnigem Granitgneis in sehr gleichmäßiger Ausbildung, der zumeist als Augengneis entwickelt ist. Der Stock erstreckt sich zurück bis in die Wurzelzone. In seinem Innern konsta-

tieren wir einen Glimmerschieferzug, der im Norden, nahe der Deckenstirn, vollständig von Granitgneis umschlossen, endigt. Derselbe läßt sich gegen Süden bis zurück in die Wurzelzone verfolgen. Es ist dies der innerste Kern der Decke, der ehemalige Boden des Granitstockes.

2. Kleinerer Lakkolith aus aplitischem Granitgneis im oberen, nördlichen Teil der Decke. Derselbe ist in seiner Ausdehnung beschränkt auf ein kleines Gebiet. Er bildet aber ein wunderbar schön erhaltenes Beispiel eines kleinen granitischen Intrusivkörpers. An seiner Unterseite findet sich noch die Stielplatte, d. h. der Verbindungs- und Zufuhrkanal vom großen unteren zum kleinen oberem Magmaherd. Diese Stielplatte, welche ursprünglich steil und diskordant die Paragesteine durchsetzte, ist durch tektonische Vorgänge in mehr oder weniger konkordante Lage zu den letzteren gebracht worden. In der Val Soja (Osttessin) ist auf kleiner Fläche dieser Granit vor der Ablagerung der Trias bloßgelegt worden.

3. Die Schieferhülle der zwei besprochenenen granitischen Intrusivkörper besteht in der Hauptsache aus hochmetamorphem Biotitparagneis. Dieser Paragneis ist vom Deckeninnern bis hinaus unter die Trias in gleichem Maße metamorph. Unvermittelt, scharf abgeschnitten, ruhen ihm die Quarzite der unteren Trias auf. Darüber folgen die Dolomite der mittleren Trias, dann die liasischen Bündnerschiefer mit viel geringerem Grad der Metamorphose. Eingelagert in den Paragneisen des Deckenkerns erscheinen im oberen, von der Stirn etwas zurückliegenden Teil der Decke, helle granitische Orthogneise, ausgebildet als Streifen- und Lagengneise. Sie zeigen einen bedeutend stärkeren Grad der Metamorphose als die eben besprochenen Granitgneise. Sie sind von den Paragneisen viel schlechter abzutrennen als jene. Während jene als Fremdkörper in den Paragneisen liegen, bilden die Orthogneise zusammen mit den letzteren die Schieferhülle der Granitstöcke, sind also wesentlich älter als diese, sind anlässlich einer früheren Faltung intrudiert.

Die Paragesteine der Simanodecke, der Decke III im Osttessin, sind in ihrer Gesamtheit lange vor der herzynischen Faltung abgelagert worden. Vor der herzynischen Faltung sind in dieselben Granite eingedrungen, wohl am Ende einer Faltungsperiode vorkambrischen Alters. Alte Para- und Orthogesteine wurden durch die herzynische Faltung zum Gebirge aufgetürmt. Am Ende dieser Faltungsperiode, im Oberkarbon, sind neuerdings gewaltige Granitmassen emporgedrungen. Sie finden sich heute als wohl begrenzte Granitgneisstöcke, die nur noch durch die junge alpine Faltung relativ schwach verändert worden sind. Vor und während der herzynischen Faltung war das Gebiet der Simanodecke Festland. Festländische Abtragung herrschte auch noch zur Permzeit. Transgressiv griff dann das Triasmeer über dieses Gebiet über.

In der Decke IV, der Aduladecke, ist die Schichtfolge etwas vollständiger. Alte Para- und Orthogneise, ähnlich denen der Simanodecke, werden gegen oben abgeschnitten durch eine Transgressionsfläche. Über dieser letzteren ruhen weniger metamorphe Glimmerschiefer der Casannaserie. Dann folgt nach oben die nachherzynische Abtragsfläche, über der im Norden, im Stirnteil der Decke Verrucano zum Absatz gelangte, dann auf diesem die Trias, die gegen Süden über den ersteren hinausgreift.

In der Stirnregion der Decke II, der Sojadecke, bedeckt Verrucano altkristalline Paragesteine.

Damit gelangen wir zur Entzifferung der Vorgänge, die sich im Anschluß an die herzynische Faltung in der Region der vier unteren penninischen Decken im Osttessin abgespielt haben. Die ganze Region war Teilgebiet des herzynischen Gebirges. Gegen Schluß des Oberkarbons war diese ganze Region Festland, denn auch in Teilen der Decke IV sind Granite bloßgelegt worden. Im Perm bildeten sich inmitten dieser Festlandsmassen zwei flache Rinnen aus, in denen sich fein- bis grobklastische Sedimente, Verrucanogesteine, abgelagerten. Anstelle dieser Rinnen entstanden dann in späteren Zeiten die Stirnen der Decken II und IV. Mit wunderbarer Klarheit nehmen wir hier den Zusammenbruch herzynisch-penninischer Gebirgszüge zur penninischen Geosynklinale wahr. Teile der großen herzynischen Muldengebiete sind im Perm unter den Meeresspiegel getaucht. Das war der Beginn der Bildung der jungen penninischen Geosynklinale. Mit etwelcher Verspätung folgten die granitversteiften Antiklinalzonen der Einsenkung. Die Transgression kam hier im allgemeinen in der unteren Trias. Während unterer und mittlerer Trias war das ganze penninische Gebiet, wir sprechen immer von dem Teilstück östlich vom Mont Blanc, ein weites Flachmeer; das bezeugt uns die Art und Mächtigkeit seiner Sedimente. Hier und dort mögen demselben noch nicht versunkene Gebirgsteile als Inseln entragt sein. Mit dem Ende der Trias setzte von neuem die Differenzierung ein. Die spät versunkenen Teile, die Teile, die zur mittleren Triaszeit noch zum Teil den Meeresspiegel überragten, sanken zu geosynklinaler Tiefe ein. Bündnerschiefermaterial kam in denselben zum Absatz. Die Gebiete der ältesten Teilgeosynklinalen begannen sich als Erhöhungen auszuzeichnen, wurden zu Geantiklinalen. Breccien bezeichnen deren Lage. E. Argand (16) fällt das Verdienst zu, auf diese Teilgeantiklinalen erstmals aufmerksam gemacht zu haben.

Im Großen enthüllt sich unserm Auge, im Anschluß an die Abtragungsvorgänge des herzynischen Gebirges, die Bildung einer riesigen Geosynklinale, in der Zeit vom Perm bis in den untersten Jura. Während Jura, Kreide und Tertiär erhob sich aus derselben heraus die Großgeantiklinale, das Paket der penninischen Decken. Der Gesamtvorgang

der Geosynklinal- wie der Geantiklinalbildung löste sich in eine Reihe von Teilvorgängen auf, so daß die einzelnen Decken sich aus einem Geosynklinalstadium heraus zur Geantiklinale, dann zur Decke entwickelten. Decke II, IV und VI hatten ihre Geosynklinalphase im Jungpaläozoikum und in der Trias; Decke I, III und V in der Trias und im unteren Jura. Gleicherweise trat eine Verspätung ein in der Bildung der letzteren drei Decken gegenüber der der drei ersteren. Das wissen wir aus der schon im ersten Teile abgeleiteten Phasenfolge der penninischen Decken.

Was hier aus Beobachtungen des Verfassers im Osttessin abgeleitet worden ist, steht zum Teil in Widerspruch mit der von E. Argand (16) und R. Staub (159) vertretenen Ansicht. Diese Forscher nehmen eine Ausprägung der Geantiklinalen der Decken IV und VI schon vor der Trias an, in einem penninischen Meeresraume, der seit dem Alt- oder Mittelpaläozoikum ständig vom Meere bedeckt gewesen, der von der herzynischen Gebirgsbildung kaum beeinflußt worden sein soll. In einer Profilsérie in seiner Arbeit „Sur l'arc des Alpes occidentales“ bringt 1916 E. Argand diese Ansicht eindeutig zum Ausdruck. Sie ist auch wiedergegeben in der Arbeit von R. Staub (1917): „Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen“. Die Differenz zwischen den beiden Ansichten ist im wesentlichen folgende: In den Zonen, die nach der Ansicht des Verfassers im Perm Festland waren, sind nach diesen Forschern damals bathiale Sedimente abgelagert worden. Die Zonen, die man nach den Befunden im Osttessin als flache Rinnen zwischen Festlandsmassen auffassen muß, waren nach ihnen damals Schwellen zwischen tieferen Meeresräumen.

Die Annahme dauernder Sedimentation vom Alt- oder Mittelpaläozoikum bis hinauf in den Jura muß heute für einen großen Teil des penninischen Gebietes fallen gelassen werden, denn zu deutlich prägen sich unter der Trias gewaltige Erosionsdiskordanzen aus. Sie gilt nur noch für Teile der großen herzynischen Mulden, und zwar in der Hauptsache am Westende des herzynisch-penninischen Gebirges, in denen dank dem Axialgefälle dieses Gebirges gegen Westen, schon im Karbon, während der Gebirgsbildung, Sedimente eingeschüttet wurden, der Schutt eben dieses werdenden Gebirges. Dadurch haben sich in diesen Muldentilstücken Übergangsglieder von den Casannaschiefern zur Trias abgelagert, welche den anderen Teilen des penninischen Gebietes fehlen. Die Annahme, diese klastischen bis grobklastischen Sedimente des Permokarbons hätten sich auf Schwellen abgelagert, ist in diesem Falle unrichtig. Erst die Liasbreccien, vielleicht schon solche der Trias, sind geantiklinale Fazies. Vom Perm bis zum Lias hat sich das Relief des penninischen Gebietes umgekehrt. Was im Perm als Erhöhung hervorgetreten ist, war im Lias eine Vertiefung, was im Perm

als Rinne existierte, wurde im Lias zur Geantiklinale. Dieser Schluß ergibt sich absolut eindeutig aus den Beobachtungen im Gebiete der vier tieferen Decken. Ohne weiteres lassen sich in denselben auch die Beobachtungen einfügen, aus denen Argand eine andere Anschauung abgeleitet hatte. Das Penninikum ist nicht seit dem mittleren Paläozoikum als Geosynklinale dagewesen. Es war herzynisches Gebirgsland, vielleicht mit hochragenden Ketten, wie sie heutigen großen Gebirgen zu eigen sind. Es ist dann zur Geosynklinale geworden. Erst aus dieser heraus sind die Géantiklinalen aufgestiegen. Dabei hat sich die Umkehrung des Reliefs vollzogen. Die Trias war ein Mittelstadium in der letzteren, ein Stadium, in welchem die Gegensätze des herzynischen Reliefs durch allgemeine schwache Einsenkung ausgeglichen waren, in welchem die Gegensätze, die sich aus dem frühzeitigen Aufsteigen einzelner junger Gebirgsteile ergaben, noch nicht zur Geltung gekommen sind.

Kommen wir nochmals kurz auf die Verhältnisse im westlichen und südlichen Teil der Westalpen zu sprechen. Das herzynisch-penninische Gebirge reichte bis zum Mont Blanc. Weiter südlich waren in der Hauptsache nur noch die Aufwölbungen der heutigen Zentralmassive. An dieselben schloß sich im Osten direkt der Ursprungsraum der Decke IV an, daran derjenige der späteren Decke V. Der letztere mag vielleicht auch hier noch als Aufwölbung ausgeprägt gewesen sein, die sich gegen Süden allmählich verlor. Von einer eigentlichen penninischen Faltung ist aber hier vielleicht doch nicht mehr zu sprechen. Das penninische Gebiet dieser Region lag am Osthange des herzynischen Gebirges. Der Schutt dieses Gebirges häufte sich auf diesem Hange an; der gröbere am Westrande in der Nähe des Gebirges, also in der späteren Stirnregion der Decke IV; der feinere weiter auswärts, östlicher, tiefer. Wie weiter nördlich in der Mulde, aus der sich später die Decke IV entwickelte, mag hier weiter im Süden im penninischen Gebiet überhaupt durchgehende Sedimentation von Casannaschiefer über Karbon, Perm zur Trias erfolgt sein. Es waren die Verhältnisse, die Argand als für das penninische Gebiet bestehend angenommen hatte, beschränkt auf diesen südlichen Teil der penninischen Region. Aber auch hier dürfen wir wohl nicht von einer eigentlichen jungpaläozoischen, penninischen Geosynklinale sprechen. Es handelte sich vielmehr um den Abhang, zum Teil um den submarinen Abhang des alten Gebirges, der sich erst im älteren Mesozoikum zur differenzierten Geosynklinale umbildete.

Über die Verhältnisse im östlichsten Teil des penninischen Gebietes, am Ostende des Tauernfensters lassen wir Kober (97) sprechen. Dieser Forscher schreibt 1922: „Der Zentralgneis ist eine intrakarbene (variszische) Intrusion in ein variszisches Gebirgsstück. Dieses Gebirge wurde bis an die Grenze des Mesozoikum tief abgetragen. Der Granit

wurde auf große Strecken freigelegt. Dabei waren Teile des alten Daches, ältere Gneise (sedimentäre und eruptive) noch vorhanden, vielleicht auch Glimmerschiefer, vor allem aber noch Randgebiete (Randfazies) der Granite (der Intrusion). Spärliches Paläozoikum (Grauwacken, Porphyredecken, Konglomerate) wurde abgelagert. Über dieses weit eingeebnete Gebiet geht die Trias transgredierend hinweg.“ — Das sind so ziemlich dieselben Verhältnisse, wie wir sie aus den tieferen penninischen Decken des Tessins namhaft gemacht haben. Auch in den Tauern ist nicht eine Spur einer allgemein durchgehenden Sedimentfolge vorhanden.

Die enorme Differenz in der Ausbildung der Massen fast völlig kalkfreier Casannaschiefer und derjenigen der Bündnerschiefer, in denen Kalkschiefer eine so große Rolle spielen, läßt schließen auf den denkbar größten Wandel der Absatzverhältnisse. Darauf hin deutet ebenfalls die Art der zwischen diesen beiden Gesteinsserien liegenden Triassedimente. Die untere penninische Trias setzt sich aus Quarziten zusammen, die in der Regel feinkörnig sind, denen Konglomerate fehlen. Die mittlere Trias wird repräsentiert durch Dolomite, Rauhwacken, Gips, also typisch lagunäre Sedimente. Sobald wir wissen, daß die Trias diskordant auf älteren Gesteinen aufliegt, zum Teil auf Graniten und Gneisen, müssen wir auch die Annahme fallen lassen, die Triasquarzite seien auf Schwellen zwischen tieferen Meeresräumen abgelagert worden. Die durchwegs feinkörnige Ausbildung, das Fehlen von Konglomeraten in denselben lassen diese Anschauung nicht zu. Viel eher ist zu schließen, daß zu Anfang der Trias weite, flache, sandbedeckte Wüstengebiete, welche schon von einzelnen flachen Meeresrinnen durchzogen waren, vom Meere überflutet worden sind, wobei der feine Wüstensand zu einem marinen Sedimente umgearbeitet wurde. Wenig wahrscheinlich ist auch, daß die typisch lagunären Sedimente der mittleren Trias auf Schwellen zwischen tiefen Meeresräumen zum Absatze gekommen sind, während in den letzteren bathiale Sedimente, in Bündnerschieferfazies, abgelagert wurden. Die Natur der penninischen Triassedimente spricht nicht für eine Ablagerung auf Hochseeschwellen. Dann würde es auch schwer halten für die bathialen Triassedimente, bei einer Gliederung des penninischen Gebietes in Schwellen und tiefe Kanäle, einen Ursprungsort zu finden; dann den Transport derselben in die verschiedenen Kanäle zu erklären. Auch von diesem rein stratigraphischen Standpunkte aus müssen wir ein weites, flaches Triasmeer mit durchgehends gleicher Fazies postulieren.

Die Ablagerung der Bündnerschiefer mag stellenweise schon in der oberen Trias eingesetzt haben. Aber auch in diesem Falle liegt unter dem Bündnerschiefer typische Trias, sofern es sich nicht um Stellen handelt, die der Einsenkung zur Geosynklinale mit starker Verspätung gefolgt sind, an denen dann die Trias überhaupt nicht zum Absatz gekommen ist. An vielen Stellen wird das Fehlen der Trias tektonisch

bedingt sein, an wenigen Orten mag sie vor der Ablagerung der Bündnerschiefer wieder abgetragen worden sein. Nach alledem soll nun aber nicht gesagt sein, daß nicht in dem tiefgelegenen herzynischen Muldengebiete im westlichen Teile des Penninikums, also in den Mulden, aus welchen sich später die Decken IV und VI entwickelt haben, die schiefrige Fazies auch noch von unten her in die Trias hinaufgreift. Das sind die Gebiete, in welchen Argand seine Schlüsse gezogen hat. Es sind das aber Spezialfälle, aus welchen man nicht allgemeine Schlüsse für die Geschichte des penninischen Raumes ziehen darf.

Vergleichen wir das penninische Gebiet zur Triaszeit mit dem angrenzenden Gebiete im Norden und im Süden, also einerseits mit dem helvetischen, andererseits mit dem ostalpinen Gebiet. Im helvetischen Raume herrschten ungefähr dieselben Verhältnisse wie im penninischen. Lagunäre Sedimente kamen zum Absatz, vorher Sandsteine. Hier wie im Penninikum ist die Mächtigkeit der Triassedimente eine recht geringe. Anders im ostalpinen Gebiet. Noch im Gebiet der tieferen unterostalpinen Decken, derjenigen mit den großen Intrusivkernen, ist die Trias relativ schwach entwickelt, immerhin schon bedeutend besser als im penninisch-helvetischen Gebiet. Das zeigt uns ohne weiteres ein Vergleich der Mächtigkeiten und der Gliederung. Schon das unterostalpine Gebiet besitzt zur Triaszeit eine stärkere Tendenz zur Senkung, also mehr geosynklinalen Charakter. Viel stärker ist dann diese Eigenschaft im Gebiet der Campodecke, dann vollends dem der oberostalpinen Decke ausgeprägt. Gewaltige Massen von Triassedimenten sind dort zum Absatze gekommen. Diese Region war in starker fortwährender Senkung begriffen. Daran ändert auch die Regressionsperiode in karnischer Zeit nichts. Aus dem letzteren Zeitabschnitt wissen wir übrigens vom penninischen Gebiet nicht viel. Möglich ist sogar in dieser Zeit eine teilweise penninische Festlandsperiode. Das ostalpine Gebiet besaß zur Triaszeit ausgeprägten Geosynklinalcharakter. Demgegenüber ist das helvetisch-penninische Gebiet jener Zeit als relativ feste Schwelle zu betrachten. Aber nicht etwa als Großgeantiklinale, sondern als resistenzfähiger, stehengebliebener, d. h. nicht oder wenig eingesunkener Teil des herzynischen Gebirges. Im Großen ist wieder dasselbe wie im Kleinen. Das gesamte, durch mächtige Granitmassen versteifte helvetisch-penninische Gebiet folgte der Einsenkung zur Geosynklinale langsamer als das weniger versteifte ostalpine Gebiet. Nach demselben Gesetz erkennen wir eine scharfe Differenzierung der unterostalpinen Region. Es geht demnach nicht an, wie es R. Staub (159) in der oben erwähnten Arbeit tut, einer triadisch-penninischen Geosynklinale eine unterostalpine Geantiklinale entgegenzustellen. Eher das Umgekehrte war der Fall. Neben einer penninischen Schwelle war die unterostalpine Geosynklinale.

Auch diese Verhältnisse im Großen lassen dasselbe erkennen, was wir im Kleinen aus tektonischen und stratigraphischen Beobachtungen abgeleitet haben, die herzynische Gebirgsbildung im penninischen Gebiet, dann die Einsenkung zur Geosynklinale. Immer wieder kristallisiert sich dasselbe große Gesetz heraus, daß die stärker durch Granitmassen versteiften Regionen langsamer den Bewegungen folgen, sowohl der Einsenkung als der späteren Faltung. Rekapitulieren wir nochmals kurz die Hauptresultate dieses Kapitels:

Das penninische Gebiet war ein herzynisches Faltengebirge, von, sagen wir, südandinem Typ. Im Anschluß an die Abtragung dieses Gebirges folgte die Einsenkung desselben, langsamer in den granitversteiften Antiklinalgebieten, schneller in den zwischenliegenden Sedi-mentmulden. In der Trias ging die Abwärtsbewegung der letzteren zu Ende, wurde von derjenigen der in der Bewegung zurückgebliebenen Gebirgsteile eingeholt. Dadurch wurde die Umkehrung des herzynischen Reliefs eingeleitet. Nach der Trias begann die Ausprägung der jung-alpinen Faltungsbewegung, dadurch, daß sich in den nördlichen Teilen der ehemaligen Muldengebiete die Geantiklinalen der Decken II, IV und VI heraushoben. Das war, wie wir im folgenden Kapitel darlegen werden, der Anfang der großen alpinen Deckenbewegungen.

Die Auffassung des penninischen Reliefs zur Liaszeit ist in dieser Arbeit gleich derjenigen von Argand. Über die Gestaltung und Entwicklung des penninischen Gebietes vor und nach der Liaszeit gehen unsere Meinungen zum Teil auseinander.

---

#### IV. Die Entwicklung der penninischen Decken

**Die Bündnerschiefer.** Im folgenden werden wir uns wiederum eine zeitlang auf die Besprechung der Verhältnisse des penninischen Gebietes beschränken. Über die Trias braucht nichts mehr gesagt zu werden. Die nächst jüngeren penninischen Sedimente sind die des Lias: Kalkschiefer, Kalke, Marmore, Sandsteine, Quarzite, Konglomerate, Tonschiefer, Phyllite. Ein großer Teil dieser Liassedimente wird zusammengefaßt unter den Namen: Bündnerschiefer und Glanzschiefer. Alle bisher in den Bündnerschiefern gefundenen Fossilien gehören dem Lias an. Das ist wohl kaum ein bloßer Zufall. Wir dürfen vorläufig annehmen, daß Dogger, Malm und Kreide in den Bündnerschiefern fehlen. Weiteren Erörterungen etwas vorgreifend, stellen wir folgenden wichtigen Satz auf: Mesozoische Sedimente jünger als Lias sind unter der penninischen Decke VI, innerhalb der Reichweite dieser Decke, bis heute noch nicht gefunden worden. Sie werden auch



in Zukunft dort nicht mehr gefunden werden. Wir haben früher schon ausgerechnet, daß, wenn man die Masse der Bündnerschiefer auf das abgewinkelte penninische Gebiet sich ausgebreitet denkt, man eine Mächtigkeit derselben von kaum 1 km konstatieren muß. Zieht man die Art dieser Sedimente in Betracht, sie sind derart, daß man eine energische Materialzufuhr bei ihrer Ablagerung annehmen muß, so wird man zum Schlusse kommen, daß sie innerhalb relativ kurzer Zeit gebildet worden sind. Das bestätigt indirekt die Ansicht, daß sich innerhalb derselben keine Sedimente jünger als Lias finden werden lassen.

**Schichtfolge der Margnadecke.** Im östlichsten Teil der Westalpen, in Bünden, wurde von der Decke VI, der Margnadecke, eine reichere mesozoische Schichtfolge gemeldet, als man sie von den tieferen penninischen Decken kennt. Über dem liasischen Bündnerschiefer soll dort Aptychenkalk, vielleicht auch Radiolarit des oberen Jura liegen. Dogger ist nicht nachgewiesen. Über dem oberen Jura sollen dann untere, mittlere und obere Kreide folgen. Im Stirnteil der Decke wird Lias transgressiv von tertiärem Flysch überlagert, den Ausläufern der Prättigauerflyschmasse. Das nach R. Staub (159). Den tieferen Decken des schweizerischen Teils der Westalpen fehlt der Flysch, wie Dogger, Malm und Kreide fehlen. In der Westschweiz ist der Niesenflysch vorhanden. Derselbe gehört, wie die neueren Befunde, sowohl tektonische wie stratigraphische, erwiesen haben, ebenfalls zur penninischen Decke VI.

**Tektonik in Südbünden.** Wir müssen nun aber der mesozoischen Schichtfolge der Decke VI in Bünden etwas mehr Beachtung schenken. Dazu ist ein kurzer Überblick über deren Tektonik nötig (Tafel I, Fig. 1). Südlich vom Engadin liegt die Hauptmasse des kristallinen Kerns dieser Decke, stark zerschlitzt, zu nordschauenden Teillappen mit teilweise tiefgehender Trennung. Durch einen relativ dünnen Stiel ist dieser Kern mit der Wurzelzone in Verbindung. Von seiner Unterseite greift ein mächtiger Lappen gegen Süden zurück in die Massen des Malencoserpentins, der die Unterlage des Deckenkerns bildet, der demnach in gewaltiger nordschauender Falte in die Unterfläche desselben eingewickelt ist. An die nördliche Spitze des kristallinen Kerns schließt sich gegen Norden der Komplex der Schamserdecken an, weit nach Norden vorgetriebene Schürflinge der Decke, bestehend aus kristallinen Fetzen, Trias und Bündnerschiefer. Vor den Schamserdecken, dann unter und zwischen dieselben eingreifend, über denselben, ist Flysch, der südliche Ausläufer des Prättigauer- und Schanfigger-Flyschs. Die Flyschmasse über den Schamserdecken keilt im Avers gegen Süden aus, reicht also nicht mehr bis an die kristalline Hauptmasse der Decke heran. Durch eine Überschiebungsfläche von diesem Flysch getrennt folgt eine mächtige Überschiebungsmasse mesozoischer Gesteine, in der Hauptsache Ophiolite, Radiolarite, Aptychenkalk, Kreide usw. Stratigraphisch entspricht diese

Schubmasse, von R. Staub Plattadecke benannt, der Aroserschuppenzone. Ihre Schichtfolge ist ostalpin. Der oberste Teil dieser Masse, er ist ophiolitfrei, wird zu den unterostalpinen Decken gerechnet. Die eigentliche Plattadecke schlägt R. Staub (170) zur Margnadecke. Sie stellt nach ihm einen vorgeschobenen Teil des Mesozoikums aus dem südlichen Deckenrücken derselben dar, umhüllt heute den Nordrand der kristallinen Hauptmasse, zieht sich weit hinaus nach Norden, findet sich wieder in Teilen der Aroser Schuppenzone und in deren Fortsetzung nördlich vom Prättigau. Gegen Süden keilt die Plattadecke südlich vom Engadin unter dem Piz Corvatsch aus. Arbenz (9) rechnet in jüngster Zeit diese Plattadecke zum Unterostalpin. Im Norden wird die Aroser Schuppenzone, also auch die Fortsetzung der Plattadecke, von der Falknis- und Sulzfluhdecke unterlagert. Die Fazies dieser Decken zeigt vom oberen Jura weg starke Anklänge an die helvetische Fazies. Dieser letztere Umstand, dann die tektonische Lage, lassen sie wirklich als unter der Aroser Schuppenzone liegend, d. h. nördlich derselben wurzelnd, erscheinen. Die natürliche Folge, wie sie sich aus den stratigraphischen und tektonischen Befunden ergibt, ist von Norden gegen Süden Falknisdecke—Sulzfluhdecke—Aroser Schuppenzone + Plattadecke. Falknis- und Sulzfluhdecke sind unterostalpin, damit auch die Schuppenzone.

Mit dieser Annahme lassen sich aber die tektonischen Verhältnisse in Südbünden schwer erklären, besonders schwer das tiefe Eingreifen der Plattadecke gegen Süden zwischen den kristallinen Kern der Decke VI, der Margnadecke, und die Masse der unterostalpinen Decken, dann die gleichzeitige weite nördliche Erstreckung der Schuppenzone. Auch ist der Ursprung der Ophiolithe schwer zu finden. Und doch wird diese Annahme die richtige sein.

Wenn man mit R. Staub Teile der Aroser Schuppenzone und die Plattadecke zur Decke VI, die Falknisdecke zur unterostalpinen Errdecke, die Sulzfluhdecke zur Berninadecke rechnet, so muß die erste die unterostalpine Schubfläche durchstoßen haben. Sodann wäre die auffällige Faziesrekurrenz vorhanden. Beides ist schwer verständlich. Dagegen ergäbe sich eine leichte Lösung der Tektonik in Südbünden. Die Herkunft der Ophiolithe aus dem südlichen Rückenteil der Decke VI wäre etwas Gegebenes.

Eine dritte Annahme ist die, daß Aroser Schuppenzone und Plattadecke nicht zusammengehören, daß die erstere über der Sulzfluhdecke liegt, die zweite unter der Falknisdecke. Diese Annahme würde das Verständnis der Tektonik im Norden und im Süden ohne weiteres ermöglichen. Es wäre aber wiederum die Faziesrekurrenz vorhanden. Die Herkunft der Aroser Ophiolithe bliebe im Dunkeln. Dann würden zwei faziell übereinstimmende Massen getrennt.

Die Verhältnisse sind also ungeheuer kompliziert. Versuchen wir, uns einmal über die Stellung der Falknisdecke und der Sulzfluhdecke etwas zu orientieren. Dazu betrachten wir die Verhältnisse dieser beiden Gebiete im oberen Malm.

**Falknis-Sulzfluhdecke.** Eingestreut in den Malm der Falknisdecke erscheinen Konglomerate und Breccien, großblockig, zum Teil mit bis 2 m großen Blöcken. Konglomeratbänke wechseln ab mit Schichten von hellen, dichten Kalken mit Radiolarien, die als pelagische Fazies bezeichnet werden müssen. Litorale und neritische Sedimente wechseln mit pelagisch-bathialen (D. Trümpy [185]). Nach der Größe der Blöcke muß auf eine nahe Brandungszone geschlossen werden. Und doch sind weitere Anzeichen der Nähe eines Festlandes nicht zu finden. Flußtransport kann übrigens nicht angenommen werden, da die Form der Blöcke in vielen Fällen gegen einen solchen spricht. Die Geröllzufuhr ist eine außerordentlich rasch wechselnde gewesen. In den einzelnen Bänken nimmt regelmäßig die Geröllgröße von unten nach oben schnell ab. Es erfolgt auch Zunahme des klastischen Materials gegen Süd. Es gibt nur eine Erklärung für diese Verhältnisse. Ein submariner Rücken muß von Zeit zu Zeit in den Bereich der Meeresoberfläche hinaufgehoben worden sein, um dann wieder in der Tiefe zu verschwinden. Aus der Verteilung der Geröllagen schließt Trümpy auf einen Verlauf dieses Rückens von NW gegen SO. Er faßt den Rücken als Geantiklinale auf, deren Kopf vor allem aus Granit- und Dioritmassen, dann Porphyren, Porphyriten und älteren mesozoischen Sedimenten bestand. Diese Gesteine haben dann die Gerölle geliefert. Bündner Schiefer und Ophiolite sollen in den letzteren fehlen. Die Gerölle zeigen starke Ähnlichkeit mit unterostalpinen Gesteinen. Ziehen wir unsere weiteren Schlüsse aus den überaus interessanten Untersuchungen und Ausführungen von Trümpy. Das Breccienmaterial stammt vom Kopf der Geantiklinale, ist aber nicht dort direkt zur Ablagerung gekommen, sonst müßte heute nur eine Bank mit kristallinen Geröllern vorhanden sein und dieselbe wäre direkt vom Kristallin, das die Blöcke lieferte, unterlagert. Das ist nun nicht der Fall. Das klastische Material muß also von der Geantiklinale weggewandert sein, und zwar nach Norden, wahrscheinlich längs einer Steilküste abgleitend, um so in eine Gegend zu gelangen, in welcher die normale Sedimentation nur noch durch diese Einlagerungen klastischen Materials gestört wurde. Das Ursprungsgebiet der heutigen Falknisdecke lag also nördlich der Geantiklinale, am Fuße derselben. Der obere Malm der Falknisdecke ist nicht die Geantiklinalfazies, sondern diejenige der Vortiefe.

Die Geantiklinale lag am Nordrand des unterostalpinen Gebietes. Darauf hin weist die Natur der Gerölle. Die Falknisserie war nördlich

davon in der Vortiefe, also auf dem südlichsten Teil des penninischen Gebietes.

Die Sulzfluhdecke schließt sich südlich an die Falknisdecke an. Südlich der Falknisdecke lag auch die Geantiklinale, auf der während dem oberen Malm durch Erosion der granitische Untergrund abgedeckt worden ist, so daß auf demselben noch höchstens oberster Malm und jüngere Sedimente vorhanden sein können. In den Stirnteilen der Sulzfluhdecke ruht tithonischer Riffkalk direkt auf Granit, und zwar auf demselben Granit, der die Granitgerölle in den Falknismalm geliefert hat. Die Sachlage ist damit völlig eindeutig. Die Sulzfluhdecke hat ihre ehemalige Heimat auf der Geantiklinale, die dem Falknismalm die Gerölle geliefert hat. Damit stimmt auch die Riff-Fazies des Sulzfluhkalks überein. Die Sulzfluhdecke gehört in den Stirnteil der nördlichsten, tiefsten unterostalpinen Decke, ist von dort unter dem Drucke höherer Deckenmassen verdrängt worden.

Die Untersuchungen von Trümpy, aus welchen die letzten Schlüsse gezogen worden sind, stammen aus dem Rhätikon. Durch J. Cadisch (26, 27) sind später südlichere Teile der Falknis- und Sulzfluhdecke untersucht worden, im Gebiete zwischen Arosa- und der Lenzerheide. In der Falknisdecke beginnt dort der Malm mit einer Bank der grobklastischen Gesteine, mit scharfem Schnitt über älteren mesozoischen Gesteinen. Höher im Malm fehlen die Konglomerate und Breccien. Wir befinden uns damit in diesem südlichen Teilstück der Decke schon sehr nahe der Geantiklinalstirn. Noch ist nicht, wie wir es für die letztere selbst postulieren müssen, der kristalline Untergrund bloßgelegt. Aber wir befinden uns schon im Bereich des Abtrags, der Konzentration der Gerölle zu einer einzigen Bank. Der Nordrand der Sulzfluhdecke, bei dem der obere Malm direkt auf dem Kristallin aufliegt, also die eigentliche Kulmination der Aufwölbung, ist direkt an den Südrand der Falknisdecke anzufügen. Im südlichen Teilstück der Sulzfluhdecke kommen unter dem Malm schon wieder tiefere mesozoische Gesteine zum Vorschein. Es ist hier schon der südliche Abhang der Aufwölbung, in welchem der Abtrag nicht mehr überall bis aufs Kristallin gegangen ist. Diese Verhältnisse zeigen in absolut eindeutiger Weise, daß die beiden Deckschollen direkt aneinanderzufügen sind, daß wir in der Nordsüdrichtung durch die Malmschichten derselben ein vollständig erhaltenes Profil aus der nördlichen Vortiefe über die Stirn einer geantiklinalen Aufwölbung bis in deren Rückenteil vor uns haben. Zweifel ist hier unmöglich. Es geht deshalb nicht an, in jeder der beiden Decken die Geantiklinalfazies einer besonderen unterostalpinen Decke anzunehmen, wie R. Staub (159) dies getan hat.

Im Malm machte sich im nördlichsten Teil der durch Granitmassen versteiften unterostalpinen Zone eine geanti-

klinale Aufwölbung bemerkbar, durch welche ein Meeresraum mit Ablagerungen helvetischer Fazies von dem ostalpinen Meere getrennt wurde.

Für unsere folgenden Betrachtungen wollen wir immerhin noch zwei Fälle als möglich annehmen. Nehmen wir an, die Aroser Schuppenzone + Plattadecke sei höher als Falknis- und Sulzfluhdecke. Die Falknisserie ist nördlich vom Steilrand des unterostalpinen Gebietes abgelagert worden, also auf dem Rückenteil der penninischen Decke VI. Sie zeigt helvetische Fazies. Es ist als sicher anzunehmen, daß in diesem Falle auch das nördliche folgende Gebiet der Stirn der Decke VI ebenfalls helvetische Fazies besitzt. Erinnern wir uns nochmals daran, daß im Stirnteil dieser Decke Flysch auf Lias transgrediert, daß also dort vor der Flyschablagerung die kretazischen und oberjurassischen Sedimente dem Abtrage zum Opfer gefallen sind. Die Abtragsfläche hat das schwach gegen Norden ansteigende Schichtpaket auf dem Rücken der Decke VI schräg durchschnitten.

Oder wir nehmen an, die Plattadecke mit oder ohne Aroser Schuppenzone liege unter der Falknisdecke. Dieser Fall scheint uns allerdings unwahrscheinlich. Dann wäre der Ablagerungsraum nördlich von dem der letzteren auf dem Rücken der Margnadecke zu suchen. Wir hätten uns zur Zeit des oberen Malms folgendes zu denken: Im Süden Geantiklinale, auf der die Sulzfluhserie zum Absatz kam. Nördlich daran anschließend der Abhang gegen die Vortiefe, auf welchem die Falknisserie abgelagert wurde. Noch weiter nördlich die eigentliche Vortiefe mit Sedimentation von Radiolarit und Aptychenkalk, in welche dann später die Ophiolite eindrangen. Dann gegen Norden wieder langsamer Anstieg des Meeresbodens mit langsamem Übergang wieder in helvetische Fazies. Denn es wäre nicht einzusehen, warum am nördlichen Rande einer solchen tiefen Meeresrinne nicht dieselben Sedimente abgelagert worden wären wie am südlichen, besonders da weiter nördlich im Helvetikum wiederum dieselbe Fazies war. Was wir hier für den Malm gesagt haben, gilt ebenfalls für jüngere Sedimente. Es ist damit für die im folgenden zu besprechenden Fragen gleichgültig, welche Stellung wir der Aroser Schuppenzone zuteilen. Auf der Stirnregion der penninischen Decke VI sind auf jeden Fall vom oberen Jura an Sedimente in helvetischer Fazies zum Absatze gekommen, ebenso im nördlichsten Teil des Unterostalpins.

Die Schichtfolge der Margnadecke war demnach folgende: Trias in penninischer Fazies, Bündnerschiefer, der ebenfalls in den penninischen Faziesbereich gehört. Dogger ist nicht sicher nachgewiesen. Vom oberen Jura an erscheint eine Schichtserie, welche zu der helvetischen enge Beziehungen aufweist.

**Verteilung der mesozoischen und alttertiären penninischen Sedimente. Flysch.** Versuchen wir einen weiteren Überblick über die Verteilung der mesozoischen und alttertiären Sedimente des Penninikums und seiner Nachbarschaft zu erlangen. Im helvetischen Gebiet finden wir den Flysch vom Vorarlberg bis hinab in den äußersten Südwesten der Alpen. Auf Schweizergebiet schließt sich demselben gegen Süden der ultrahelvetische Flysch, der Wildflysch, dann der penninische Flysch der Decke VI an. Weiter südlich gelangt man in den Bereich des unterostalpinen Flysches, welcher von Osten gegen Westen langsam tiefer ins unterostalpine Gebiet eingreift. Sobald wir gegen Südwesten außerhalb den Bereich der Decke VI heraustreten, stoßen wir auf Flysch der tieferen Decke IV. Er liegt transgressiv, z. T. auf Liaskalken, z. T. auf Bündnerschiefer, z. T. auf Altkristallin. Weiter östlich fehlt der Flysch den tieferen Decken unter VI. Helvetisches resp. ultrahelvetisches Gebiet und dasjenige der penninischen Decke VI sind im Eozän zusammengestoßen. Für einen ausgeglätteten penninischen Raum zur Zeit der Flyschablagerung findet sich kein Platz mehr.

Obere Kreide als Couches rouges ist in der Decke VI in Bünden. Im Westen sind auf derselben Decke die mesozoischen Sedimente jünger als Lias durch Abtrag entfernt. Couches rouges sind in den tieferen unterostalpinen Decken vertreten. Im Helvetikum sind die denselben recht ähnlichen Seewerschichten. Sobald wir gegen Südwesten den Bereich der penninischen Decke VI verlassen, erscheint obere Kreide auch auf der tieferen Decke IV. Sonst fehlt obere Kreide den tieferen penninischen Decken.

Mittlere Kreide ist in den helvetischen Decken gut entwickelt. In einer der helvetischen recht nahestehenden Entwicklung erscheint sie in der Falknisdecke, also auch in der Decke VI in Bünden. Den tieferen penninischen Decken ist sie fremd.

Untere Kreide ist wiederum in den helvetischen Decken gut entwickelt; gegen Süden in vorwiegend mergeliger Ausbildung. Sie taucht wieder in der Falknisdecke, damit auch in der Decke VI, dann weiterhin in recht ähnlicher Ausbildung in den unterostalpinen Decken auf. Den tieferen penninischen Decken fehlt eine solche untere Kreide.

Oberen Jura finden wir wieder in den helvetischen Decken, dann abgesehen von den Breccien in derselben Ausbildung in der Falknisdecke. In der Ostschweiz sind im Helvetikum der Quintnerkalk und die darüber liegenden Zementsteinschichten gegen Süden unvermittelt abgeschnitten. Aus den Verhältnissen in diesem Gebiet muß man schließen, daß weiter südlich unter bathialen Verhältnissen ruhige Sedimentation stattfand. Ein Anschluß einer oberjurasischen Bündnerschieferfazies an diese helvetische Fazies ist schwer vorstellbar. Dagegen schließen sich helvetische Fazies und die der Decke VI enge aneinander an. Sobald wir

im penninischen Deckenland aus der Reichweite der Decke VI gegen Südwesten hinausgelangen, finden wir plötzlich wieder oberen Jura auf der tieferen Decke IV, so z. B. im Briançonnais transgressiv auf Lias. Im ganzen übrigen penninischen Gebiet ist kein oberer Jura nachgewiesen. Schon im oberen Jura müssen im großen Ganzen dieselben Verhältnisse geherrscht haben wie im Eozän. Es läßt sich daraus schließen, daß schon damals ein in der Breite gewaltig reduzierter penninischer Raum vorhanden war; mit anderen Worten, daß schon damals penninische Großdecken aufeinander gehäuft waren. Ein großer Überblick über das alpine Relief zu jener Zeit läßt ungefähr folgendes erkennen: Ein helvetisch-penninisches Meer, von Nord gegen Süden langsam sich vertiefend. Ruhige Sedimentation am Südrande desselben. Dann Breccien innerhalb bathialer Kalkablagerung. Dann ein Anstieg dieses Meeresgrundes gegen Süd. Im Gebiet der Sulzfluhdecke eine Schwelle; südlich derselben die gewaltige Senke des ostalpinen Meeres, in welcher in der Hauptsache Radiolarite und Aptychenkalke zum Absatz kamen.

Mittlerer Jura ist im penninischen Gebiet fast nirgends sicher festgestellt. Im helvetischen Gebiet ist der untere Dogger in einer Art entwickelt, die auf Zufuhr orogenen Materials aus Süden schließen läßt (P. Arbenz [10]). Im oberen helvetischen Dogger sind Lücken vorhanden. Auch der Dogger der unterostalpinen Decken deutet auf recht unruhige Verhältnisse zur Zeit seiner Ablagerung.

**Lias.** In den Lias fällt die Bildung der Geantiklinalen der penninischen Decken II, IV und VI. Im Wallis hat Argand am Mont Dolin die Breccien an der Stirn der Decke VI nachgewiesen. Weiter im Südwesten ist die längst bekannte „Brèche du Télégraphe“ an der Stirn der Decke IV. Aus dem Osten sind die Breccien der Schamserdecken, des Rückens der Aduladecke, dann im Nordtessin von der Stirn der Decke II bekannt. Diese Breccien markieren den Beginn der ersten großen alpinen Zusammenschübe, der Deckenbildung im Penninikum. Dieser Vorgang macht sich bemerkbar im ganzen Bereich der alpinen Geosynklinale. Seine notwendige Folge war eine Wellung des Geosynklinalbodens, damit ein Auftauchen von Inseln im Bereiche der ganzen Alpen. An vielen Orten erfolgte Abtrag der Trias, manchmal bis zum Grundgebirge hinunter; dann Ablagerung von Breccien und anderen klastischen Gesteinen. Die Wirkung der Auslösung der Faltung im penninischen Gebiete ist eine gewaltige gewesen. Das ist auch nicht anders zu erwarten, denn immer ist ja zur Einleitung einer Bewegung der größte Kraftaufwand nötig. Ist eine Bewegung einmal im Gange, so geht es wieder leichter, daher macht sich dann auch der folgende eigentliche Zusammenschub viel weniger weit bemerkbar. Gerade die Gesamt-Verhältnisse des alpinen Lias beweisen uns aufs deutlichste, daß die penninischen Deckenembryonen erst in dieser Zeit entstanden sein können, und daß

es sich bei der Bildung derselben nicht um einfache epigenetische Bewegungen gehandelt hat.

Interessant ist der Verlauf der Nordgrenze der helvetischen Liasablagerungen, also des helvetischen Meeres zur Liaszeit. Sie durchschneidet von Westen gegen Osten quer alpenwärts die helvetischen tektonischen Leitlinien, unbekümmert um die Streichrichtung der heutigen gewaltigen zentralmassivischen Massen. Darin zeigt sich der Umstand, daß die penninische Faltung viel älter ist als die helvetische. Denn diese Nordgrenze des helvetischen Liasmeeres war parallel den penninischen Leitlinien, parallel den auf- und vorwärtsstrebenden Geantiklinalen der penninischen Decken. Das helvetische Liasmeer war nördliches Randmeer der penninischen Geosynklinale mit penninischer Richtung der nördlichen Begrenzung. Erst viel später hat sich dann, in Anpassung an den Stirnrand des penninischen Deckenpaketes, die Streichrichtung der Zentralmassive herausgebildet.

**Penninische Bewegungsphasen.** Beachten wir nun nochmals die früher abgeleitete Bewegungsfolge der penninischen Decken. In einer ersten penninischen Hauptphase haben sich die Decken **II, IV, VI** nacheinander entwickelt. In einer zweiten penninischen Hauptphase drängten sich die Decken **I, III, V** in dieses Deckenpaket ein. Diese Phasenfolgen sind heute absolut sicher.

Decke V hat sich zweifelsohne als letzte der penninischen Decken entwickelt. Auf Decke VI ist eozäner Flysch zum Absatz gekommen. Die letztere kann daher erst nach dieser Flyschablagerung vollständig von ostalpinen Decken überfahren worden sein. Zur Zeit des Vorstoßes von Decke V lagen aber mächtige ostalpine Massen, schon weit über den Bereich von Decke VI hinaus, auf dem penninischen Gebiet. Das beweist mit Sicherheit der Bau der Aduladecke, der Decke IV. Der Vorstoß der Decke V fällt damit in die Zeit nach der Ablagerung des penninischen Flysches und nach dem Vorstoß der ostalpinen Decken, bei welchem dieser Flysch überfahren worden ist. Im südwestlichen Teil der Alpen liegt Mitteloligozän diskordant und fast ungestört über den Decken IV und V. Der Vorstoß der Decke V muß daher vormitteloligozän beendet gewesen sein. Damit ergibt sich, ohne daß man irgendwelche hypothetische Folgerungen heranzieht, die Zeitbestimmung:

1. Ablagerung des eozänen Flysches der Decke VI (vormittelozeän),
2. Vorstoß ostalpiner Decken über das penninische Gebiet im Eozän,
3. Vorstoß der Decke V im Unteroligozän.

Fassen wir das Vorhergesagte zusammen, so drängen sich uns zwingend folgende Schlüsse auf:

Im Lias bildeten sich die Geantiklinalen der penninischen Decken II, IV und VI. Unmittelbar darauf, im mittleren Jura, erfolgte die Weiterbildung dieser Geantiklinalen zu Decken.



Die Dauer der Geantiklinalphasen war nur eine beschränkte. Sie reichte nicht, wie von anderen Autoren angenommen worden ist, vom Jungpaläozoikum bis ins Tertiär.

Vor der Ablagerung der oberjurassischen Sedimente lagen die Decken II, IV und VI aufeinander. Die Bildung dieses Deckenbündels fällt demnach in die Zeit des mittleren Jura. Im oberen Jura existierte nur noch ein reduzierter penninischer Sedimentationsraum, derart, daß die Stirn der Decke IV durch einen Streifen vorgepreßter

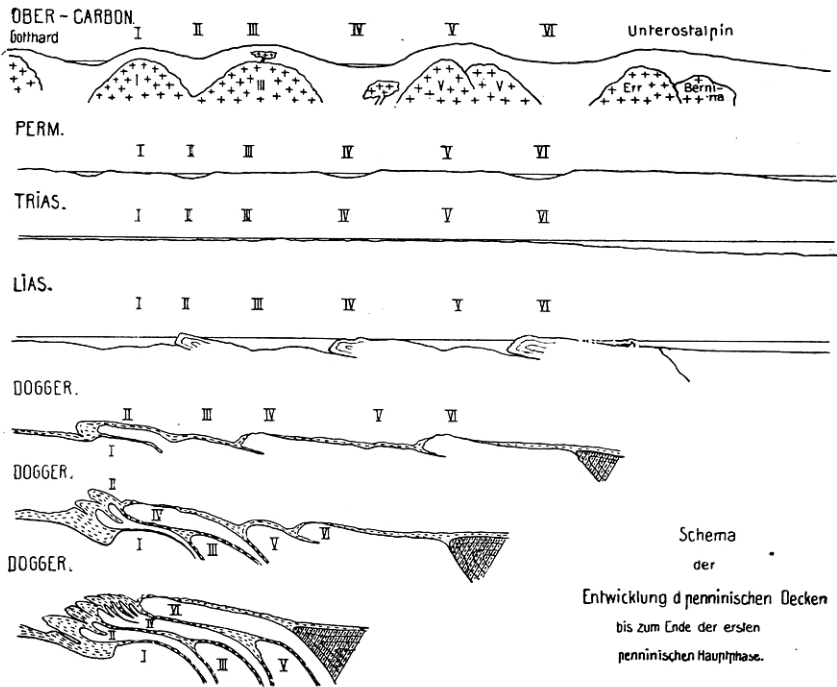


Fig. 17—23. Entwicklung der penninischen Region in der Zeit vom Oberkarbon bis zum mittleren Jura. (Nach H. Jenny.)

Bündnerschiefer vom Helvetikum getrennt war. Die erste penninische Hauptphase war vor dem oberen Jura abgeschlossen.

Der Einschub der Decken I, III, V fällt als zweite penninische Hauptphase in die Zeit zwischen oberem Jura und dem Mitteloligozän. Die genauere Einschubszeit haben wir vorläufig erst für die Decke V bestimmt. Sie fällt ins Unteroligozän. Während der zweiten penninischen Hauptphase sind die Decken II, IV und VI aufs intensivste umgeformt worden (siehe Fig. 17—23 und Tafel II).

**Zweite penninische Hauptphase.** Zeitlich fällt die zweite penninische Hauptphase, soweit wir sie bis jetzt definiert haben, mit der Bildung des ostalpinen Deckenpaketes zusammen. Nach Kober (92) beginnt der

Vorstoß der hochostalpinen Decke im oberen Jura. Vor der Ablagerung der Gosau ist ein wichtiger Abschnitt in der Bildung der ostalpinen Decken vollendet. Auf diese Verhältnisse werden wir in der Folge noch zu sprechen kommen. Vorläufig möchten wir einmal versuchen, die zweite penninische Hauptphase gegen unten etwas genauer abzugrenzen. Im Gebiet der penninischen Decken finden wir heute noch keine näheren Anhaltspunkte für dieses Verfahren. Suchen wir im helvetischen Gebiete nach solchen. Der Vorstoß der Decken I und III muß im Vorlande irgendwelche Spuren hinterlassen haben. In der helvetischen Sedimentfolge müssen wir diese Spuren nachweisen können.

Nach der Störungsperiode im mittleren Jura bricht für das helvetische Gebiet eine Zeit langer Ruhe an. Während Oberjura, Unterkreide bis ins untere Aptien wird im ganzen helvetischen Meer eine kontinuierliche Schichtfolge abgelagert. Erst nach der Ablagerung des oberen Schrattenkalkes macht sich die erste beträchtliche Störung geltend, wobei Teile der Nordhälfte der helvetischen Region über den Meeresspiegel heraus gehoben, stellenweise starkem Abtrag unterworfen worden sind. Dieser Regressionsphase folgt die Ablagerung anders gearteter Sedimente. Über dem Schrattenkalk erscheinen mit scharfer Grenze die glaukonitführenden Sedimente der mittleren Kreide. Zeiten ruhigerer Ablagerung erscheinen wieder. Langsam greift Schicht um Schicht wieder über die vorher bloßgelegten Teile über. Die glaukonitischen Sedimente verschwinden wieder, normale Kalk- und Mergelfazies nimmt ihre Stelle ein. Ungestört geht die Sedimentation vorwärts bis und mit der Ablagerung des Seewerkalkes, dann der Amdnerschichten im Turon-Senon. Dann folgt, als Vorläufer der großen eozänen Transgression, diejenige der Wangschichten im südlichen Teil des Helvetikums. Auch die Wangschichten transgredieren in dem kleinem Raume, in dem sie noch vorhanden sind, über ältere Schichten bis in die Drusbergschichten hinab. Vor der Eozäntransgression wird wiederum der Nordteil des helvetischen Gebietes emporgetrieben und tief, zum Teil bis in den Malm hinunter, abgetragen.

Die große mittelkretazische Transgression hat weltweite Verbreitung. Große Ursachen müssen derselben zugrunde liegen; Ursachen, die in den Alpen den Beginn der zweiten penninischen Hauptphase (im engeren Sinne) ausgelöst haben. Wir haben bemerken können, daß schon die Auslösung der Bewegungen der ersten penninischen Hauptphase, bei der nur die weniger widerstandsfähigen Teile der penninischen Geosynklinale gefaltet worden sind, ihre Wirkung im ganzen Alpengebiet gezeitigt hat. Von weit größerer Wirkung müssen die Bewegungen gewesen sein, die die zweite Hauptphase in Gang gebracht haben.

Was wir hier feststellen wollten, ist, daß die zweite penninische Hauptphase nicht vor der mittleren Kreide begonnen hat, daß uns die transgressive Auflagerung des Gault den Zeitpunkt des Beginnes der-

selben anzeigt. Die Bildung der Decke I mag um diese Zeit begonnen haben, während der Vorstoß der Decke III in die Zeit vor der Eozän-transgression zu verlegen sein wird. Nachhaltigere Wirkungen haben diese Vorstöße der Decken I und III im helvetischen Gebiete noch nicht gezeitigt. Erst nachdem auch die Bildung der Decke V ihrem Ende entgegengegangen ist, nachdem das penninische Gebiet fast an der Grenze seiner Zusammenfaltbarkeit angelangt war, begann der Schub auch auf das helvetische Gebiet zu wirken. Es begann die dritte penninische Hauptphase. En bloc wanderte das penninische Paket nach Nord. Unter dem Drucke des vorrückenden Deckenblocks erhoben und deformierten sich die Zentralmassive, bildeten und deformierten sich die helvetischen Decken. Mit dem Momente, da auch die Zusammenpressung des Vorlandes einen hohen Grad erreichte, wurde das penninische Deckenbündel selbst noch ein letztes Mal kräftig deformiert. Seine Wurzeln wurden steilgestellt, zum Teil sogar gegen Süden umgekippt.

**Metamorphose der Bündnerschiefer.** Wir haben schon eingangs des zweiten Teiles dieser Arbeit auf die vortertiäre Metamorphose der Bündnerschiefer hingewiesen (Seite 91—93). Diese Metamorphose hat im Dogger begonnen, hat angedauert bis zum Ende der Alpenbildung. Je länger, je intensiver ein Bündnerschieferkomplex den Dislokationsvorgängen ausgesetzt war, um so stärker wurden seine Gesteine umgewandelt. Wir haben festgestellt, daß sich die tiefsten, nördlichsten Decken zuerst gebildet haben. Dementsprechend sind ihre mesozoischen Sedimente am stärksten umgewandelt. Auch aus dem Grunde, weil sie im Deckenpaket die tiefste Lage einnehmen. Die Bündnerschiefer waren im wesentlichen vor Beginn der dritten penninischen Hauptphase in ihrem heutigen Zustande, auch die der tiefsten Decken, die einen hohen Grad der Metamorphose besitzen, in denen Feldspat, Epidot und Biotit als neugebildete Bestandteile auftreten; die man schon zum Teil als Kalksilikatfelse bezeichnen kann. Das zeigen Beobachtungen vom Nordrand der Decke IV im Ostessin. Es sind dort die Bündnerschiefer aus den Mulden zwischen den einzelnen Decken, während den Deckenvorstößen, nach Norden hinausgepreßt worden, dort zu einem Paket verschieden metamorpher Gesteine tektonisch angehäuft worden, zuunterst die hochmetamorphen Kalkschiefer der Hülle des Lucomagnomassivs, zuoberst die schwarzen Tonschiefer des Piz Terri. Während der dritten penninischen Hauptphase ist dieses tektonisch angehäuften Schieferpaket selbst wieder gefaltet worden, zusammengeschoben zu einem System steilstehender Antiklinalen und Synklinalen. Bei dieser Faltung sind stellenweise die tiefsten Schiefer mit den höchsten direkt in Kontakt gebracht worden, sie liegen auf gleicher Höhe im heutigen Alpengebäude. Die Metamorphose ist aber während dieser letzten Faltungen nicht mehr wesentlich vorwärts gegangen. Die Unterschiede im Grade derselben

sind nicht mehr verwischt worden. Dasselbe erkennt man übrigens auch beim Studium der kristallinen Deckenkerne. Auch dort lassen sich durch Dünnschliffuntersuchungen starke Umwandlungen nachweisen, die auf Rechnung der Dislokationsvorgänge der ersten und zweiten Hauptphase fallen. Die dritte Phase hat nur noch textuelle Umwandlungen bewirkt, bei welchen keine Ummineralisierung mitgeholfen hat. Während der dritten penninischen Hauptphase, in welche die Bildung der helvetischen Decken fällt, in welcher der Flysch gefaltet, aber nicht metamorphosiert worden ist, sind auch die schon metamorphen penninischen Bündnerschiefer nicht mehr wesentlich verändert worden. Durch das Studium der Metamorphose der Bündnerschiefer, der Abstufungen in der letzteren, gelangt man zu demselben Schlusse, daß die Metamorphose der Bündnerschiefer schon vor der Flyschablagerung vorhanden war, wenigstens zu einem wesentlichen Teile vorhanden war.

Es wurde vorher darauf hingewiesen, daß die geringe Mächtigkeit der Sedimente in den Mulden zwischen den Decken über der Tessinerkulmination, auf den Beginn der Aufwölbung der letzteren schon in der Trias und im Lias hindeutet. Aus tektonischen Befunden haben wir geschlossen, daß die Aufwölbung vor dem Vorstoß der Decke II begann. Dieser letztere fällt in den Dogger. Damit ist wieder Übereinstimmung der verschiedenen Schlüsse vorhanden.

**Verhältnisse vom oberen Jura an.** Am Ende der ersten penninischen Hauptphase müssen Bündnerschiefermassen, die zwischen den einzelnen Decken vorgepreßt worden sind, vor der Stirn der Deckenkerne angehäuft worden sein. Zum Teil kamen sie dabei noch auf das Gebiet der vorliegenden Zentralmassive zu liegen. Nach dieser Bewegungsphase, zu Beginn des oberen Jura, war demnach von Norden gegen Süden folgendes Profil: Helvetisches Gebiet bedeckt mit Trias, Lias und Dogger, im südlichen Teil vielleicht tektonisch noch durch Bündnerschiefer überflutet. Dann ein Paket tektonisch angehäufter penninischer Bündnerschiefer, im Osten angehäuft über gotthardmassivischem Bündnerschiefer. Dann der von Bündnerschiefer bedeckte nördliche Teil des Rückens der Decke VI. Über all das greift dann der obere Jura in helvetischer Fazies über. Die Unterfläche des Malm ist also vom Südrand des helvetischen Gebietes bis über die Stirn der Decke VI hinaus eine Transgressionsfläche. Während der zweiten penninischen Hauptphase spielten sich die penninischen Bewegungen in der Hauptsache unter dieser Fläche ab, während über derselben die Sedimentation weiterging, jeweilen unterbrochen wurde bei dem unterirdischen Vorstoß einer Decke. Nach dem Vordrängen der Decke III, wahrscheinlich, ist die Flyschtransgression gekommen. Dann kam der Vorstoß der ostalpinen Decken, durch welche nun in der Folge der

Rücken der penninischen Deckenmasse aufs intensivste umgeformt wurde. Auf diese Vorgänge werden wir nachher noch zurückkommen.

**Tauernfenster.** Mit einigen Worten möchten wir nochmals die Entwicklung des Tauernfensters streifen. Es besteht vermutlich aus den Decken der zweiten penninischen Hauptphase, den Decken I, III und V. Die Bildung der Tauerndecken würde damit in die Zeit zwischen Unterkreide und Mitteloligozän fallen, oder, wenn die Decke I dort nicht mehr als solche vorhanden sein wird, in die Zeit vom Untereozän bis Mitteloligozän. Die Bildung der gesamten Masse der penninischen Tauerndecken ist also wesentlich jünger als die des Deckenbündels im Westen. Die Hauptaufwölbung des Tauernfensters wird wahrscheinlich ins untere Oligozän fallen, in die Zeit des Vorstoßes der Decke V. Zu dieser Zeit ist, wie wir im Westen gesehen haben, das Penninikum von ostalpinen Deckenmassen überfahren gewesen. Untereozäner Flysch kann im Tauerngebiete, so gut wie weiter im Westen auf der Decke VI, noch abgelagert worden sein.

**Schluß.** Damit haben wir in aller Kürze die Entstehung des penninischen Faltenbündels skizziert. In Fig. 17—23, dann auf Taf. II ist der ungefähre Entwicklungsgang schematisch dargestellt. Nicht in der kurzen Zeit vom Eozän bis zum Pliozän ist die Bildung und Umbildung dieses gewaltigen Deckenhaufens vor sich gegangen. Im Lias und Dogger hat sie energisch eingesetzt. Es folgte eine längere Ruhezeit im Malm und in der unteren Kreide, dann drei Vorstöße getrennt durch zwei kurze Perioden relativer Ruhe, in der Zeit von der mittleren Kreide bis zum Unteroligozän. Eine längere Zeit größerer Ruhe ist dieser zweiten Paroxysmalperiode gefolgt. An der Grenze Miozän-Pliozän geschah der letzte große Zusammenschub. Nur in dieses Bild läßt sich die Gesamtheit der beobachteten Tatsachen reibungslos einfügen.

Schon vor über 10 Jahren hat P. Niggli den Gedanken ausgesprochen, leider aber nicht publiziert, die Einfaltung des Bündnerschiefers in der Mulde zwischen Tavetscherzwischenmassiv und Gotthardmassiv, damit die Überschiebung des östlichen Gotthardmassivs, sei schon früh im Mesozoikum erfolgt. Im Verbande der alten gebräuchlichen Anschauungen über die Zeit der Gebirgsbildung bildete dieser wichtige Gedanke einen Fremdkörper. Er mag deshalb wieder fallen gelassen worden sein.

Wir müssen noch des einen und einzigen Versuches der jüngsten Zeit, eigentlich penninische Deckenbildung schon im älteren Mesozoikum anzunehmen, erwähnen. H. Ph. Roothaan (120) hat in seiner Arbeit „Tektonische Untersuchungen im Gebiete der nordöstlichen Adula“ energische Faltung im penninischen Gebiet schon in der Trias und im Jura angenommen. Roothaan ist dabei zweifellos von der richtigen Erkenntnis ausgegangen, daß das Fehlen der Sedimente jünger als Lias

in den Bündnerschiefern, von großer Bedeutung ist. Er hat wohl auch eingesehen, wie schwierig es ist, die stratigraphischen Zusammenhänge zwischen penninischem und helvetischem Gebiete bei der bis heute üblichen Anschauung über die Zeit der Bildung der Westalpen zu erklären. Er hat dann aber versucht, aus den Untersuchungen des kleinen, von ihm selbst bearbeiteten Gebietes, in welchem kaum zwei von den über 20 Teillappen der Aduladecke, dann einige Schuppen in den Bündnerschiefern aufgeschlossen sind, weitgehende regionaltektonische Schlüsse zu ziehen. Er hat versucht, einen detaillierten Plan der Entstehung großer penninischer Decken aus wenigen lokalen Beobachtungen heraus zu zeichnen. Viele der tektónischen und stratigraphischen Schlüsse seiner Arbeit sind aber heute schon durch durchgreifendere Untersuchungen widerlegt. Nicht aus lokalen Untersuchungen heraus kann man einen Versuch zur Ableitung derart großartiger Vorgänge machen. Nur ein groß angelegter Überblick alpiner Tektonik und Geschichte kann zum Ziele führen. Lokale Untersuchungen können höchstens die Anregungen zu einer solchen Arbeit geben. Nichtsdestoweniger gebührt Roothaan das Verdienst, zuerst in einer modernen Arbeit auf die Möglichkeit so frühen Beginnes der penninischen Faltung hingewiesen zu haben.

---

## V. Die Bildung der ostalpinen Decken

Der Versuch einer Analyse der Entstehung der ostalpinen Decken ist etwas schwieriger. Das Beobachtungsmaterial aus den Ostalpen ist heute noch viel inhomogener als das aus den Westalpen. Viel größere Lücken sind vorhanden. Und dennoch mag es vielleicht gelingen, das Wesentliche herauszuschälen. Wir werden uns auch hier auf die Darstellung der großen Züge beschränken müssen. Wir beginnen mit einer kurzen Betrachtung der stratigraphischen Verhältnisse der gesamten ostalpinen Decken, beschränken uns aber auch hier wieder darauf, dasjenige herauszugreifen, das für die Ableitung der Geschichte notwendig ist. Nicht eine eingehende stratigraphische Beschreibung soll gegeben werden.

**Perm—Trias.** Im Perm ist das Gebiet der ostalpinen Decken wohl in der Hauptsache Festland gewesen, ein alterndes Gebirgsland. Klastischer Verrucano wurde abgelagert, in wenigen Rinnen und Senken auch feineres Material. Eine gesetzmäßige Verteilung von Höhen und Tiefen, wie wir sie im penninischen Gebiete kennen gelernt haben, fehlte wohl hier in der Hauptsache, mit Ausnahme des Gebietes der unterostalpinen Decken, da die mächtigen Eruptivkörper, die jene Gesetz-

mäßigkeit bedingten, nur noch im Unterostalpinen vorhanden sind. An der Wende Perm—Trias ist das ostalpine Gebiet vom Meere überflutet worden, früher im allgemeinen die südlichen Teile, etwas später der Norden. Im letzteren ist zum Teil noch festländischer Buntsandstein zum Absatze gekommen, weiter südlich Werfenerschiefer, in den südlichsten Teilen, also in den hochostalpinen Decken und Südalpen, cephalopodenführende Werfenerschichten. Es war also schon in der untersten Trias ein gegen Süden sich vertiefender Sedimentationsraum. Es folgte dann der erste Teil der ostalpinen Geosynklinalphase, mit Ablagerungen vorwiegend kalkiger und dolomitischer Sedimente der anisischen und ladinischen Stufe. Vermutlich entsprechen diese Sedimente dem Alter nach den penninischen Dolomiten, dem helvetischen Röthidolomit. Für diese Zeit wird etwa folgende Konfiguration des Untergrundes angenommen werden müssen: Im Norden der Alpen das germanische Triasmeer, dann die gewaltige flache Schwelle des helvetisch-penninischen Gebietes, gegen Norden flach auslaufend, steiler gegen Süden, dann das gegen Süden offene Meer der Ostalpen und Südalpen.

Die große Regression des Meeres, die zu Beginn des Keupers das germanische Gebiet betroffen hat, macht sich, etwas verspätet, auch im ost- und südalpinen Meer bemerkbar. Zur Raiblerzeit (im Karnien) tritt eine Verflachung auch des letzteren ein. Hand in Hand damit geht eine Veränderung des Sedimentcharakters. Die kalkigen Sedimente treten in den Hintergrund, an ihrer Stelle erscheinen mehr klastische: Tone, Mergel in wechsellvoller Ausbildung, Sande, zum Teil landpflanzenführende Sedimente, daneben Rauhwacken und Gips, im ganzen eine mehr limnische Sedimentgesellschaft. Besonders in den nördlichen Teilen ist eigentliche Keuperfazies. Die Frage, wie sich das penninische Gebiet bei dieser Regression verhalten habe, ist hier noch nicht angeschnitten worden, da sie bei der bedenklichen Fossilleere der penninischen Trias nicht leicht zu lösen ist. Da germanisches, wie ostalpines Gebiet von der Regression betroffen worden sind, ist dasselbe vom helvetisch-penninischen Gebiet anzunehmen, da es sich wohl um einen allgemeinen, ein großes Gebiet umfassenden Rückzug des Meeres handelt. Es ist damit anzunehmen, daß dabei das penninische Gebiet über den Meeresspiegel hinausgeraten ist. Der helvetische Quartenschiefer ist ein vorwiegend festländisches Sediment. In den penninischen Decken scheint Quartenschiefer nur spärlich vertreten zu sein. Die Annahme eines penninischen Festlandes zu Beginn des Keupers ist also nicht von der Hand zu weisen. Ebenso gut ist aber möglich, daß schon die Bildung von Bündnerschiefer zu dieser Zeit stellenweise eingesetzt hat.

Nach Ablagerung der Raiblerschichten beginnt in den Ostalpen dann das stark verschiedene Verhalten gegenüber der germanischen

Region. Es zeigt sich neuerdings eine starke Senkungstendenz. Gewaltige Dolomit- und Kalkmassen kommen zum Absatz, während der norischen Zeit, Hauptdolomit in den nördlichen Teilen, Dachsteinkalk weiter südlich. Im südöstlichen Teil beginnt die Kalkablagerung schon in Karnien. So greifen die Hallstätterkalke in die karnische Stufe hinab. Auch in der norischen Zeit konstatiert man eine Vertiefung des Meeres von Norden gegen Süden. Dasselbe gilt für die rhätische Stufe. In den nördlichen Teilen ist das Rhät in schwäbischer Fazies entwickelt, weiter südlich findet es sich als Kössenerschichten, in den südöstlichen Teilen greift Dachsteinkalkfazies bis ins Rhät hinauf.

Das ost- und südalpine Triasmeer ist eine in starker Senkung begriffene Geosynklinale gewesen. Das erweist die große Mächtigkeit der darin abgelagerten Sedimente. Das penninische Meer hatte gegenüber demselben den Charakter einer festen, wenig sich senkenden Schwelle. Die unterostalpinen Deckengebiete nehmen zwischen beiden eine vermittelnde Stellung ein. Das ostalpine Triasmeer hatte seine tiefsten Partien im Süden. Die Faziesgrenzen innerhalb demselben verlaufen aber noch nicht genau parallel den heutigen tektonischen Grenzen. So greift z. B. die Fazies der westlichen Südalpen gegen Osten auf die Nordseite der südalpinen Grenze hinüber. Im Norden springt dieselbe Fazies von Osten gegen Westen von den tieferen Teilen der oberostalpinen Decke auf die obersten unterostalpinen Decken über, usw. Die spätere Tektonik der Ostalpen ist noch nicht so scharf vorbestimmt wie in den penninischen Decken, wo die alten Granitzüge seit dem Perm richtungsbestimmend wirkten, wenn auch diese Eigenschaft während der Trias dort nicht so scharf hervortritt.

**Lias.** Der Lias zeigt im Großen noch dieselbe Differenzierung wie die Trias. Er ist im Norden mehr schiefrig, im Süden mehr kalkig entwickelt. Die schiefrige Fazies des Nordens, deren Typ die Fleckenmergel, Allgäuschiefer, darstellen, schließt sich durch Übergänge an die penninischen Bündnerschiefer an. An der Basis dieser ostalpinen Lias-schiefer, dann manchmal überhaupt im ganzen Lias, erscheinen bunte, rote und weiße Liaskalke vom Typus der Hierlatzkalke, welche dem Penninikum fehlen. Im Lias der ganzen Ostalpen finden sich Breccien. In den nördlichsten Teilen der oberostalpinen Decke, besonders im Osten, ist der Lias als Grestenerschichten, sandig-mergelig mit Landpflanzen, entwickelt.

Die Grestenerschiefer in typischer Ausbildung sind auf den Kalkalpenrand östlich der Enns beschränkt. Sie stellen litorale Bildungen dar. Die Hierlatzkalke darf man im allgemeinen als Seichtwasserfazies bezeichnen. Sie gehen aus den unterostalpinen Decken durch, bis in die Südalpen. Den eigentlichen Grundstock der Liassedimente bilden im westlichen Teil der Ostalpen, im Norden die Fleckenmergel, weiter



im Süden die roten und bunten Mergelkalke mit Cephalopoden, die sog. Adnetherschichten. In beiden Gesteinskomplexen ist der ganze Lias nachgewiesen. Die Tiefenverhältnisse des ostalpinen Liasmeeres sind ziemlich schwer zu charakterisieren. Im westlichen Teil, d. h. soweit das Bündnerschiefermeer gegen Osten reicht, schließt sich im allgemeinen an dasselbe der Ablagerungsraum der Fleckenmergel an. Die Dislokationsvorgänge des Penninikums machen sich durch Zufuhr terrigenen Materials in diesen benachbarten ostalpinen Raum bemerkbar. Gegen Süden nimmt diese Materialzufuhr ab, die Sedimentation wird kalkiger, ohne daß sich dabei die Tiefenverhältnisse wesentlich verändern müßten. Im Osten ist am Nordrand eine Litoralzone, gegen Süden vertieft sich das Meer. Es erscheint dieselbe Kalkfazies wie südlich der Allgäuschiefer. Das ist im Großen die normale Verteilung. Eine Abhängigkeit der Faziesgrenzen von den späteren Deckengrenzen ist noch nicht zu bemerken. Die Hierlatzkalke und die Liasbreccien bringen eine unruhige Note in diese normale Verteilung der Sedimente. Aber die Verteilung dieser Ablagerungen läßt nicht Beziehung zu tektonischen Leitlinien erkennen. Die normale Sedimentation ist durch die penninische Orogenese gestört.

**Dogger.** Sichere Doggersedimente sind in den Ostalpen spärlich vertreten. Soweit wir die Verhältnisse beurteilen können, gilt ungefähr folgendes: In den Räumen, die an das penninische Gebiet stoßen, ist die Sedimentation eine unruhige. Es folgt dann eine Zone, in welcher die Fleckenmergelfazies des Lias in den Dogger hinaufgreift. Dann erscheint weiter südlich eine Zone ruhiger Sedimentation mit Kalkablagerungen, zum Teil schon mit dem Charakter von tiefmeerischen Ablagerungen, z. B. im Sonnwendgebirge, dann im westlichen Teil der Südalpen. Im östlichen Teil der Südalpen, von den julischen Alpen gegen Osten findet Gebirgsbildung statt. Zwei Faltenzüge sind im Dogger im Entstehen begriffen, im Nordwesten das penninische Paket II, IV, VI, im Südosten die eben erwähnte Aufwölbung der julischen Alpen, dann wahrscheinlich der Steiner Alpen; das erstere gegen Osten vor dem Westende des Tauernfesters endigend, die zweite von den julischen Alpen gegen Osten hinausstreichend. Durch eine tiefe Meeresrinne sind die beiden Gebirgszüge voneinander getrennt. Die Mitte dieser Rinne fällt ungefähr an den Südrand der oberostalpinen Decke. Die tiefste Zone der ostalpinen Geosynklinale ist seit der Trias von Süden gegen Norden vorwärts geschritten.

Auch im Dogger ist zwischen dem Verlauf der Faziesgrenzen, und dem der späteren Grenzen zwischen den ostalpinen Decken noch keine Beziehung zu erkennen. Immer noch überschreitet eine Zone gleicher Fazies die südalpine Grenze. Was wir an Breccien, festländischen Sedimenten im ostalpinen Dogger kennen, steht in Zusammenhang mit

der ersten penninischen Hauptphase. Möglicherweise zeigen sich schon im Dogger die ersten Anzeichen der Herausbildung unterostalpinen Leitlinien. Das ist aber heute noch schwer zu entscheiden.

**Malm.** Der obere Jura ist eine Zeit verhältnismäßiger, wenn auch nicht vollständiger Ruhe, in der das ostalpine Meer seine größte Tiefe erreicht. Im südöstlichen Teil wird die Tiefe der Geosynklinale weiter gegen Norden gedrängt. Im Gebiet der hochostalpinen Decke kommen Flachmeersedimente, neritische Plassenkalk, zum Absatz. Dafür greift die Zone großer Tiefe allmählich bis an den Nordrand des unterostalpinen Gebietes vor. Im westlichen Teil der Ostalpen werden Radiolarit und Aptychenkalk von den Südalpen bis tief in die unterostalpinen Gebiete Bündens hinein abgelagert. Der nördliche Rand der unterostalpinen Decken ist als Schwelle ausgeprägt, als Geantiklinale der unterostalpinen Decken; scheidet damit das ostalpine Meer vom penninisch-helvetischen, welches letzteres zu dieser Zeit einen einheitlichen Faziesbezirk bildet.

**Ostalpine Geantiklinalen.** Wahrscheinlich ist um diese Zeit der Nordrand des oberostalpinen Deckengebietes schon auf irgend eine Art ausgeprägt gewesen. Der heutige Stand der Untersuchungen läßt aber noch nicht alles bestimmt erkennen. Sicherer zeichnen sich im unterostalpinen Gebiete Bündens oberjurassische Bewegungen ab. Wir haben schon in aller Ausführlichkeit auf das Bestehen einer geantiklinalen Aufwölbung am äußersten Nordrand des unterostalpinen Gebietes hingewiesen, auf welcher vom oberen Malm nach aufwärts der nördliche Teil der Sulzfluhserie, auf Granit transgredierend, zur Ablagerung kam. In der nördlichen Vortiefe entstand die Falknisserie mit ihren Konglomeraten und Breccien im oberen Jura. Diese Vortiefe liegt an der Suturlinie zweier verschieden gebauter Gebirgsstücke; des granitversteiften unterostalpinen Gebietes und des Deckenbündels der ersten penninischen Hauptphase. In einem späteren Stadium der Gebirgsbildung sind die Sedimente der Geantiklinale von ihrer Unterlage abgetrennt und auf diejenigen der Vortiefe hinübergeschoben worden. Beide zusammen wurden dann unter dem Drucke höherer Decken weit nach Norden hinaus verfrachtet.

Ein zweites Vorkommen polygener Breccien kennt man aus dem oberen Malm der Salsabomulde. Diese letztere trennt die höchste oder zweithöchste der unterostalpinen Decken, die Campodecke, welche vorwiegend aus Paragesteinen aufgebaut ist, von der tieferen granitgefüllten Berninadecke. Durch ihre heutige Lage ist sie ohne weiteres als Vortiefe der Campodecke kenntlich. Auch hier sind die Breccien wieder an die Vortiefe und nicht an die Geantiklinale gebunden. Wie die Falknisvortiefe ist auch die Salsalbovortiefe an die Grenzlinie zweier verschieden gebauter Rindenstücke angelehnt. Das Verhalten

bei der Überschiebung durch die Campodecke ist aber anders gewesen. Die Sedimente der Sassalbmulde sind nicht von der höheren Decke nach Norden hinausbefördert worden. Sie wurden von derselben überfahren. Wir haben damit zwei unterostalpine Geantiklinalen kennen gelernt, welche mindestens im oberen Jura ihre Ausprägung erfahren haben, vielleicht auch schon früher.

Die beiden antiklinalen Aufwölbungen haben sich aber nicht wie die penninischen Geantiklinalen sofort zu Deckfalten ausgebildet, denn in den Vortiefen, sowohl der des Sassalbo, als der des Falknis, ist die Sedimentation weiter gegangen; in der ersteren bis in die obere Kreide, in der letzteren bis ins Eozän. In der Kreide ist die Sulzfluhantiklinale gegenüber der Falknisvortiefe nicht mehr so scharf ausgeprägt wie im oberen Jura. Besonders in der oberen Kreide, also kurz vor Beginn der eigentlichen Gebirgsbildung, war der Gegensatz stark verwischt. An beiden Orten sind Couches rouges zum Absatz gekommen.

Ob nun im oberen Jura innerhalb der unterostalpinen Region weitere Geantiklinalen existierten? Breccien und Sandsteine sind in der Aroser Schuppenzone vorhanden und zwar nach J. Cadisch (27): Dolomit-Breccienkomplex der einerseits in Hauptdolomit, andererseits in polygene Breccien übergeht. Breccie, die in Sandsteine, dann in Liasschiefer überleitet. Breccien mit Radiolarit als Komponenten. Wir kennen aber nicht genau den Ursprungsort der Aroser Schuppenzone. Einerseits unterlagert sie auf weite Strecke den nördlichsten Teil der Unterfläche der Silvrettadecke, so daß man glauben könnte, es handle sich um die tief unter niedrigere Decken eingewickelte Vortiefenserie dieser Decke. Andererseits ist eine solche Annahme fast ungeheuerlich und wiederum ergäbe sich damit eine Durchkreuzung von Schubflächen. Trotzdem wollen wir diesen Lösungsversuch nicht außer acht lassen.

In Anlehnung an die Anschauung von Argand (16) hat R. Staub (159) 1917 für alle unterostalpinen Decken Geantiklinalstadien für die Zeit mindestens von der Trias bis hinauf in die obere Kreide abzuleiten versucht. Damit ist er wohl zu weit gegangen. Wir nehmen hier vorläufig an, nur die Nordränder des hochostalpinen Gebietes, des oberostalpinen Gebietes, dann des Heimatraumes der Campodecke, und endlich der Nordrand der unterostalpinen Decken überhaupt seien Linien gewesen, deren Lage vom mittleren Jura an bestimmt war. Weitere Untersuchung wird vielleicht diese Ansicht bestätigen, vielleicht die von Staub, oder beide werden modifiziert. Eines ist aber sicher: Seit am Ende der Trias der Druck von Süden her begonnen hat sich auszuwirken, hat er nie mehr vollständig nachgelassen. Breccien finden sich auch in Verbindung mit Radiolariten, die sicher der oberostalpinen Decke angehören. Es seien hier nur die Hornsteinbreccien des Sonnwendgebirges erwähnt. Ob es sich bei der Bildung derselben um die

Herausbildung wichtiger tektonischer Leitlinien handelt, ist nicht sicher zu entscheiden. Der Stand der Forschung ist noch nicht so weit.

**Untere Kreide.** Im Neokom ist im südöstlichen Teil der Geosynklinale das Gebiet der hochostalpinen Decke landfest. Dasselbe gilt für Teile der oberostalpinen Decke, wo Neokom entweder fehlt oder mit Breccien älteren Gesteinen aufliegt oder zum mindesten als Sediment mit klastischen Komponenten, als Fleckenmergel, Sandkalk, Sandstein ausgebildet ist. Deutlich ist in diesem Zeitabschnitt nun eine Losrennung des westlichen Teils der Südalpen vom oberostalpinen Faziesgebiet zu erkennen. In dieser Region hat im oberen Jura, mit scharfer Grenze über dem Radiolarit, der Absatz des Biancone eingesetzt. Ungestört wird die Ablagerung dieses Kalkgesteins durch das Neokom hindurch fortgesetzt. Nördlich der südalpinen Grenze ist keine Spur dieses Biancone mehr zu finden. Die südalpine Grenze beginnt damit hervorzutreten. Von diesem Zeitpunkte an sind die Sedimentationsverhältnisse in diesem westlichen Teil der Südalpen von denen in der oberostalpinen Region verschieden. Über dem Biancone, durch eine scharfe Grenze von demselben getrennt, erscheinen die bunten Mergel der Scaglia in vollständig konkordanter Auflagerung, die bis in die oberste Kreide hinaufreichen. Diese Schichtfolge ist ein Zeichen dafür, daß die oberostalpine Decke nicht in der insubrischen Zone wurzeln kann. Die Wurzelzone der oberostalpinen Decke muß gegen Westen auskeilen; die unterostalpinen Decken treten vom Veltlin gegen Westen an die Südalpen heran. Entsprechend dieser Tatsache erkennen wir im obersten Jura, im Portland, Anklänge der Fazies der zentralschweizerischen Klippen an die des Biancone. Und diese Klippen sind Teilstücke der unterostalpinen Decken. In dem Zeitpunkte, da noch die letzten stratigraphischen Zusammenhänge zwischen Südalpen und Alpen vorhanden sind, geht im Südtessin die Fazies des Unterostalpins mit der der Südalpen, das zwischenliegende Oberostalpin ist dort ausgeschaltet.

Im nördlichen Teil des oberostalpinen und im südlichen Teil des unterostalpinen Streifens reicht abyssale Fazies bis ins Neokom hinauf. Die Zone größter Tiefe der Geosynklinale ist weiter im Norden zusammengedrängt.

**Mittlere Kreide.** In der mittleren Kreide scheint das ganze oberostalpine Gebiet Festland gewesen zu sein. In der Falknis- und Sulzfluhdecke Bündens ist Gault zur Ablagerung gekommen. Gault, ausgebildet als Cephalopodenmergel, greift in den Klippen Voralbergs diskordant über ältere Gesteine über. In den Klippen des östlichen Teils der Ostalpen, die wahrscheinlich zur oberostalpinen Deckenserie gehören, also tektonisch höher liegen als die Voralbergerklippen, ist Gault nicht gefunden worden. Das Gaultmeer reichte von Norden her bis in den

nördlichen Teil des unterostalpinen Gebietes hinein. Weiter südlich war Festland.

Weiter erscheint in den nördlichen Kalkalpen transgressives Cenoman mit Sandsteinen, zum Teil pflanzenführend, Konglomeraten, Schiefeln und Breccien, zum Teil mit exotischen Geröllen, wie sie sonst der Gosau zugehörig sind. Das Cenomanmeer hat tiefer in die Ostalpen hineingegriffen als das des Gault, hat den nördlichen Teil des oberostalpinen Gebietes überflutet, zu einer Zeit, da dort schon Faltung stattgefunden hatte. Genaue Schlüsse über den Grad dieser vorcenomanen oberostalpinen Faltung sind schwer zu ziehen. Es ist kaum zu erkennen, ob es sich um einfache Faltung oder schon um Deckenbildung gehandelt hat.

**Obere Kreide.** Reichere Aufschlüsse über die ostalpine Faltung geben uns die Schichten der oberen Kreide, vom Turon?-Senon an aufwärts. Über hoch- und oberostalpinen Deckenland transgredieren die Gosauschichten der Ostalpen, die von Osten her bis beinahe an die Schweizergrenze bekannt sind. Sie gehören zur Hauptsache ins Senon. Gegen Norden gehen sie über in den Kreideflysch des nördlichen Teils der oberostalpinen Region. Im Süden sind sie kalkig, als Hippuriten-, Actaeonellen-, Korallenkalke ausgebildet. Ihre westliche Fortsetzung sind die Couches rouges der unterostalpinen Decken. Im westlichen Teile der Südalpen ist an ihrer Stelle die Scaglia. Im östlichen Teil der Südalpen, von den julischen Alpen gegen Osten fehlen kretazische Sedimente auf weiter Fläche. Am Südrand der julischen Alpen sind oberkretazische Hippuritenkalke und Breccien, die der Gosau entsprechen. Ein wichtiges Merkmal sind die Breccien und Konglomerate der Gosauschichten.

Die Gerölle der Gosaukonglomerate der nördlichen Kalkalpen bestehen relativ häufig aus kalkalpinem Material, das fast stets aus nicht zu entfernt bestehenden Vorkommen stammt. Dann ist unter denselben viel kristallines Gut, in meist wohlgerundeten, zum Teil wie gefirnißten Stücken. Wenig häufig sind Gerölle aus der Grauwackenzone, noch weniger solche aus dem Altkristallin. Dagegen treten an Masse unter den kristallinen Geröllen solche von Porphyry, Felsit, Diabasporphyr und Melaphyr hervor. Sie sind derart häufig, daß man sie aus den Südalpen herleiten muß. Das Gosaubecken in der Kainach westlich Graz beherbergt Gerölle aus der paläozoischen und altkristallinen Umrahmung dieses Beckens. Auch Gerölle aus den Zentralalpen sind nach Heritsch (82) in den östlichen Vorkommen vertreten, meist klein und wohlgerundet, so daß auf weiten Transport geschlossen werden muß. Leider gibt dieser Forscher nicht an, woher aus den Zentralalpen diese Gerölle stammen.

Untersuchen wir erst einmal die Verhältnisse der Gosauablagerungen. Die wichtigsten Aufschlüsse sind in den oberen ostalpinen Decken östlich vom Tauernfenster. Im Tauern- und im Semmeringfenster fehlen Gosauschichten. Damit ist aber nicht gesagt, daß auch gleichaltrige Sedimente anderer Fazies dort abwesend sind. In der Kainach westlich von Graz ruht rotes Gosaukonglomerat flach und wenig gestört auf den unterliegenden stark gestörten, paläozoischen Gesteinen, dabei übergreifend über verschiedenalterige Komplexe dieser letzteren. Nach Kober (92) sind im Becken von Graz silurisch-devonische Gesteine der hochostalpinen Decke über Karbon der oberostalpinen Decke überschoben. Stimmt das, so greift Gosau in der Kainach über die Grenze zweier Decken über. Aber auch ohne das zeigen die dortigen Verhältnisse, daß die Hauptfaltung in vorgosauische Zeit fällt. Nördlich Graz sind kleine Gosauvorkommen, diskordant und wenig gestört auf steilgestelltem Paläozoikum, dieses konkordant auf Altkristallin, dem es als Decke aufgeschoben ist. Devonische Kalke werden dort durch karbonische Gesteine vom Altkristallin geschieden. Das letztere ist in derselben Lage, wie unter der Karbonscholle der Stangalpe. Auch diese Verhältnisse weisen auf Deckenbildung vor Ablagerung der Gosau. In Kärnten liegen die jüngeren Bildungen von der Gosau an relativ flach und ungestört. Gosau liegt sowohl auf oberostalpinem Mesozoikum, als auf Paläozoikum, als auf Grundgebirge. Wo oberostalpine Trias unter der Gosau stark mylonitisiert ist, erscheint die letztere ohne jegliche mechanische Beanspruchung. Der Ostrand der nördlichen Karawanken, also die oberostalpine Wurzel, wird westlich Windischgrätz durch einen nordsüdlich verlaufenden Bruch abgeschnitten. Gosau liegt, diskordant an die abgeschnittene Kette anstoßend, in der Senke östlich des Bruches. Die oberostalpine Wurzel war in jener Gegend schon vor der Ablagerung der Gosau annähernd in derselben Lage wie heute. Diese wenigen Beispiele mögen genügen. Sie beweisen, daß Überschiebungen der oberen ostalpinen Decken bis nahe 100 km im östlichen Teil der Ostalpen vor der Gosau stattgefunden haben; daß vor der Ablagerung der Gosau Deckenmassen ihrer ganzen mesozoischen Hülle durch Abtrag beraubt worden sind; daß sogar ganze vollständige Decken lokal vorgosauisch durch Erosion durchlöchert worden sind; daß nach der Ablagerung der Gosau diese Gebiete nicht mehr merklich deformiert worden sind. Der Bau der Region von Kärnten und Steiermark ist in der Hauptsache vorgosauisch. Diesen Satz hat Kober schon 1912 formuliert.

Liegen im Paläozoikum des Grazerbeckens die Anteile von ober- und hochostalpinen Decke übereinander, so ist unter der höheren Decke das Mesozoikum der tieferen während der vorgosauischen Bewegungen gegen Nord hinausgequetscht worden. Damit hätten im östlichen Teile

der Ostalpen die nördlichen Kalkalpen schon während dieser frühen Bewegungsphasen beinahe ihre heutige Stellung erreicht, wären durch die tertiären Bewegungen nur noch wenig vorwärts bewegt und dann zusammengeschoben worden.

**Vorgosauischer Deckenvorstoß.** Wenn wir Deckenbau der Ostalpen postulieren, und wir müssen das den Tatsachen entsprechend, mag uns auch das Ausmaß der Dislokation noch so ungeheuerlich erscheinen, so müssen wir vor der oberen Kreide auch schon gewaltige Überschiebungen annehmen. Kober (92) hat dies 1912 scharf ausgesprochen. Er hat weiter aus diesen Verhältnissen die Folgerung gezogen, daß die unterostalpinen und penninischen Gebiete schon in der oberen Kreide durch oberostalpine Deckenmassen verhüllt gewesen sein müssen. Dieser Schluß ist im allgemeinen nicht richtig. Er gilt für die Gegend des Semmeringfensters, aber schon nicht mehr für das Tauernfenster. Wir haben vorher gezeigt, daß der Zusammenschub des Penninikums in der Gegend des Tauernfensters in der Hauptsache direkt vor und nach der Ablagerung des eozänen Flysches erfolgt ist. Auch im Unterostalpin setzt der Zusammenschub erst in der obersten Kreide ein. Der vorgosauische Vorstoß der oberostalpinen Decke ging also auf ein noch ausgeglättetes, unterostalpines Vorland hinaus, dessen Breite mit 150 km wahrscheinlich zu knapp berechnet ist. Er konnte nie den Südrand des penninischen Gebietes erreichen.

Die Überschiebungswerte vor der Gosau ist im Osten größer gewesen als im Westen; am größten vom Bacher gegen Nordwesten, klein am Brenner, wieder etwas größer westlich des letzteren. Dann ist sie gegen das Veltlin auf Null zurückgegangen. Vom Tauern-Ostende gegen Westen ist der Stoß überall auf dem südlichsten Streifen der unterostalpinen Region zum Ausklingen gekommen, wahrscheinlich südlich der Geantiklinale, die den Südrand der Sassalbolmulde überragte. Vom Brenner nach Westen ist der Vorstoß senkrecht zur judikarischen Richtung erfolgt. Er wird dort 50 km nicht erreicht haben, denn im Gebiet der Lischanna sind Couches rouges auf dem Rücken der obersten unterostalpinen Decke. Auch im Tauernfenster dürfen durch weitere Untersuchungen obere Kreide und Flysch gefunden werden, ohne daß wir einen mächtigen vorgosauischen Vorstoß der oberostalpinen Decke in Zweifel stellen müssen. Ohne jemals mit den Tatsachen in Konflikt zu kommen, darf man eine ganz beträchtliche Förderweite bei diesem ersten oberostalpinen Deckenvorstoß annehmen.

Es ist gegen einen großen vorgosauischen Schub geltend gemacht worden (W. Schmidt [140]), daß die Gosau viele Gerölle von Eruptivgesteinen der Südalpen enthält, daß sich also zur Zeit der Gosauablagerung nördliche Kalkalpen und Südalpen noch in engem Verbande befinden mußten. Die nördlichen Kalkalpen sind beim ersten Vorstoß

im Verband mit ihrer kristallinen Unterlage geblieben, mit derselben vorwärts gewandert. Die oberostalpine Decke ist von Anfang an als flache Schubscholle vorgetrieben worden. Nur unter ihrer Stirn hat sich ein kurzes Stück Mittelschenkel ausbilden können. Die Kalkalpen sind demnach durch den ersten Deckenvorstoß gar nicht von den Südalpen entfernt worden, da die letzteren als schiebender Motor der vorwärts wandernden oberostalpinen Decke getreulich gefolgt sind.

Die Verhältnisse der Gosau in den nördlichen Kalkalpen können nie als Argument gegen einen noch so großen Vorstoß vor der oberen Kreide gebraucht werden. Ebensowenig läßt sich mit denselben ein solcher beweisen. Die Kalkalpen sind bei diesem ersten Vordringen der Decke passiv auf dem Rücken ihrer kristallinen, resp. paläozoischen Unterlage nach vorwärts getragen worden. Ist diese während dem Vorrücken gefaltet worden, so sind sie mitgefaltet worden, dann sind nachher diese Falten abgetragen worden, dann das ganze wieder versenkt, und transgressiv ist die Gosau darüber gelegt worden. Die hochostalpine Decke ist vor der Gosau auf das oberostalpine Gebiet aufgeschoben worden. Darum greift die Gosau nicht zwischen beide Decken ein. Das ist das einzige, was sich aus den Verhältnissen in den nördlichen Kalkalpen schließen läßt.

Nach Spengler zeigen die Lagerungsverhältnisse der Gosau im östlichen Teil der nördlichen Kalkalpen folgendes: In der südlichen Zone sind die letzteren zu einem Deckengebirge zusammengeschoben, weiter nördlich nimmt die Faltung ab, um schließlich gegen den Nordrand völlig auszuklingen. Gosau transgrediert im Süden über ein Deckengebirge (hochostalpin auf oberostalpin aufgeschoben), das vor der Gosauablagerung weitgehend erodiert worden ist. Gosau greift über verschiedene Gesteine und verschiedene tektonische Elemente über. Gegen Norden nehmen die Diskordanzen ab. Schließlich ruht Gosau konkordant auf den älteren Gesteinen. Gosau und Cenoman treten nur noch mit den jüngsten Schichten des Untergrundes in Verband und machen mit denselben die ganze Faltung mit. Das heißt, daß diese Faltung eben mit der relativ jungen Bewegung des Abgleitens der Kalkalpen von ihrem Untergrunde zusammenhängt. Die letztere ist weit jünger als der eigentliche Vorstoß der oberostalpinen Decke. Das bildet keinen Beweis gegen vorgosauische Überschiebungen.

Wir können vorläufig drei Bewegungsphasen der oberostalpinen Gesteine herauslesen. Zuerst in der vorgosauischen Phase, ist die ganze Decke auf ihrer unterostalpinen Unterlage nach vorwärts geschoben worden. Dann in einer zweiten Phase ist ihr Vorland gefaltet worden. Ohne daß sich die oberostalpine Decke selbst zu verlängern brauchte, ist sie damit weiter vorgerückt, hat weitere Teile des vorliegenden Gebietes überdeckt. Dieser Vorgang ist als halb passiv, halb aktiv zu



bezeichnen, denn die oberostalpine Decke hat dabei den Schub der süd-alpinen Scholle auf das nördlich von ihr liegende unterostalpine Gebiet übertragen, dieses hat sich gefaltet, damit verkürzt, ist damit weiter von der oberostalpinen Scholle bedeckt worden. Man könnte diesen Vorgang auch als relative Unterschiebung der Silvrettadecke durch die unterostalpinen Decken bezeichnen. Die Bewegung ging aber gegen Nord.

**Paläogeographische Verhältnisse im Senon.** Befassen wir uns weiter mit den Verhältnissen nach der ersten Überschiebung, mit den Meeresverhältnissen zur Zeit der oberen Kreide. Im Osten ist der vorgosauische Abtrag ein tieferer gewesen als im Westen, denn im Osten sind auf große Flächen die Deckenkerne bloßgelegt worden, stellenweise sogar durch die Erosion durchbrochen worden. Im Westen ist nur Mesozoikum abgetragen worden, dann Material von einem südlichen Festland zugeführt. Weiter gegen Westen hören die Gosaukonglomerate auf, denn sowohl die oberostalpine Deckscholle, als das südliche Festland, von dem ein Teil der Gerölle stammt, tauchten gegen Westen unter den Meeresspiegel. Sedimentation von Couches rouges und Scaglia treten an Stelle derjenigen von Gosau. Gegen Norden geht das Gosaumeer ins Flyschmeer über. Damit ergeben sich als topographische Verhältnisse: Ein breiter festländischer Rücken im östlichen Teil der Ostalpen. Derselbe ist durchtalte von einzelnen tiefen Meeresbuchten. Dann ein weiterer Rücken in den Südalpen, ungefähr südlich vom Brenner. Nördlich demselben die durchtalte oberostalpine Platte, die Täler ertrunken. Nördlich an diese Platte und an den östlichen Festlandsrücken schließt das Flyschmeer an. Gegen Westen tauchen die Schmalseiten des westlichen Rückens und der oberostalpinen Platte ins Scaglia- und Couches rouges-Meer. Damit war, abgesehen von geantiklinalen Inselkränzen im unterostalpinen Gebiet, Meeresverbindung von den Südalpen zum Helvetikum und von dem letzteren zum ostalpinen Flyschmeer. Warum im Westen Couches rouges und im Norden Flysch abgelagert worden ist? Es ist das leicht verständlich. Die westliche Schmalseite der ostalpinen Festlandsmasse hat weniger terrigenes Material geliefert, als die breite Nordfront, welche letztere zudem noch in ständigem Vordringen begriffen war.

Das sind ungefähr die paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit des Beginns der Gosauablagerungen. Eine systematische Bearbeitung aller Gosauvorkommen wird, wenn einmal auch die tektonischen Verhältnisse der nördlichen Kalkalpen völlig abgeklärt sind, ein genaues Bild der oberkretazischen Oberfläche geben.

**Eozän.** Nirgends im Gebiet der unterostalpinen Decken in Bünden ist Flysch nachgewiesen worden. Der Flysch der Falknisdecke gehört

der Vortiefe nördlich derselben an. Auch der Sassalbovortiefe fehlt der Flysch. Weitere Bewegungen haben nach der Gosautransgression eingesetzt. Betrachten wir kurz die alpinen tertiären Flyschvorkommnisse. In den Westalpen geht die Flyschtransgression vom helvetischen Gebiet durchs Penninikum bis in den nördlichen Teil des Unterostalpins. Dann folgt eine südunterostalpine Aufwölbung, dann der südalpine Flysch. Das südalpine Flyschmeer, d. h. sein Nordrand mag ungefähr der südalpinen Grenze bis zur Judikarienlinie gefolgt sein, um dann tief ins Etschland einzugreifen. Dann folgte es weiter dem Südrand der südlichen Kalkalpen. Was nördlich der Suganalinie, weiter östlich das, was nördlich der Frattura periadriatica liegt, war in der Hauptsache Festland. An der Rheinlinie geht der eozäne Flysch durch Helvetikum und Penninikum bis in den Rücken der Decke VI, bis zur Falknisvortiefe. Nun die Verhältnisse des Flysches nördlich der nördlichen Kalkalpen. Vom Rhein bis an die Iller unter- und überlagert helvetischer Tertiärflysch den östlichen Ausläufer des helvetischen Mesozoikums. Östlich der Iller findet sich im Grünten noch ein weit nach Norden vorgeschobener Zipfel dieses letzteren, ebenfalls noch von helvetischem Flysch umhüllt. Vor Erreichen der Lech keilt der helvetische, tertiäre Flysch fast völlig aus. Die oberostalpine Flyschzone tritt an seine Stelle. Nach neueren Untersuchungen (M. Richter [119]) sind weiter gegen Osten die Vorkommen von helvetischem Flysch, als schwächere, verschürfte Fetzen längs dem Nordrand des oberostalpinen Flysches, von dem letzteren durch eine scharfe Schubfläche getrennt. In dieser Schubfläche sind Vorkommen verschleppter, wahrscheinlich unterostalpinen Deckenreste. Der oberostalpine Flysch gehört in seiner Gesamtheit in die obere Kreide, der helvetische ins Tertiär. Das sind die Verhältnisse, die wir erwarten müssen. Helvetischer und ostalpinen Flysch sind nicht nur tektonisch, sondern auch nach Alter getrennte Gebilde. Sie sind auch in verschiedenen Räumen abgelagert worden. Daran ändert auch der Umstand nichts, daß sie lithologisch ähnlich sind. Dieselbe Ähnlichkeit finden wir zwischen liasischem Bündnerschiefer und tertiärem Flysch. Alle diese verschieden alten Sedimente sind unter denselben Bedingungen gebildet worden. Ein werdendes Gebirge hat jeweilen ihr Material geliefert.

Im Meridian der Rheinlinie ist während dem Eozän Festland vom Nordrand des unterostalpinen Gebietes bis ungefähr zur südalpinen Grenze. Die oberostalpine Decke ist Festland. Dasselbe wird weiter im Osten der Fall sein. Möglich ist, daß stellenweise das helvetisch-penninische Flyschmeer wenig ins unterostalpine Gebiet eingegriffen hat. Das tut nichts zur Sache. Wo früher der ostalpine Gosauflysch zur Ablagerung gekommen ist, ist jedenfalls Festland. Wo früher die helvetischen und penninischen Seewerschichten und Couches rouges sedimentiert worden sind, wird nun Flysch angehäuft.

**Wandern von Gebirgsbildung und Vortiefe.** Wir haben vorher ausgeführt, wie im Mesozoikum die ostalpine Geosynklinaltiefe langsam nach Norden gewandert ist, dabei fortwährend eingengt wurde. Schließlich wurde im südlichen größten Teile derselben das Meer völlig verdrängt. Die Geosynklinale wurde zur Vortiefe eines werdenden Gebirges. Das war vor dem Malm. Im Malm umfaßte sie das ganze oberostalpine und fast das ganze unterostalpine Gebiet. In der unteren Kreide wurde sie zusammengedrängt. Es erfolgte, durch Vermittlung einer Gebirgsbildung, im Sprunge die Weiterwanderung. In der oberen Kreide war ungefähr der Nordrand der oberostalpinen Decke Südrand der Vortiefe, deren Bereich bis ins Helvetikum hinausging. Es war das die Vortiefe des oberostalpinen Gebirges, mit Flyschablagerung im Süden, Absatz von Couches rouges und Seewerschichten im Norden. Während der obersten Kreide ging die Gebirgsbildung weiter, ergriff das unterostalpine Gebiet. Die Vortiefe wurde gegen Norden zusammengedrängt auf penninisch-helvetisches Gebiet. Damit wanderte auch die orogene Flyschfazies nach Norden. Mit dem Fortschreiten des unterostalpinen Deckenschubes ist die Vortiefe langsam auch aus dem penninischen Gebiet verdrängt worden, auf das Helvetikum, wo sie schließlich langsam tektonisch zugefüllt wurde.

Die Verhältnisse sind absolut eindeutig. Die ostalpine Geosynklinale ist von der Trias bis ins Eozän langsam von den Südalpen ins Helvetikum hinausgewandert, dabei mehr und mehr von den im Süden entstehenden Gebirgszügen eingengt worden. Sie ist vor der Gebirgsbildung geflohen. Die Ausbildung der ostalpinen Geosynklinale, dann das Wandern von Gebirgsbildung und Geosynklinale ist einmal, im unteren und mittleren Jura durch die Bewegungsvorgänge der ersten penninischen Hauptphase in den Westalpen, unterbrochen worden, dann ist die normale Entwicklung weiter gegangen.

Eozän ist auch im Gebiete der ostalpinen Decke, und zwar im östlichen Teile der Ostalpen, so z. B. im Lavanttale, dann bei Radstatt, vorhanden. Im Wechselgebiet ist nach Kober solches in einem Fenster unterostalpinen Decken aufgelagert. Diese Vorkommen entstammen einem östlichen Eozänmeer, das von der pannonischen Ebene her in einzelnen Buchten in das kretazisch geschaffene Gebirge eingedrungen ist. Die Form des eozänen Festlandes der Alpen ist der eines Schwalbenschwanzes zu vergleichen. Gegen Westen keilte diese Festlandsmasse aus, gegen Osten verbreiterte sie sich. Vom Osten her hat in die Schmalseite dieses Keils das Meer eingegriffen.

**Unterostalpine Phasen.** Wir müssen daran gehen, die Vorgänge der unterostalpinen Deckenbildung, die vor der Flyschablagerung begonnen haben, während derselben dann weiter gegangen sind, zu analysieren. Der Vorstoß der Campodecke kann schon in der obersten Kreide

begonnen haben, denn Flysch fehlt der Vortiefe dieser Decke. Dagegen ist in der Falknisvortiefe noch Flysch zur Ablagerung gekommen. Die Überschiebung von Unterostalpin auf Penninisch hat erst gegen Mitte des Eozäns eingesetzt. Erinnern wir uns nochmals der Gesetzmäßigkeit in der Bewegungsfolge der penninischen Decken. Diejenigen Gebiete, die vorwiegend aus Paragesteinen aufgebaut sind, wurden früher von der Faltung ergriffen als die granitversteiften Zonen. Der zeitliche Unterschied ist dabei im Penninikum, wie wir gesehen haben, ein ganz gewaltiger. Wenden wir diese Erkenntnis für die Entzifferung der Bewegungsvorgänge im Unterostalpin an. Die Campodecke muß zuerst überschoben worden sein. Erst nachher wird die Faltung im nördlichen Gebiet begonnen haben, derart, daß die gesamte Masse der unteren Decken auf das Penninikum vorgerückt ist, dabei selbst wieder gefaltet, zu einem Deckenpaket zusammengelegt worden ist. Diese Masse der tieferen unterostalpinen Decken, also die Bernina- und Err-Selladecke, enthält Massen jungpaläozoischer Intrusivgesteine. Nach unseren Erfahrungen aus dem penninischen Gebiet sollte die Faltung in dieser Region von Norden nach Süden fortgeschritten sein. Das ist nun aber nicht der Fall, da die Verhältnisse etwas andere sind als im penninischen Gebiet. Die Faltung der tieferen unterostalpinen Decken geschah unter dem Drucke der überlagernden Campodecke und Silvrettadecke. Nicht, daß sich etwa durch den Überlastungsdruck dieser höheren vordringenden Decken die tieferen gebildet hätten. Die Faltung des nördlichen Teils des Unterostalpins geschah durch tangentialen Druck von Süden, welcher ausging von dem Kopfe der südalpinen Masse; welcher Druck durch die Wurzelteile der Silvrettadecke und der Campodecke auf das nördliche Gebiet übertragen worden ist. Die Wirkung der zwei höheren Decken als „*traineau éraseur*“ ist nur soweit gegangen, daß vom überfahrenen Gebiete Teile der Sedimenthülle abgeschürft worden sind, daß dann der normale Faltungsfortschritt von Norden gegen Süden, welchen wir aus dem penninischen Gebiete kennen, umgekehrt worden ist. Die Überschiebung der südlicheren Berninadecke hat begonnen vor der Überschiebung der Errdecke auf penninisches Gebiet. Durch den Druck der höheren Decken ist die Überschiebung der Berninadecke zu früh ausgelöst worden.

Der Faltungsfortschritt im ganzen ostalpinen Gebiet geht von Süden gegen Norden. In folgender Reihenfolge haben sich die ostalpinen Decken vorgeschoben: Hochostalpine Decke, oberostalpine Decke, Campodecke, Berninadecke, Errdecke. Mit aller Sicherheit konnten wir im penninischen Gebiet das Umgekehrte konstatieren. Wir hatten dort den normalen Fall. Durch wenige besondere Umstände ist in der ostalpinen Region dieser normale Faltungsfortschritt umgekehrt worden. Das zeigt uns einmal mehr, daß wir nie verallgemeinern dürfen. Wir

mögen in einem Gebirge oder in einem Teile eines Gebirges irgend eine Gesetzmäßigkeit mit aller Sicherheit ableiten können. In einem anderen Gebirge oder in einem anderen Teile desselben Gebirges kann scheinbar das Gegenteil vorhanden sein. Wir können nicht ein einzelnes, allgemein gültiges Gesetz ableiten, mit dem wir alle Vorgänge in einem Gebirge erklären könnten. Es sind verschiedene Hauptfaktoren, die den Gang der Faltung beeinflußt haben. In einzelnen Teilen eines Gebirges kann die Wirkung eines dieser Faktoren fast rein und ungestört zum Ausdruck kommen, in einem anderen Teil desselben Gebirges die eines anderen Faktoren, in einem dritten Teile können sich die Wirkungen verschiedener Faktoren vermischen. Individuelle Beurteilung einzelner Gebiete, einzelner großer tektonischer Einheiten ist notwendig. Wir haben im Vorhergehenden schon mehrmals auf Verallgemeinerungen aufmerksam gemacht. Eine der schlimmsten ist die, daß man aus den Verhältnissen der schmalen Randgebiete der Alpen Schlüsse auf die Entstehung der ganzen Alpen gezogen hat. Man ist dabei zur Annahme eines nacheozänen Alters der Hauptbewegungsvorgänge der Alpen gekommen. Man hat liasische Geantiklinalen der penninischen Decken nachgewiesen und dann verallgemeinernd den Bestand solcher Geantiklinalen für penninische und unterostalpine Decken und sogar Teildecken für die Zeit vom Perm bis ins Tertiär angenommen. Man hat alle Kulminationen auf ein und dieselbe Ursache zurückzuführen versucht. Man wollte die mesozoischen basischen Eruptivgesteine als Charakteristikum nur der penninischen Region betrachtet wissen. Das sind nur einzelne Beispiele.

**Aroser Schuppen.** Wir kommen nochmals kurz auf die Aroser Schuppenzone zu sprechen. Wir haben schon vorher auf die Gesteine derselben aufmerksam gemacht. Sie stellen eine typische Vortiefenvergesellschaftung dar. Wir wissen aber bis heute noch nicht genau, wo die Vortiefe, in der sie gebildet wurden, gelegen war. Die Meinungen der verschiedenen Forscher gehen in diesem Punkte noch stark auseinander. Eine richtige, vollständige Phasenfolge der unterostalpinen Decken werden wir dann ableiten können, wenn die ehemalige Lage dieser Vortiefe, damit auch die heutige tektonische Stellung derselben, einmal sicher festgelegt sein wird.

Wollen wir nicht Zusammengehöriges auseinander reißen, so müssen wir die Aroser Schuppenzone und die schon mehrfach erwähnte Plattadecke zusammen als eine Einheit betrachten. Dann berührt dieselbe tektonische Einheit einerseits die oberostalpine Silvrettadecke, andererseits die penninische Decke VI. Sie wird einerseits, im Süden, von mächtigen unterostalpinen Deckenmassen überlagert; andererseits im Norden, bedeckt sie unterostalpine Deckenteile. Ein Versuch, ihre Zugehörigkeit von kleinen Gesichtspunkten aus zu beurteilen, wird fehlschlagen.

R. Staub hat den Versuch gemacht, mindestens Teile der Aroser Schuppenzone zur penninischen Decke VI zu schlagen. Aus tektonischen und stratigraphischen Gründen scheint uns persönlich diese Annahme als unwahrscheinlich.

J. Cadisch (27) betrachtet die Aroser Schuppenzone als Teilstück der Bernina-Languarddecke. Damit könnte sie in der Vortiefe vor der Stirn der Berninadecke ihre ursprüngliche Heimat gehabt haben. Die Mulde, welche sich aus dieser Vortiefe heraus entwickelt hat, sie trennt die Berninadecke von der Errdecke, greift bis weit nach Süd zurück in die steilgestellte Wurzelzone. Ophiolithe, wie sie der Aroser Schuppenzone zu eigen sind, hat man allerdings bis heute in dieser Mulde noch nicht nachgewiesen.

Auch in den rückwärtigen Teilen der Berninadecke könnte die Heimat der Aroser Schuppenzone gesucht werden. Damit käme sie etwas nördlich der Sassalbmulde zu liegen; würde den tiefsten Teil der Vortiefe der Campodecke darstellen. Aber auch in der Mulde unter der Campodecke sind die Ophiolithe bis heute noch nicht nachgewiesen worden.

Eine weitere mögliche Lösung, sie ist unseres Wissens bis heute noch nicht vorgeschlagen worden, wäre die Zurechnung von Aroser Schuppenzone + Plattadecke zur Vortiefe der oberostalpinen Decke. Wir glauben, daß weder tektonische noch stratigraphische Gründe einer derartigen Ansicht gegenüberstehen, sofern man nur die Verhältnisse in den Ostalpen berücksichtigt. Man hat aber die Brecciendecke + Simmendecke der Westalpen parallelisiert mit der rhätischen (Platta-) Decke Bündens und der Aroser Schuppenzone. Und die Brecciendecke ist unterostalpin, gehört wahrscheinlich noch dem nördlichen Teil dieses Gebietes an, keinesfalls aber der Vortiefe der oberostalpinen Decke, welche ja nicht nach Westen über die Tessinerkulmination hinüberreicht. Die Parallelisation Brecciendecke—rhätische Decke ist aber nur eine ungefähre. Direkte Verbindung zwischen beiden Elementen ist nicht vorhanden.

Lassen wir die Frage offen, ob die Gesteine der Aroser Schuppenzone zusammen mit denen der Plattadecke als Vortiefenserie der Berninadecke, der Campodecke oder der Silvrettadecke aufzufassen sind. Je nachdem man die eine, die andere oder die dritte dieser Lösungen als die richtige annimmt, ergibt sich eine wenig andere Beantwortung der Frage der Bewegungsfolge.

Welche von den drei Lösungen wir aber auch als die richtige betrachten, immer ergibt sich im großen Ganzen dasselbe. Durch höhere, südlichere, zuerst und schneller vorrückende Decken, ist der Sedimentmantel der nördlichen Gebiete zum Teil überfahren, zum andern Teil abgeschert worden. Die Sulzfluhserie ist von ihrer ursprünglichen, natürlichen Unterlage abgetrennt und auf der nördlichen Vortiefe tek-

tonisch sedimentiert worden. Dann sind beide, Falknis- + Sulzfluhserie, durch von Süden nachrückende Deckenmassen auch aus dieser Vortiefe verdrängt und auf den Flysch der nördlichen Teile der Decke VI aufgeschoben worden. An ihre Stelle traten die von Süden hergewanderten Gesteinsmassen der Aroser Schuppenzone. Eine tektonisch angehäuften Vortiefenserie hat damit den Platz der verdrängten normalen, sedimentären Vortiefenserie eingenommen. Dann erst hat der eigentliche Vorstoß der tiefsten, unterostalpinen Decken eingesetzt. Die in der nördlichsten Vortiefe tektonisch angehäuften Gesteine der Aroser Schuppen wurden von den kräftig vorstoßenden tiefsten unterostalpinen Decken überfahren. Die letzteren sind dadurch eingewickelt worden. Die beliebige Serie schematischer Profile mag diesen Entwicklungsgang der unterostalpinen Decken etwas erläutern (Tafel II, Fig. 1—6).

Wenn wir diese Bewegungsfolge berücksichtigen; erkennen, daß durch zuerst vorrückende höhere Decken die Sedimenthülle der nachmaligen tieferen Decken abgeschert und verschleppt worden ist, daß dann erst der Vortrieb und die Ausbildung der tieferen Decken erfolgt ist, so erkennen wir als weitere Möglichkeit, daß in der Aroser Schuppenzone die Sedimente verschiedener Decken tektonisch zusammengewürfelt sein können. Und zwar Sedimente aus der ganzen Region zwischen Vortiefe der Berninadecke und derjenigen der Silvretta-Decke können in dieser Mischungszone vertreten sein. Und diese letzte Möglichkeit scheint uns von allen den größten Grad von Wahrscheinlichkeit zu besitzen.

Vor dem Einschub der penninischen Decke V, also ungefähr im unteren Oligozän, muß das unterostalpine Deckenpaket in der Hauptsache fertig gebildet gewesen sein. Die oberostalpine Decke, die sich während der Ausbildung des unterostalpinen Deckenbündels, entsprechend der Verkürzung der unterostalpinen Region nach Norden bewegte, scheinbar passiv nach Nord getragen wurde, verlängerte sich während dieser Faltungsperiode auch selbst noch weiter, indem ihr Ursprungsgebiet durch den andauernden Druck von Süden noch mehr zusammengepreßt wurde. Damit mußte sie allmählich über die Stirn der tieferen Campodecke nach Norden hinauswandern. Auch die Campodecke, dank ihrem eigenen Wachstum, dank der Verkürzung ihres nördlichen Vorlandes durch Faltung, vermochte über das letztere hinaus allmählich vorzustoßen. Vor dem Einschub der penninischen Decke V hatte der Stirnteil des Silvrettakristallins die Gegend des Unterengadiner Fensters überschritten. Die Einwicklung von Silvrettakristallin unter die Stirn der Campodecke war damals schon vorhanden.

**Oligozän.** Im unteren Oligozän, während dem Vorstoß der penninischen Decke V, war fast das ganze Alpengebiet Festland. Nur im nördlichen Teil des helvetischen Gebietes, das damals noch ungefalt

war, fand sich ein relativ schmaler Streifen Meer, desgleichen am Südrande der Alpen. Dann finden sich oligozäne Sedimente in denjenigen Teilen der Ostalpen, deren Bildung im Großen schon vor der Gosau abgeschlossen war. Der eigentliche Vortrieb der ostalpinen Decken mag im untersten Oligozän seinem Abschluß nahe gewesen sein. Infolge der Bildung der penninischen Decke V und der damit verbundenen Verkürzung des penninischen Gebietes ist die Gesamtmasse der ostalpinen Decken über weiteres nördliches Gebiet hinübergewandert. Die Decke V ist noch in Bündlen als gewaltige Deckfalte ausgebildet. Das penninische Gebiet ist damit hier, während ihrer Entwicklung stark verschmälert worden. Anders schon im Gebiet des Tauernfensters. Dort hat der Ursprungsraum der Decke V nur noch eine unwesentliche Verschmälerung erfahren. Damit folgt, daß im westlichsten Teil der Ostalpen während dem letzten Akt der zweiten penninischen Hauptphase, die ostalpinen Decken weiter vorgerückt sind als weiter im Osten. Es muß damit eine kleine Schwenkung der ostalpinen Stirnlinie verbunden gewesen sein. Der Drehpunkt lag ungefähr am Brenner.

Während dem unteren Oligozän müssen die nördlichen Kalkalpen in die vorliegende, nördliche Flyschvortiefe abgeglitten sein. Den Anstoß zu diesem Abgleiten mag der Vortrieb der Decke V gegeben haben. Der Beginn der Aufwölbung von Tauern und Unterengadin mag ungefähr in diese Zeit fallen.

Noch einige Worte über das Verhalten der penninischen Flyschmassen. Unter dem Drucke der vorrückenden ostalpinen Deckenmasse werden große Teile des Flysches nach Norden hinaus verschleppt, hinausgepreßt. Während der später folgenden Bewegungen verhält sich dieser Flysch gleich wie die ostalpinen Decken, bildet mit denselben zusammen eine einheitliche Masse.

Die dritte penninische Hauptphase bringt den Beginn des helvetischen Zusammenschubes. Entsprechend diesem letzteren wandert das Paket der penninischen und ostalpinen Decken vorwärts, schiebt in der Ostschweiz vor sich her den Wildflysch hinaus auf das helvetische Gebiet. Im oberen Oligozän, im Aquitan, muß das helvetische Gebiet in seiner Gesamtheit von ostalpinen Decken verhüllt gewesen sein, denn es beginnt die Bildung der Molasse-Nagelfluh, deren Gerölle fast ausschließlich ostalpiner Herkunft sind.

**Miozän-Pliozän.** Vom oberen Oligozän bis ans Ende des Miozäns ist in den Alpen eine Zeit relativer Ruhe. Wenigstens lassen sich aus dieser Zeit nur schwer intensive Bewegungen nachweisen. Nach dem unteren Oligozän sind die alpinen Decken aufeinander geschichtet. Noch liegt der alpine Nordrand noch nicht so weit vorn wie heute. Das alpine Deckenpaket mag in dieser Zeit noch langsam gegen Norden vorgeschritten sein, doch eben nur langsam, denn der Südrand des Ab-



lagerungsgebietes der Molasse hat während dem Miozän seine Lage nur wenig verändert. Verstellungen im Innern des alpinen Deckenbündels mögen auch in dieser Zeit scheinbarer Ruhe stattgefunden haben. Sie sind aber nur schwer nachzuweisen, da miozäne Sedimente im Innern der Alpen fast vollständig fehlen. Dort, wo sie vorhanden sind, im östlichen Teile der Ostalpen, sind sie in alte Täler eingelagert, bis heute in fast ungestörter Lage erhalten geblieben. Eines wissen wir sicher. Das Miozän ist eine Zeit gewaltigsten Abtrages gewesen. Ein ungeheurer flächenhafter Abtrag hat stattgefunden, daneben sind große Täler eingeschnitten worden. Manches Stück höherer Decken mag durch die Erosion von seiner Wurzel abgeschnitten worden sein, so daß es als isolierte Scholle die letzte große Bewegung passiv auf dem Rücken tieferer Decken mitwandernd, mitmachte.

Mit dem Ende des Miozäns setzte die letzte große Bewegung ein. Aus den penninischen Decken ist dieselbe durch Argand als insubrischer Zusammenschub bekannt gemacht worden. Die Spannungen, die sich während der miozänen Ruhezeit angesammelt hatten, sind zur Auslösung gekommen. Das alpine Deckenpaket ist zum letzten Male durch horizontalen Schub deformiert, dann auf die Molassevortiefe überschoben worden. Die Teildecken des westlichen Teils der nördlichen Kalkalpen, deren Anlage im unteren Oligozän, als die nördlichen Kalkalpen ihre Stellung in der Flyschvortiefe bezogen, begonnen hat, entwickelten sich weiter. Die Deckenwurzeln wurden steilgestellt. Es bildete sich jener gewaltige Scheitel, der in den Profilen von E. Argand (14, 16) so prachtvoll zum Ausdrucke kommt: Die Firstlinie der Alpen. Es entstand zwischen Oberengadin und Val Malenco jene gewaltige Einwicklung des Kristallins der Decke VI unter den Malencoserpentin, und als Folge derselben die mächtige Verbiegung der Unterfläche des unterostalpinen Deckenpaketes im Oberengadin. Das penninische Deckenpaket wurde aufs intensivste zusammengestaucht. Penninischer Flysch und Bündnerschiefer in Graubünden wurden nach vorn gepreßt, überschritten im Vorderrheintal die während dem Miozän bloßgelegten Wurzeln der helvetischen Decken. Der penninische Flysch des Prättigaus verbog die Unterfläche der Falknisdecke nördlich vom Prättigau. Im helvetischen Gebiet geschahen die später noch zu besprechenden Deformationen. Im Gebiete südlich und nördlich der Rhone glitten die durch Erosion von ihren rückwärtigen Teilen gelösten unterostalpinen Decken der Préalpes romandes vom Rücken des helvetischen Deckenpaketes hinaus auf die Molasse.

**Richtung und Angriffspunkt des jüngsten Stoßes.** Wir haben schon in früheren Kapiteln dargetan, daß der letzte gewaltige Vorstoß der Südalpen, der diese Deformationen bewirkt hat, gegen die Tessinerkulation gerichtet gewesen ist; daß in dieser Richtung sich der ge-

waltigste, jüngste Zusammenschub bemerkbar machte. Sowohl gegen Osten als gegen Westen flaute die Stärke dieses Stoßes bedeutend ab. In den Westalpen südlich der Dora Riparia ist von dem insubrischen Zusammenschub kaum mehr etwas zu bemerken. Die letzten intensiven Bewegungen fallen dort in die Zeit des unteren Oligozäns, die Zeit des Vorstoßes der penninischen Decke V. Mitteloligozäne Sedimente ruhen dort flach und fast ungestört, transgressiv auf den Decken V und IV. Gegen Osten ist schon im Gebiete der Etsch der jüngste Schub nicht mehr in ungebrochener Kraft aufgetreten. Von hier gegen Osten hat, wie es scheint, der jüngste Schub kaum mehr merklich auf den Körper der eigentlichen Alpen eingewirkt. Er ist gleichsam in den Südalpen stecken geblieben, hat sich damit begnügt, die Oberfläche der schiebenden südalpinen Scholle noch umzuformen. Es gilt somit für den letzten Stoß dasselbe, was wir früher für den ersten mitteljurassischen Stoß in diesem östlichsten Teile der Ostalpen festgestellt haben.

Nach Kober (92) fällt in den östlichen Ostalpen die Überschiebung der Kalkalpen über die Molasse ins untere Miozän. Das ist nach dem soeben Gesagten nicht verwunderlich. Es hat auch dort der jüngste Zusammenschub nur mehr wenig gewirkt.

Wahrscheinlich ist es damit, daß auch die Aufwölbung der Tauernkulmination schon vor dem insubrischen Zusammenschub in der Hauptsache vollendet war.

So wenig wir die großen Decken durch die ganze Länge der Alpen hindurch verfolgen konnten, so wenig läßt sich die Wirkung einer Bewegungsphase, diese Wirkung mag an einzelnen Stellen noch so gewaltig sein, im Bereiche der ganzen Alpen sicher konstatieren.

Die Alpen sind eben nicht, wie es früher vielfach angenommen und auch ausgesprochen worden ist, in einem Gusse entstanden. Vielmehr enthüllt sich bei näherem Studium die Bildung der Alpen als ein komplizierter, lang andauernder Vorgang, reich an Wechselwirkungen, und doch im großen wieder als ein Geschehen von großartiger Einheitlichkeit und Gesetzmäßigkeit.

## VI. Die Bildung der helvetischen Decken

**Vorbereitung.** Verrucano findet sich im helvetischen Gebiet nur in der Ostschweiz, in den tiefsten helvetischen Decken, in dem Abschnitt zwischen Vättiskulmination und Reußtalkulmination. Wir wissen, daß das helvetische Gebiet herzynisch gefaltet war. Die Ablagerung des Verrucano erfolgte in einer Senke, einerseits zwischen Aar- und Gotthardmassiv, andererseits eben zwischen den beiden genannten Kulminationen.

Das würde dafür zeugen, daß die Depression zwischen den beiden letzteren schon recht früh ausgeprägt war, wenn nicht etwa das Zusammentreffen dieser heutigen Depression und der Verrucanoablagerung ein bloßer Zufall wäre.

In der Trias war das helvetische Gebiet Flachmeer, mit einzelnen Inseln.

Im Lias gehörte der größte Teil desselben zur penninischen Geosynklinale. Der Nordrand des Liasmeeres war parallel den penninischen Geantiklinalen. Eine Ausprägung von Kulminationen und Depressionen ist nicht mehr zu konstatieren. Ebensovienig sind im östlichen Sektor der Westalpen die späteren helvetischen und zentralmassivischen Leitlinien angedeutet. Der östliche Teil des helvetischen Autochthons war Festland. Aber noch westlich vom Rheintal scheint der Nordrand des Liasmeeres gegen Norden hinaus gebogen zu sein.

Im Dogger steht die helvetische Region ebenfalls unter stärkstem Einfluß der Bewegungsvorgänge der ersten penninischen Hauptphase.

Im Malm ist ruhige Sedimentation. Weitau überwiegend kommen organogene Kalksedimente zum Absatz. Das Meer wird von Norden gegen Süden tiefer.

In der unteren Kreide ist gleichfalls noch ruhige Sedimentation, im Norden mehr kalkig, im Süden mehr mergelig, in einem von Norden gegen Süden sich vertiefenden Meer. In der Richtung der Faziesgrenzen zeigen sich schon die späteren tektonischen Leitlinien. Schon im Hauterivien macht sich im nördlichen Teil, im Autochthon, eine Heraushebung bemerkbar. Dasselbe gilt für das Barremien.

Im unteren Aptien folgt, den Beginn der zweiten penninischen Hauptphase markierend, eine scharfe Heraushebung der autochthonen Zone. Zum ersten Mal steigen

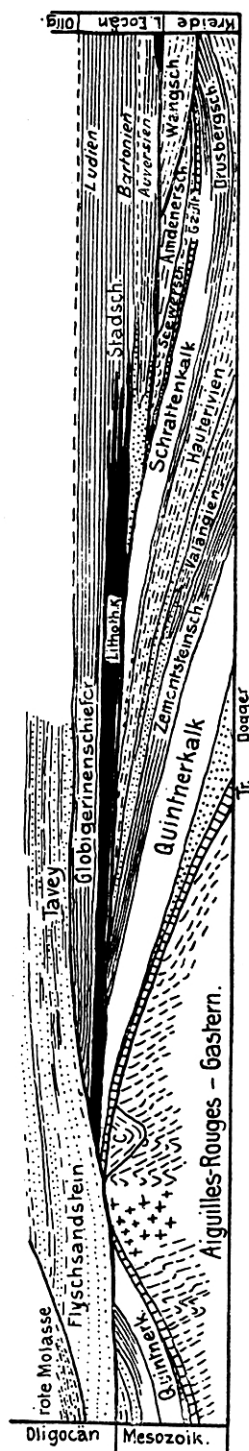


Fig. 24. Schematische Darstellung des transgressiven Eogen und der liegenden Schichtfolge im helvetischen Gebiete vor der helvetischen Faltung. Nach Arnold Heim. (Aus Heim, Geologie der Schweiz.) C = Carbon.

zentralmassivische Gebiete als Geantiklinale über den Meeresspiegel hinauf. Zu einer eigentlichen Faltung kommt es nicht. Mit dem Nachlassen des Druckes von Süden tauchen die Gebiete wieder unter. Die Schwelle im Norden bleibt aber ausgeprägt.

Vor der Flyschablagerung wird diese Schwelle wiederum gehoben. Es erfolgt stellenweise Abtrag bis in den Malm hinunter. Auch jetzt kommt es noch nicht zur eigentlichen Faltung (siehe Fig. 24, S. 147). Paleozän und unteres Eozän haben keine marinen Sedimente geliefert.

Die eozäne Transgression beginnt im Mitteleozän, Lutetien, über eine weite flache Abrasionsfläche. Sie schreitet von SSO gegen NNW vorwärts, ohne sich um die tektonischen Leitlinien zu kümmern. Sie erreicht so am spätesten das autochthone Gebiet in der Westschweiz. Wir haben früher gesehen, daß die Stirnränder der tiefsten helvetischen Decken, der Glarner- und der Mürtshendecke in der Gegend des Linthtales parallel dem Stirnrand der oberostalpinen Decke gegen SSW zurückweichen, während die Stirnränder der oberen Decken mehr dem Rande des Aarmassivs folgen. Es scheint, als ob die eozänen Transgressionszonen eine Mittelrichtung einzuhalten bestrebt sind.

Folgen wir kurz einigen Ausführungen von P. Arbenz (10): An der Wende von Kreide und Tertiär erheben sich die nördlichen Teile des penninischen Vorlandes. Die Gebiete des Juras, des Mittellandes und des nördlichen Helvetikums werden zum Bohnerzfestland. Das südliche Helvetikum, zusammen mit den Resten der penninischen Geosynklinale wird zur eingeeengten Vortiefe. Als orogene Fazies, als Begleiterscheinung der vorrückenden Decken wird der Wildflysch (Lutetien) abgelagert, um bald von den Decken überholt selbst die Reise per Schub nach Norden anzutreten. Gleichzeitig erfolgt unter fortwährendem Einknicken des Bohnerzfestlandsüdrandes das Vorrücken der Vortiefe gegen Norden. Im unteren Oligozän hat das Meer den Nordrand des Helvetikums erreicht. Altorfersandstein, Dachschiefer, Taveyannazsandstein werden als letzte Vertreter orogener Sedimentation im Helvetikum gebildet. Es folgt darauf die Ablösung sedimentärer Auffüllung durch tektonische. Dann wandert die Vortiefe hinaus ins Molasseland. Es beginnt dort im Mittel-Oligozän die orogene Sedimentation. Mit der Vortiefe wandert auch die orogene Sedimentation gegen Norden.

Das sind dieselben Verhältnisse, wie wir sie in größerem Maßstabe auch in den Ostalpen gefunden haben.

**Der Wildflysch.** Wir müssen mit einigen Worten des Wildflyschs gedenken. Derselbe ist im allgemeinen ein dunkler, glimmerreicher Mergelschiefer mit Bänken von Sandsteinen, Quarziten, Kalken, Breccien, Konglomeraten. Er enthält auch exotische kristalline Blöcke. Die kristallinen Blöcke stammen nicht von den Zentralmassiven. Die Heimat des Wildflysch liegt weiter im Süden, südlich vom gewöhnlichen helvetti-

schen Flysch, nördlich vom eigentlichen penninischen Flysch. Er führt Fossilien des Mitteleozäns (Lutetien), ist somit älter als die Hauptmasse des helvetischen Flysches. Schon das weist auf Herkunft südlich vom Helvetikum. Der Wildflysch ist zu treffen in der parautochthonen Flyschzone der Zentral- und Ostschweiz, dann hauptsächlich in der Umgebung der Klippen. In der parautochthonen Zone überlagert er mit scharfer Grenzfläche des öfteren jüngere, obereozäne und oligozäne Sedimente. Seine Heimat ist daher nicht in dieser Zone. In der Westschweiz ist der Flysch der ultrahelvetischen Zone sehr ähnlich dem Wildflysch. Das exotische Material des Wildflysch muß aus den unterostalpinen Decken stammen.

Wie ist nun im Mitteleozän unterostalpinen Blockmaterial ins ultrahelvetische Gebiet gelangt? Im Jahre 1897 hat H. Schardt (132, 133) den genialen Gedanken ausgesprochen, es sei das exotische Material, von der Stirn der vordringenden Klippendecke abstürzend, im Flyschmeer sedimentiert worden. 1912 hat P. Beck (18), ausgehend von genauer Untersuchung des Gebietes von Habkern, eine ähnliche Ansicht formuliert; nur setzte er an Stelle der das Blockmaterial liefernden Klippendecke eine hypothetische Decke voraus, die später durch Abtrag völlig verschwunden sein sollte. Sie ist nach Beck im unteren Eozän gebildet und dann abgetragen worden. Es gelangte dabei ihr Detritus im ultrahelvetischen Gebiet zur Ablagerung und bildete dort den heutigen Habkern- oder Wildflysch. Im unteren Oligozän ist dieser Wildflysch durch von Süden andrängende Deckenmassen aus seiner Heimat verdrängt worden, hat als Habkerndecke oder Wildflyschdecke das helvetische Gebiet tektonisch überflutet. Später, bei der Bildung der helvetischen Decken, ist diese Wildflyschdecke unter die helvetischen Decken eingewickelt worden.

Auch Arnold Heim (72) hat den Gedanken ausgesprochen, es sei in der Ostschweiz die Wildflyschdecke über das Helvetikum vorgezogen, dann unter die sich bildenden helvetischen Falten eingewickelt worden. Der Schardt-Beckschen Anschauung über die Entstehung des Wildflysches hat er sich aber nicht anschließen können, da nach ihm die großen Deckenbewegungen damals, also im Lutetien, noch nicht begonnen hatten, da er auch glaubte, exotische Blöcke schon im Senon der Säntisdecke gefunden zu haben. Beck (18) hat dann aber nachgewiesen, daß diese exotischen Blöcke im Senon nicht normale stratigraphische Einlagerungen, sondern nur tektonische Schürflinge aus dem Wildflysch sein können.

1909 hatte M. Lugeon die Einwicklung der ultrahelvetischen Decken der Westschweiz unter die tieferen helvetischen Decken erkannt. 1917 noch leitete er aber die exotischen Blöcke von tieferen penninischen Decken ab, obschon dieser Region Gesteine dieser Art völlig fehlen.

Der penninische Flysch, sowohl der des Prättigaus als der des Niesen ist eoazän. Eine genauere Altersbestimmung fehlt. Er muß aber älter sein als der Wildflysch, war zur Zeit, als die exotischen Gerölle in den Wildflysch gelangten, wahrscheinlich schon tektonisch bedeckt. Bei Beginn des Mitteleozäns muß das penninische Gebiet von ostalpinen Decken überlagert gewesen sein. Der Stirnrand der ostalpinen Decken muß damals die Südküste des helvetischen Meeres aufgebaut haben.

Bevor unterostalpine Decken das ultrahelvetische Gebiet erreichen konnten, mußten sie das penninische Gebiet überschreiten. Für das ungefaltete penninische Gebiet dürfen wir eine Breite von mindestens 200 km annehmen. Es ist selbstverständlich, daß über ein Gebiet von dieser Breite hinüber unterostalpine Decken niemals bis ans ultrahelvetische Gebiet hätten vordringen können. Unmittelbar ergibt sich somit aus diesen Ausführungen der Schluß, daß vor dem Mitteleozän das penninische Gebiet durch Faltung auf einen Bruchteil seiner ursprünglichen Breite reduziert gewesen sein mußte; daß also der Hauptanteil an der penninischen Faltung in die voreozäne Zeit fallen mußte.

Versuchen wir, uns darüber Rechenschaft zu geben, wie und wann der Wildflysch aus dem ultrahelvetischen Gebiet ins parautochthone Gebiet der Ostschweiz geraten ist. Sicherlich ist er unter dem Andrang südlicher Decken aus seiner Heimat verdrängt worden, hat während dem unteren Oligozän das ganze Gebiet der helvetischen Decken überschritten, ist noch zum großen Teil in der Vortiefe vor der Stirn der tiefsten sich bildenden helvetischen Decke tektonisch zum Absatz gekommen. Wie der Transport des Wildflysches vor sich gegangen ist, ist nicht mehr leicht zu ermitteln. Zum Teil wird es sich um ein Abgleiten in eine vorliegende Senke handeln. Zeitlich fällt er zusammen mit dem Vortrieb der penninischen Decke V, und mit dem mit dem letzteren verbundenen weiteren Vorstoß von penninischem Flysch und ostalpinen Decken, mit dem Abgleiten der nördlichen Kalkalpen in die nördliche Vortiefe.

In der Ostschweiz ist der Wildflysch den südlichen Decken weit vorausgeeilt, denn nirgends mehr sind etwa Teile unterostalpiner oder penninischer Decken derart weitgehend unter die helvetischen Decken eingewickelt. Diese Einwicklung des Wildflysch unter den Gesamtkörper der helvetischen Deckenmasse ist dasselbe wie die Einwicklung von Aroser Schuppen + Plattadecke unter das unterostalpine kristalline Deckenbündel.

Nach dem Vortrieb des Wildflysches der Ostschweiz hat die helvetische Faltung eingesetzt. Nach Arbenz sind zuerst die tiefsten Decken gebildet worden, also Glarner- und Mürtschendecke. Dann erfolgte der Vorstoß der höheren Decken. Diese Bewegungsfolge läßt sich schon aus den Formen der beiden tieferen Decken herauslesen.

Dieselben sind durch die höheren helvetischen Decken ausgewalzt, gegen Norden zugespitzt worden.

**Bildung des Deckenbündels im Mitteloligozän.** Die Bildung des helvetischen Deckenbündels fällt mit dem Beginn der dritten penninischen Hauptphase zusammen. Eine starke Aufwölbung der Zentralmassive geschah Hand in Hand mit diesen Bewegungen. So wurde die Senke zwischen Aar- und Montblancmassiv besonders scharf ausgeprägt, ebenso der östliche Abfall von Aar- und Gotthardmassiv, dann die Senke zwischen Pelvoux- und Mercantourmassiv, und diejenige südlich des letzteren. Durch die Senken westlich und östlich des Aarmassivs flutete die ganze helvetische Deckenmasse, dann der penninische Flysch, sodann gewaltige Massen unterostalpinen Mesozoikums hindurch. Das Aarmassiv selbst wurde nur von den höchsten helvetischen Decken und von der Klippendecke (unterostalpin) überstiegen. Durch die Lücke nördlich und südlich des Mercantourmassivs ist der penninische Flysch der Decke IV weit auf das Vorland hinaus gequollen.

Im Oberoligozän, zu Beginn des Aquitans, ist das helvetische Deckenbündel in seinen Hauptzügen vollendet und fast vollständig von unterostalpinen Decken und penninischem Flysch bedeckt gewesen. Das helvetische Gebiet hatte damit einen gewissen Grad der Starrheit erreicht. Es folgte in demselben eine Zeit relativer Ruhe und des Abtrags, während der sich die Spannungen zur Auslösung des letzten kräftigen Zusammenschubes ansammelten. Langsam ist aber auch in dieser Zeit der Vortrieb des ganzen Deckenpaketes weiter gegangen. Der Südrand der Molassevortiefe wurde nach Norden hinausgedrängt, so daß schon bald nach der Ablagerung der aquitanischen roten Molasse der Westschweiz, südlichste Teile dieses Sediments tektonisch zugedeckt wurden.

**Letzter Vorstoß.** Erst im obersten Miozän und untersten Pliozän erfolgte die letzte große Verstellung und Umbildung des Alpenkörpers. Die Wurzeln der penninischen Decken wurden steilgestellt, das penninische Deckenpaket zusammengedrängt. Der Druck hat sich auf das helvetische Gebiet übertragen. Die Zentralmassive wurden noch mehr aufgepreßt, zum Teil sogar gegen Norden überkippt, dabei mit ihrem Sedimentmantel verfaltet. Die Überschiebungsfläche der helvetischen Decken ist nördlich vom Aarmassiv verbogen, steilgestellt, zum Teil sogar überkippt worden. Der Nordrand des helvetischen Deckenpaketes, welches letzterem die Erosionsreste der Klippen aufsaßen, wurde auf die schon durchtalte Molasse überschoben. Zwischen Aare und Arve ist das Paket der Klippendecken, der Préalpes romandes, weit auf die Molasse hinausgewandert, unter sich noch Reste der ultrahelvetischen Decken mitschleppend. Auch bei diesen letzten helvetischen Bewegungen handelte es sich zum Teil um Ableitungsvorgänge.

Bevor wir nochmals kurz die Bewegungsvorgänge der helvetischen Alpen zusammenfassen, müssen wir noch einiges sagen über die Molasse, da die Bildung derselben in ursächlichem Zusammenhang mit der Alpenbildung steht. Wir folgen dabei in der Hauptsache der Darstellung Alb. Heims (68).

**Die Molasse.** Als Molasse bezeichnet man die tertiären Gesteinsmassen, welche heute die Senke zwischen Jura und Alpen ausfüllen. Es ist der Verwitterungsschutt des im letzten Bildungsstadium begriffenen Alpengebirges, der zwischen den zwei letzten Paroxysmalzeiten der alpinen Dislokation entstanden ist. Der Ablagerungsort der Molassegesteine ist die letzte nördlichste alpine Vortiefe, die nur noch während der letzten großen Dislokationsphase an ihrem südlichen Rande von der Faltung ergriffen, von alpinen Decken überschoben worden ist. Die Sedimente dieser Vortiefe sind zum weitaus größten Teil klastischer Natur: Konglomerate, Sandsteine, Mergel, zum Teil marine, zum andern Teil Süßwasserbildungen. Vereinzelt finden sich in denselben organogene Sedimente.

Die Molassezone umfaßte ursprünglich eine breite Mulde zwischen Schwarzwald, resp. der böhmischen Masse und den Alpen, war ursprünglich viel breiter als heute. Der heutige Jura war in dieselbe mit einbezogen, da er damals noch nicht aufgefaltet war. Andererseits reichte sie weit unter das heutige Gebiet der Alpen hinein. Die Ablagerung der Molasse geschah im oberen Oligozän, dann fast durch das ganze Miozän hindurch. Nur die Sedimente des obersten Miozäns, der pontischen Stufe, sind in der eigentlichen Molassezone nicht mehr vertreten. Die Molassesedimente werden eingeteilt in:

Obere Süßwassermolasse	Sarmatien	} Miozän
	Vindobon	
Obere marine Molasse	Burdigalien	} Oberoligozän
Untere Süßwassermolasse	Aquitän	
Untere marine Molasse	Stampien	

Unteroligozän, Eozän und Paleozän fehlen unter der Molasse, d. h. sie sind vertreten durch die Bohnerzformation. Soweit wir also bis heute feststellen können, herrschte im Molasseland Abtrag im Alttertiär, herrschte Abtrag zur Zeit, als im alpinen Randgebiet der Flysch abgelagert wurde. Wie die Verbindung zwischen den Ablagerungen des alpinen Oligozäns und der unteren Molasse ist, kann nicht sicher festgestellt werden, weil der Molassesüdrand von den alpinen Decken überschoben und bedeckt ist.

**Die Molassenagelfluh.** In gewaltigen Massen sind am nördlichen Alpenrande Konglomerate aufgeschüttet worden, die Schichten der heutigen Nagelfluh. In drei Zonen sind sie hauptsächlich in großer



Mächtigkeit abgelagert worden, zwischen Aare und Vierwaldstättersee, dann im Gebiete des Rigi, dann im Speergebiet und nördlich vom Säntisgebiet. Auch westlich und östlich dieser drei Vorkommen findet sich die Nagelfluh. Wir wollen uns aber beschränken auf die Besprechung dieser drei großen, gut untersuchten Vorkommen.

Die Anordnung der einzelnen großen Nagelfluhvorkommen zeigt uns, daß wir in denselben Deltabildungen mächtiger alpiner Flüsse vor uns haben. Alle diese Nagelfluhgesteine stammen aus den Alpen. Zum Teil reichen sie weit ins Mittelland hinaus, vereinzelt bis hinüber an den Jura. Am weitesten hinaus greift die Nagelfluh an der Basis des Vindobons. Die Gerölle der alpinen Nagelfluh stammen fast ohne Ausnahme aus Gesteinen, die den helvetischen Decken fremd sind, stammen zur Hauptsache aus ostalpinen Decken. Dort, wo die weit vorgeschobenen Reste unterostalpiner Decken bis auf geringe Reste abgetragen sind, liegen die großen Nagelfluhanhäufungen. Weiter im Westen sind von den unterostalpinen Decken die gewaltigen Massen der Préalpes romandes noch erhalten, sind dem Abtrage entgangen. Es fehlen dort die mächtigen Nagelfluhanhäufungen. Was an Nagelfluh dort vorhanden ist, stammt von den Gesteinen der Préalpes romandes. Sicher ist, daß überall bei Beginn der Molassenagelfluhablagerung das helvetische Gebirge in der Tiefe lag. Auch östlich des Rheins ist das der Fall. Die Blockanhäufungen der Molasse stammen dort zum größten Teil aus den nördlichen Kalkalpen.

In der Molassenagelfluh kommen nebeneinander weiche und harte Gerölle vor, dann etwa Gerölle von gewaltiger Größe. Das beweist, daß der Transport nur ein kurzer war. Auch aus dieser Tatsache ersieht man ohne weiteres, daß die ostalpinen Decken bis ans Molassemeer reichten.

Die Altersbestimmung der Nagelfluh ist schwierig, da Fossilien in derselben naturgemäß fehlen, oder wenigstens sehr selten und dann unbestimmbar sind. Der ursprüngliche Verband der Nagelfluh mit den fossilführenden Schichten weiter im Norden ist aber durch Dislokationsvorgänge stark gestört worden. Speziell sind die starren Nagelfluhmassen als Ganzes über die weniger starren, nördlichen Molasseschichten hinüberschoben worden. Man hat früher die Nagelfluh in ihrer Gesamtheit zum Aquitan gerechnet. Heute sieht man in derselben eher Ablagerungen der ganzen Zeit vom Aquitan bis zum Sarmatien. Man kann die Nagelfluh nach ihrem Geröllinhalt in zwei Hauptteile trennen, in Kalknagelfluh und bunte oder polygene Nagelfluh. Die erstere ist im allgemeinen die ältere, denn bevor die kristallinen Deckenkerne der im Abtrag begriffenen Decken entblößt waren, ist der Sedimentmantel abgetragen worden. Bis zum Ende des Burdigalien ist in der Haupt-

sache Kalknagelfluh gebildet worden, im Vindobon und Sarmatien hauptsächlich polygene Nagelfluh.

Leichter als die Nagelfluh ist die übrige Molasse zu gliedern. Aus triftigen Gründen beschränken wir uns hier auf eine kurze Besprechung der schweizerischen Verhältnisse.

Die untere marine Molasse ist auf den nordwestlichen Teil des Jura beschränkt. Das Aquitan, zum Teil brackisch, zum größeren Teil Süßwasserbildungen, reicht tief unter den Alpenkörper hinein. Es setzt sich zusammen aus roten Mergeln und Mergelsandsteinen, dann braunkohlenführender Molasse von Lausanne mit Süßwasserkalken, darüber grauer Molasse der Westschweiz, in der Mergel und Sandsteine wechselagern.

Das Burdigalien oder die obere marine Molasse ist fast überall mit marinen Schichten unvermittelt der unteren Süßwassermolasse aufgelagert. In der Hauptsache sind in dieser Stufe Sandsteine vertreten, dabei fossilreiche Muschelsandsteine. Zu Anfang des Burdigalien breitete sich das Meer aus, verengerte sich dann wieder während dem Vindobon, süßte sich aus.

Es erscheint dann das Sarmatien vollständig als Süßwassermolasse. Jüngere Schichten sind nur im Becken von Delsberg im Jura vorhanden. Das heutige schweizerische Molassebecken bildet eine gewaltige, flache, von Westen gegen Osten sich senkende Mulde.

**Gesamtverhältnisse der Molasse.** Die ungeheure Menge alpinen Verwitterungsschuttes der Molasse wurde angehäuft in einer kontinuierlich sich senkenden Mulde, eben der letzten alpinen Vortiefe. Hand in Hand mit der Einsenkung ist die Auffüllung dieser Vortiefe vor sich gegangen. Mächtige Schuttkegel von alpinem Material entwickelten sich in derselben.

Im Stampien erfolgte der erste Einbruch zum Meere, das ungefähr den Südrand des heutigen Mittellandes erreicht haben mag. Vielleicht ist dabei der südlichste Meeresteil in Verbindung mit den letzten Resten des alpinen Flyschmeeres gewesen. Daher noch das Fehlen von Nagelfluh zu dieser Zeit. Im Aquitan ist das alpine Flyschmeer völlig verschwunden, das Molassemeer verlandet. Es beginnt die Auffüllung konglomeratischen Materials in der Molasse.

Am Ende des Aquitans erfolgt eine zweite, starke Einsenkung der Molassezone, mit Transgression des Meeres über die untere Süßwassermolasse. Viel weiter als in der unteren Molasse greift nun das Meer gegen Norden. Es überflutet das ganze Mittelland und Teile des Juras. Auch die großen Deltas schieben sich gegen Norden vor. Die Vortiefe, mit ihr die orogene Sedimentation, wandert. Trotz fortdauernder Weitersenkung tritt während dem Vindobon die endgültige Verlandung des Molasselandes ein. Nach Ablagerung der sarmatischen Schichten hört

auch die Einsenkung auf. Der letzte, gewaltige Druck von Süden verursacht die Hebung des ganzen Molasselandes, überliefert dasselbe dem Abtrag. Dann erfolgt die Überschiebung und Faltung des südlichen, schon durchtalten Molasserandes durch die alpinen Decken, im Osten durch die westlichen nördlichen Kalkalpen mit dem zu ihnen gehörigen Saum von ostalpinem Kreideflysch, weiter im Westen durch die helvetischen und unterostalpinen Decken. Im westlichsten und südlichen Teil der Westalpen ist diese letzte Bewegung kaum mehr bemerkbar, ebenso wenig im östlichen Teil der Ostalpen.

#### Zusammenfassung der Vorgänge im helvetischen Gebiet

In der mittleren Kreide erfolgte die erste Aufwölbung zentralmassivischer Gebiete. Vor der Ablagerung des Flysches ist diese Aufwölbung schärfer ausgeprägt worden. Eigentliche Faltung fehlt bis zu dieser Zeit im helvetischen Gebiet. Im unteren Oligozän, zur Zeit des Vorstoßes der penninischen Decke V beginnt die Faltung der ultrahelvetischen Zone. Der Wildflysch wird auf das helvetische Gebiet vorgetrieben, erreicht im Osten die nördlichen Teile desselben. Zu dieser Zeit ist schon eine kräftige Aufwölbung des Aarmassivs vorhanden. Es existieren auch die Senken beiderseitig dieses Massivs, im Westen und im Osten. In die Depression zwischen Aar- und Montblancmassiv drängt sich unter dem Drucke der Decke V der Stirnbogen der penninischen Decke IV hinein. Es erfolgt im unteren Oberoligozän die helvetische Faltung, die Überschiebung des helvetischen Deckenbündels, unter das in der Ostschweiz der Wildflysch eingewickelt ist, durch penninische und unterostalpine Decken. Im Aquitan ist das Helvetikum zu einem Deckenbündel zusammengeschoben, dies letztere tektonisch bedeckt. Die helvetische Faltung begann im Norden, mit der Glarnerdecke in der Ostschweiz, mit der Diableretdecke in der Westschweiz. Dann sind die höheren Decken über die tieferen vorgeschoben worden. Eine Ausnahme bildeten die ultrahelvetischen Decken, der Wildflysch, die unter dem Drucke höherer Decken früher ihre Entwicklung begannen. Die Drusberg-Wildhorndecke ist die jüngste aller alpinen Decken.

Es folgte eine Zeit relativer Ruhe und des Abtrages. Gegen Ende des Miozäns, den Anfang des Pliozäns, kam der letzte Paroxysmus. Das helvetische Gebiet als ganzes wurde nochmals zusammengedrängt, über den Südrand der Molasse überschoben. Es bildete sich eine helvetische Großfalte, mit einer einfachen antiklinalen Aufwölbung im Süden, einer nördlich daran sich anschließenden Großmulde.

Das helvetische Gebirge ist in zwei Paroxysmalzeiten geschaffen worden.

## VII. Das Werden der Alpen

Zum Schlusse soll hier noch kurz zusammenfassend der Werdegang der Alpen dargelegt werden. Nicht in einem kurzen Zeitraume nach langer Vorbereitung, wie bis in jüngster Zeit angenommen worden ist, sind die Alpen entstanden. Schon früh im Mesozoikum hat die eigentliche Gebirgsbildung eingesetzt, hat dann angedauert bis ins jüngste Tertiär. Die letzten Nachklänge derselben fallen ins Diluvium, reichen bis in die Jetztzeit hinauf. Eine Anzahl von Perioden mit kräftiger Bewegung haben abgewechselt mit Zeiten größerer Ruhe. Ein altes Gebirge, dessen Verbreitungsgebiet die ganze Region der heutigen Alpen umfaßte, das überdies weit über das alpine Land hinausgegriffen hat, ist während dem Karbon entstanden, dann tief abgetragen worden. Dann sind große Teile dieses alten Gebirgslandes unter den Meeresspiegel versenkt worden, langsam, allmählich, zonenweise. Während dem Perm, in der Hauptsache, ist diese Versenkung vor sich gegangen. Die jungalpine Geosynklinale ist geworden. Dann wurde wieder langsam und allmählich dieser alpine Geosynklinealraum zusammengepreßt. Horizontale Bewegung mächtiger Kontinentalmassen hat diese Zusammenpressung einer relativ schmalen Zone verursacht. Die Frage nach den tieferen Ursachen dieser tangentialen Erdkrustenbewegungen wollen wir hier unerörtert lassen.

Der Untergrund der Geosynklinale, wie jedes andere Stück der Erdrinde, besaß einen gewissen Grad der Starrheit, daneben einen bestimmten Grad der Elastizität. Mit dem Einsetzen des Zusammenschubs begannen sich im Untergrund der Geosynklinale Spannungen anzusammeln. Dieselben häuften sich, bis in einzelnen Teilen desselben die Elastizitätsgrenze überschritten wurde. Dann erfolgte in diesen Partien Deformation, Faltung. Dadurch wurden die Spannungen ausgelöst. Langsam erfolgte dann aufs neue die Anhäufung von Spannungen während einer folgenden Zeit relativer Ruhe in der Geosynklinale, bis wieder die Elastizitätsgrenze überschritten wurde. Dann hat, in einer zweiten Paroxysmalzeit, wieder die Faltung eingesetzt. Mehrmals haben sich diese Vorgänge wiederholt, haben allmählich, etappenweise, das Alpengebäude geschaffen.

Der erste Paroxysmus fiel in die Zeit des unteren und mittleren Jura. Dann folgte eine Ruhezeit im oberen Jura. Im obersten Jura setzte von neuem Faltung ein, die wieder in der unteren Kreide einigermaßen zur Ruhe kam. In der mittleren Kreide begann wieder intensive Bewegung. In der oberen Kreide war wieder eine kurze Ruhezeit. In der Wende von Kreide und Tertiär begann wieder kräftige Regung. In kurzen Intervallen lösten sich Ruhe und Bewegung ab. Einer kurzen

Ruhezeit im mittleren Eozän folgte der obereozäne-oligozäne Paroxysmus. Das Miozän war wieder eine Zeit des Faltungsstillstandes. Im obersten Miozän und unteren Pliozän geschah der letzte große Zusammenschub.

Zuerst war eine kräftige, langandauernde Bewegung, dann ein scharfer Abschluß, dann eine lange Ruhezeit. Weiter lösten sich in kürzeren Intervallen Ruhe und Bewegung ab. Am Schlusse kam nochmals eine längere Ruhezeit und dann die letzte große Faltung.

Nicht zufällig ist die Auswahl der zu faltenden Regionen jeweilen erfolgt. Der alte Bau des Untergrundes ist von maßgebender Bedeutung gewesen. Gesetzmäßigkeit beherrschte den Werdegang der Alpen. Wir haben verschiedene Gesetze namhaft gemacht, welche den Faltungsfortschritt geleitet haben. Der normale Fall ist der, daß eine Platte gegen ein Hindernis angestoßen wird und sich von diesem Hindernis gegen rückwärts in Falten legt. Durch Inhomogenität des Untergrundes wird dieser Faltungsfortschritt modifiziert, manchmal umgekehrt. Oder die Reihenfolge der Faltung wird durch höhere, schon vorhandene Decken beeinflusst. Ein weiterer maßgebender Faktor ist das Wandern der Faltung gegen das Vorland hinaus, dann das Abgleiten mächtiger Gesteinsmassen in nördlich gelegene Vortiefen hinab. Was in den Alpen als Decken bezeichnet wird, ist damit genetisch heterogener Natur, besteht aus Überfaltungs- und Überschiebungsdecken, dann aus Schürflingen und Gleitdecken, welche letztere zwei hervorgegangen sind aus der Umformung und Zerstörung der ersteren.

Die Bildung der Geosynklinale und die Faltung gehören zusammen. Beide gehorchen denselben Gesetzen, haben dieselben Grundursachen. Es ist nicht das erste die Ursache des zweiten. Wo die Einsenkung zur Geosynklinale mit Verspätung geschah, verspätete sich auch die Faltung. Während der Faltung wird die Geosynklinale zur Vortiefe und in dieser erscheint die orogene Fazies der Sedimente. Die Vortiefe wandert unter dem Drucke der vorrückenden Falten, mit ihr wandert die orogene Fazies und dieser Wanderung folgt auf dem Fuße die Faltung des ehemaligen Vortiefenraumes. Nur die letzte alpine Vortiefe, in welcher die Molasse zum Absatz gekommen ist, ist von der Faltung nicht mehr völlig überwältigt worden.

Das herzynische Alpengebirge war ein Faltengebirge. Im nördlichen Teile desselben erhoben sich gewaltige, einfach gebaute Antiklinalen. Mächtige Granitmassen drangen in die Antiklinalen ein. Die zwischenliegenden Großmulden wurden im Detail wieder in Falten gelegt. Komplizierter mag der Bau des südlicheren Teiles dieses Gebirges gewesen, Decken mögen dort gebildet worden sein. Die Intrusionen nahmen gegen Süden ab.

Nach dem Oberkarbon hat der endgültige Abtrag dieses Gebirges eingesetzt. Dann erfolgte die Einsenkung unter den Meeresspiegel;

zuerst die der penninisch-herzynischen Mulden und die des östlichen Teiles der heutigen Südalpen. An beiden Orten finden wir marines Perm. An beiden Orten geschah die erste intensive jungalpine Faltung im mittleren Jura. Auch Teile der unterostalpinen und helvetischen Region sind schon während dem Perm unter dem Meeresspiegel verschwunden. Ins Perm fallen gewaltige Intrusionen und Extrusionen intermediärer und basischer Magmen, die größten Massen in den Südalpen, im Bereiche des späteren ostalpinen Bogens.

Die Entwicklung ist weiter geschritten, die Einsenkung weiter gegangen. In der unteren Trias wird das ganze Alpengebiet vom Meere bedeckt. Nur noch wenige Reste des herzynischen Gebirges überragen den Meeresspiegel. Während der Trias werden die großen Züge der alpinen Geosynklinale herausgearbeitet. Der Norden, Helvetikum und Penninikum, mit ihrer mächtigen Versteifung durch Granitmassen, liegt hoch, ist Flachmeer, hat den Charakter eines Horstes, einer wenig beweglichen Schwelle. Der Süden, ostalpines Gebiet und Südalpen, ist in starker kontinuierlicher Senkung begriffen. Mächtige Sedimentmassen kommen hier zur Ablagerung. Dies ganze südliche Gebiet zeigt eigentlichen Geosynkinalcharakter. Daran ändert auch die allgemeine Regression des Meeres zu Anfang der oberen Trias nicht das geringste. Das Triasmeer vertieft sich kontinuierlich von Norden gegen Süden. Die tiefsten Teile sind im östlichen Teile der Südalpen.

Mit dem Ende der Trias sinkt auch das Penninikum weiter ein. Zugleich erscheint dort die orogene Fazies, die Flyschfazies, der Bündnerschiefer. Die granitversteiften Zonen, die permischen Festlandsstreifen, sinken zu größerer Tiefe ein, die ehemaligen permischen Mulden beginnen sich als Erhöhungen auszuzeichnen, werden zu Geantiklinalen, zu Deckenembryonen. Das penninische Relief hat sich umgekehrt. Frühere Vertiefungen sind zu Erhöhungen geworden, Erhöhungen zu Vertiefungen. Der erste, mächtige Zusammenschub beginnt sich auszuwirken. Die Geantiklinalen liefern das orogene Material der Bündnerschiefer. Bis in das unter- und oberostalpine Gebiet hinein geht die Lieferung orogenen Materials. Es kommen dort die Allgäuschiefer zur Ablagerung. Weiter südlich erscheint die bathyale Kalkfazies. Der Südteil des helvetischen Meeres gehört zur penninischen Geosynklinale. Der Nordrand des helvetischen Liasmeeres ist parallel den auf- und vorwärtsstrebenden penninischen Geantiklinalen. Die späteren helvetischen Leitlinien sind noch nicht ausgeprägt. Der Nordteil des östlichen Helvetikums ist festländische Schwelle.

Im Lias ist die Faltung der ersten penninischen Hauptphase zur Auslösung gekommen. Als Folge dieser Auslösung bemerken wir eine Störung der normalen Sedimentation der Geosynklinale. Überall treten unter- und innerhalb der normalen Liassedimente Breccien auf; in den

penninischen Bündnerschiefern, in den Allgäuschiefern, in Verbindung mit den bathyalen Kalken des Südens. Das ist eine selbstverständliche Erscheinung. Der Stoß, der die erste große Faltung auslöste, muß ein gewaltiger gewesen sein, hat seine Wirkung im ganzen Gebiete der Alpen gezeitigt.

Im mittleren Jura ist die penninische Faltung weiter gegangen. Die Decken II, IV und VI haben sich entwickelt, zuerst die nördlichste, zuletzt die südlichste. Zugleich ist im östlichen, inneren Teile der Südalpen ein Gebirge aufgetürmt worden. Zwischen den beiden gefalteten Zonen, schräg die alpine Geosynklinale durchziehend, war eine mächtige Rinne, mit normaler Sedimentation im inneren Teile, mit orogenen Einstreungen an den Rändern. In den tiefsten Teilen derselben, im Gebiet der späteren oberostalpinen Decke, wurden abyssale Sedimente abgelagert.

Mit Beginn des oberen Juras ist das Gebiet der penninischen Decke VI nur noch durch eine schmale Zone vorgepreßter Bündnerschiefer vom Helvetikum getrennt. Das penninische Deckenbündel wird wieder unter das Meeresniveau hinabgesenkt. Die alpine Geosynklinale hat gegenüber der Trias ihr Relief wesentlich verändert. Sie ist zur Vortiefe des südostalpinen Gebirges geworden. Die Zone größter Tiefe hat sich aus den östlichen Südalpen gegen Norden vorgeschoben, verbreitert. Abyssale Sedimente kommen im Gebiet der ober- und unterostalpinen Decken zum Absatz. Dasjenige der hochostalpinen Decke hat sich gehoben. Neritische Kalkmassen werden dort abgelagert.

Im Malm herrscht im Helvetikum und Penninikum ruhige Sedimentation unter bathyalen Verhältnissen. Der Nordrand des Unterostalpin, als Geantiklinale ausgeprägt, schließt den helvetisch-penninischen Faziesraum gegen Süden vom ostalpinen Tiefmeer ab. In dem letzteren sind zur selben Zeit noch zwei oder drei geantiklinale Rücken vorhanden, sicher derjenige der Campodeckenstirn, vielleicht noch die Stirn der Berninadecke und wahrscheinlich die der oberostalpinen Decke. Orogene, oberjurassische Sedimente sind vereinzelt und gebunden an die Teilvortiefen dieser ostalpinen Geantiklinalen.

Im obersten Jura geht die Faltung weiter. Das Gebiet der hochostalpinen Decke wird landfest, beginnt sich über oberostalpin zu überschieben. Es fängt die erste Ausprägung der südalpinen Grenze an. In der untersten Kreide geht die Überschiebung der hochostalpinen Decke vorwärts. Teile des oberostalpinen Gebietes werden über den Meeresspiegel hinausgehoben, andere tektonisch bedeckt. Die Vortiefe mit ihren abyssalen Sedimenten wird zusammengedrängt, ins südliche unterostalpine Gebiet hinein. Im großen ganzen ist dort die untere Kreide eine Zeit ruhiger Sedimentation.

In der mittleren Kreide setzen mächtige Dislokationen ein, etwas früher im penninischen Gebiet, etwas später im oberostalpinen Gebiet.

Der Vorstoß der penninischen Decke I, er macht sich bemerkbar durch die Aufwölbung des helvetischen Nordrandes, wird durch die Gault-transgression gegen oben abgeschlossen. Vor dem Cenoman schon kommt wahrscheinlich der erste gewaltige Vorstoß der oberostalpinen Decke zum Stehen. Vielleicht dauert er auch durch das Cenoman hindurch an. Auch im östlichen Teil der Südalpen erfolgen zu dieser Zeit Faltungen, während der westliche Teil seit dem Lias in relativer Ruhe verharret ist, soweit wenigstens, daß eine konkordante Schichtfolge zur Ablagerung gekommen ist. Der mittelkretazische Stoß hat die ganze Länge der Alpen betroffen, am schwächsten die Kulmination des Tessin. Große Teile der Ostalpen sind über das Meer hinausgehoben, dem Abtrag überliefert worden. Im östlichen Teile der Ostalpen, in Kärnten und Steiermark, haben die ober- und hochostalpine Decke schon beinahe ihre heutige Lage eingenommen. Die Erosion hat große Teile des Mesozoikums in diesen Gegenden weggerafft, hat Löcher und Rinnen durch ganze Decken durchgefressen. Das Meer ist zur Zeit der mittleren Kreide aus dem größeren Teil der Alpen verdrängt worden. Sichere marine Sedimente dieser Zeit kennen wir eigentlich nur aus dem Helvetikum, dann aus dem Penninikum in Bünden (in der Falknisvortiefe).

Im Senon ist das alpine Gebiet wieder weitgehend überflutet. Relative Ruhe ist wieder eingetreten. Gosau kommt auf der oberostalpinen und hochostalpinen Decke und in Teilen der östlichen Südalpen zur Ablagerung. Festlandsmassen zwischen ertrunkenen Tälern und Senken ragen dort noch über das Meer. Im nördlichen Teil der oberostalpinen Decken, auf deren Rücken Stücke der hochostalpinen Decke liegen, beginnt das gegen Nord sich vertiefende Meer. Gosauflysch kommt an dessen Südrand zur Ablagerung, weiter nördlich im Unterostalpin die Couches rouges, weiter nördlich die Seewerschichten. Wie gegen Norden, so taucht das ostalpine, senone Festland auch gegen Westen und Südwesten unters Meer. Couches Rouges und in den westlichen Südalpen Scaglia werden sedimentiert. Um uns die Verhältnisse im Senon vollständig vergegenwärtigen zu können, müssen wir bedenken, daß die oberen ostalpinen Decken im Osten weithin unterostalpinen Gebiet unter sich begraben haben, daß die penninischen Decken dort überhaupt nicht mehr existieren; daß dann weiter im Westen der Stirrand der oberostalpinen Decke auf dem südlichsten Streifen des unterostalpinen Raumes ruht, noch südlich der Geantiklinale der Campodecke. Im Unterostalpin sind noch keine Überschiebungen ausgeprägt. Auch der Rest des penninischen Raumes ist noch nicht von höheren Decken bedeckt. Die alpine Vortiefe begreift den ganzen noch weiten Raum vom Nordrand der oberostalpinen Decke bis hinaus ins Helvetikum in sich. In den Westalpen, wo die oberostalpine Decke fehlt, ist das ganze Alpengebiet, mit Ausnahme unterostalpinen geantiklinaler Inselkränze,



vom Meere bedeckt. Orogene Sedimente kommen, eben als Gosauflysch, am Stirnrand der oberostalpinen Decke zum Absatz.

In der obersten Kreide setzt wieder mächtige Bewegung ein. Die penninische Decke III vollzieht ihren Vorstoß. Der Vormarsch der unterostalpinen Campodecke beginnt. Fast das ganze Alpengebiet wird wieder aus dem Meere gehoben. So auch das Helvetikum und zwar am stärksten der nördlichste Teil. Eigentliche Faltung ist aber im Helvetikum noch nicht zu spüren.

Es kommt dann die Flyschtransgression des Eozäns. Im Osten der Schweiz bleibt das ganze Unterostalpin trocken, weiter westlich greift das Flyschmeer bis ins unterostalpine Land hinein, noch weiter im Westen, dort wo die unterostalpinen Decken aufhören zu existieren, bedeckt dasselbe die ganze Alpenbreite. Die Vortiefe, die noch im Senon eine gewaltige Breite besaß, ist damit vor den Ostalpen weit nach Norden gedrängt und verschmälert worden. Mit dem Südrand der Vortiefe ist auch die orogene Fazies nach Norden gewandert. Sie erfüllt im Eozän nun die ganze Breite der Vortiefe. Das nördliche Flyschmeer muß zuerst längs einem schmalen penninisch-unterostalpinen Streifen, vor dem Mitteleozän, von Osten oder Westen her eingedrungen sein. Allmählich hat sich dieser Streifen gegen Norden vorwärts geschoben, hat im Mitteleozän das helvetische Gebiet erreicht.

Die Bildung der unterostalpinen Decken, die mit dem Vorstoß der Campodecke in der unteren Kreide eingesetzt hat, ist wahrscheinlich auch während der Flyschablagerung weiter vorgeschritten. Es hat sich die Berninadecke entwickelt, auf dem Rücken derselben ist die Campodecke vormarschiert, auf dem Rücken dieser die Silvrettadecke. Das Vorrücken der höheren Decken ist dabei, wie schon früher erklärt, als halb passiv und halb als aktiv zu bezeichnen. Unter jeder dieser Decken ist ein Teil des Inhaltes der unterliegenden Mulden nach vorn gepreßt und von den Stirnen vor sich her geschoben worden. So mögen Teile verschiedener Decken vor der Gesamtstirn der drei Decken zu einem Schuppenpaket angehäuft worden sein. Nach der Ablagerung des Falknisflysch (vielleicht ist der Falknisflysch auch jünger, auf die schon vorgeschobene Decke abgelagert worden) hat dieses Paket den Nordrand des Unterostalpins erreicht, die Stirn der späteren Errdecke; hat dort die Sulzfluhserie abgeschürft; hat dieselbe auf die vorliegende Vortiefe des Falknis überschoben. Die Bewegung ist weiter gegangen. Das Schuppenpaket an der Stirn der höheren Decken hat Falknis- und Sulzfluhserie aus der Vortiefe verdrängt, nach Norden verschoben, zum Teil auch überschoben. Seine Hauptmasse ist dann vorläufig in der Vortiefe zur Ruhe gekommen. Dann hat der Vorstoß des unterostalpinen Nordrandes, der Errdecke, auf das Penninikum eingesetzt, wobei die Schuppenzone sich unter die Errdecke einzuwickeln begann.

Im Mitteleozän (Lutetien) erreicht das vordringende unterostalpine Paket, auf seinem Rücken die oberostalpine Decke, unter sich verschürften penninischen Flysch, den Ablagerungsraum des Wildflysch, liefert demselben seine exotischen Gerölle. Es mag hier eine kurze Ruhezeit eingesetzt haben.

Mit Beginn des Oligozäns fängt der Vortrieb der penninischen Decke V an, geht dann noch vor dem mittleren Oligozän zu Ende. Das südliche Helvetikum wird aus dem Meere gehoben, wird von dem vordringenden penninischen Flysch, den darüber liegenden unterostalpinen Decken angefahren, der Wildflysch von seiner Unterlage weggeschürft und auf das Gebiet der helvetischen Decken vorgetragen. Mit Ende des unteren Oligozäns hat die Wildflyschdecke das spätere parautochthone Gebiet erreicht; hat den letzten Rest der alpinen Vortiefe, die während dem oberen Eozän auf einen schmalen Streifen zusammengedrängt worden ist, damit tektonisch ausgefüllt. Es mag sich dabei zu einem wesentlichen Teile um ein Hineingleiten der Flyschdecke in diese Vortiefe gehandelt haben. Im Mitteloligozän ist das Meer aus den Alpen verschwunden. Vor den anrückenden Decken bricht aber ein weiteres Stück Vorland ein. Es entsteht die Molassevortiefe.

Während dem Vortrieb der penninischen Decke V sind die Senken zwischen den Massiven vorhanden gewesen. Durch dieselben hinaus fluteten die penninischen Flyschmassen, dann der Wildflysch. Zwischen Aar- und Montblancmassiv setzte zu dieser Zeit die ultrahelvetische Faltung ein. Beiderseitig des Mercantour sind die Flyschmassen der Decke IV auf das Vorland hinausgeworfen worden. In dieser Zeit mag die Masse der nördlichen Kalkalpen in die nördliche Vortiefe hinabgeglitten sein. Auch die Aufwölbung des Tauernfensters gehört in der Hauptsache in diese Periode.

Es fing dann im mittleren Oligozän die helvetische Faltung an, beginnend mit der Bildung der tieferen Glarner- und Mürtschendecke und der Diableretdecke. Zugleich schoben sich penninischer Flysch und Stirnteile der unterostalpinen Decken weiter auf das Helvetikum vor. Im Aquitan mag das helvetische Faltenbündel zur Hauptsache aufeinander gelegt gewesen sein, war zugleich vollständig von höheren Decken überfahren.

Eine Zeit größerer Ruhe löste diese Faltungsvorgänge ab. Im unteren Miozän sind im östlichsten Teile der Ostalpen die nördlichen Kalkalpen auf die Molasse überschoben worden. Sonst ist das Miozän eine Zeit des Abtrages gewesen. Bruchbildung hat in den Ostalpen stattgefunden. Im obersten Miozän begann eine gewaltige Heraushebung. Die Molasse wurde durchtalt. Dann geschah der letzte große, der insubrische Zusammenschub. Das ganze alpine Deckenpaket wurde noch zusammengepreßt durch einen Schub, der in der Richtung Tessiner-

kulmination-Schwarzwald wirkte. Der Nordrand wurde weit auf die schon durchtalte Molasse hinausgeschoben. Der Südrand der Molasse legte sich in Falten, bäumte sich auf zu einer mächtigen komplex gebauten Antiklinale. In der Westschweiz und im Chablais glitten die Klippendecken ab dem Rücken der helvetischen Decken hinaus auf die Molasse. Die Wurzeln der kristallinen Decken wurden steilgestellt, zum Teil sogar überkippt, die Wurzelstiele zusammengepreßt. Der gewaltige südliche Längsscheitel der Alpen wölbte sich auf.

In der Mitte des Gebirges wurde eine mächtige zentralmassivische Antiklinale emporgepreßt. Drei große Aufwölbungen mit zwei zwischenliegenden breiten Mulden sind damit im östlichen Teile der Westalpen durch den insubrischen Schub geschaffen worden, das südliche Gewölbe der Wurzelzone, die Mulde der penninischen Decken, das Gewölbe der Zentralmassive, die Mulde der helvetischen Decken, das Gewölbe des Molassesüdrandes. Als Begleiterscheinung dieser Großfaltenbildung sind Faltungen im kleinen, Überschiebungen, Schuppungen aufgetreten.

Wenden wir unsere Aufmerksamkeit nochmals den Vorgängen am Alpensüdrande zu. Am Innenrand der südlichen Westalpen sind die Bewegungsvorgänge nach dem Vortrieb der penninischen Decke V zum Abschluß gekommen. In der südalpinen Zone im Südtessin hat nur der insubrische Zusammenschub eigentliche Faltung verursacht. Weiter gegen Osten, östlich der Judicarienlinie, hat der insubrische Zusammenschub an Bedeutung und Stärke wieder abgenommen, jedenfalls tritt er gegenüber den älteren Bewegungen zurück. Im östlichen Teile der Südalpen sind auf kleinem Raume fast alle alpinen Bewegungen zur Auswirkung gekommen, am stärksten die jurassische und mittelkretazische. Eines erkennen wir mit aller Schärfe. Wir haben einen ostalpinen und einen westalpinen Faltenbogen kennen gelernt. Die beiden Bogen entsprechen einer Zerlegung des Hauptschubes, der auf das alpine Gebiet eingewirkt hat, in zwei Komponenten. Die Schübe während der zwei ersten penninischen Hauptphasen sind diesen zwei Richtungen gefolgt. Die letzten Schübe, die der dritten penninischen Hauptphase, die das helvetische Deckengebirge geschaffen haben, der insubrische Zusammenschub, haben die Mittelrichtung zwischen den beiden älteren Stoßrichtungen ausgewählt. Daher die zeitlich verschiedene Ausgestaltung der einzelnen Teile des südlichen Alpenrandes, in der Mitte nur die allerjüngsten Bewegungen, an den beiden Enden die älteren.

Der heutige Südalpenrand ist in der Hauptsache vor dem Mittelpliozän geschaffen worden. Was nachher noch gekommen ist, sind Bewegungen in der Vertikalen gewesen. Stellenweise hat dabei die Erosion den Rand noch wesentlich umgestaltet, an anderen Stellen stoßen die quartären Bildungen an der Randflexur ab.

Etwas gesondert möchten wir bei dieser Gelegenheit nochmals den Entwicklungsgang der südalpiner Grenze betrachten. Wir haben in früheren Kapiteln gesagt, daß dieselbe aus verschiedenen Teilstücken zusammengesetzt ist, von verschiedenen tektonischen Elementen begrenzt wird. Die letzteren sind zu verschiedenen Zeiten entstanden. Damit ist auch die Bildung der südalpiner Grenze nicht überall gleichzeitig. In den westlichen Westalpen muß sie mit der Faltung der ersten penninischen Hauptphase gleichaltrig sein, muß dort vor Beginn des oberen Juras ausgeprägt gewesen sein. Dasselbe wird für den äußersten Osten gelten, da sie dort gegen Süden durch ein mitteljurassisches geschaffenes Gebirge begrenzt war. Im mittleren Teil der Alpen, zwischen Tauern und Ivrea, ist sie jünger. Wir haben gesehen, daß im oberen Jura noch die Zone größter Tiefe der Geosynklinale die Gegend der südalpiner Grenze überschritten hat, so daß bis zu dieser Zeit der westliche Teil des Oberostalpins und der westliche Teil der Südalpen in demselben Faziesbezirke lagen. Im obersten Jura, in der unteren Kreide, hat die Ausbildung der südalpiner Grenze zwischen Tauern und Tessin begonnen, der ehemals zusammengehörige Faziesraum wurde damit schief durchschnitten. Mit der ersten vorgosauischen Überschiebung des Oberostalpins ist längs der Reichweite dieser Decke gegen Westen, also bis zum Veltlin, die Grenze scharf ausgebildet gewesen. Zuletzt erfolgte die Herausarbeitung des Stückes der südalpiner Grenze zwischen Veltlin und Ivrea. Sie fällt in die Zeit der obersten Kreide, des ältesten Tertiärs. Durch die jüngeren Bewegungen sind die einzelnen Teile der Grenzfläche zu einem scheinbar einheitlichen Ganzen zusammengeschweißt worden. Dabei ist sie, besonders im mittleren Alpentale, noch verbogen und verstellt worden.

Wir möchten nochmals kurz die Vorstellung Kober's (93, 95) vom Bau der südalpiner Grenze berühren. Wir haben schon von seiner sog. Narbe gesprochen, welche im Westen bei Ivrea die Breite der Zone von Ivrea umfassen soll, die dort, zum Teil an der Oberfläche, zum Teil versunken in der Tiefe, die Wurzeln aller ostalpiner und der höheren dinarischen Decken enthalten soll. Er nimmt an (Bau der Erde), die inneren Zonen der ostalpiner Geosynklinale mit ihren mesozoischen Sedimenten, besonders der Trias, der östlichen Südalpen, der karnischen Alpen, der hochostalpinen Decke seien längs der ganzen Länge der Alpen vorhanden gewesen, sie seien während der Gebirgsbildung in den Westalpen in der „Narbe“ versenkt oder ausgepreßt worden. Das letztere kann nicht der Fall sein, da nirgends über den Westalpen diese ausgepreßten Sedimente hochostalpinen, oberostalpinen und dinarischer Fazies vorhanden sind, noch je vorhanden gewesen sein können. Es bliebe also nur die Versenkung in der Narbe. Eine einfache Überlegung sagt uns aber, daß der Gedankengang von Kober nicht richtig

sein kann: Die triadischen und jurassischen Sedimente der oberostalpinen Decke und der westlichen Südalpen stammen aus demselben Faziesbezirk, der nördlich von dem der hochostalpinen Decke und der östlichen Südalpen gelegen war. Daran scheint ein Zweifel nicht möglich. Sofern die östlichen, inneren Geosynklinalgebiete auch in den Westalpen existiert haben, und wir brauchen hieran nicht zu zweifeln, so sind sie südlich der westlichen Südalpen gelegen gewesen. Sie könnten demnach nicht in einer „Narbe“ nördlich der letzteren versenkt liegen, sondern nur südlich derselben unter der Poebene.

Wollen wir uns den einstigen Zusammenhang der Faunen, beispielsweise der der Hallstätterkalke von Südtalien und derjenigen der östlichen Alpen, erklären, so müssen wir uns immer auch die Gesamtdeformation des alpinen Orogens vor Augen führen. Die südlichen Teile der alpinen Geosynklinale lagen zur Zeit der Trias noch weit im Süden, im Gebiet der heutigen südlichen oder mittleren Adria. Sie sind während dem Zusammenschub der Alpen weit nach Norden hinaufgewandert; viel, viel weiter als ihre Nachbargebiete im Osten und im Westen, die noch in der Trias ihre natürliche Verlängerung im Streichen darstellten. Sie sind von diesen Nachbargebieten gleichsam abgerissen worden. Alpen, Westrand der Adria und Atlas einerseits, Alpen, Oststrand der Adria und Helleniden andererseits sind zwei mächtige horizontale Flexuren; Flexuren, bei denen nicht zwei Teile eines Schichtpaketes in der Vertikalen voneinander getrennt worden sind, das Zwischenstück dabei zerrissen wurde, sondern, bei denen aus horizontalen Streifen ein Stück herausgetrieben, horizontal in der Richtung der Adria verschoben worden, aus seinem ursprünglichen Verbande herausgerissen worden ist. Wir dürfen demnach nicht die Verbindung eines Meeres mit Hallstätterfazies längs der südalpinen Grenze, dann entlang dem Westrand des Apennin mit dem südtalienischen Meere suchen. Wie bei einer Blattverschiebung ist der direkte Zusammenhang zerrissen. Die beiden Ränder der adriatischen Scholle sind nicht viel anders als ungeheure Blattverschiebungen, die nachträglich durch Falten und Decken, die zum Teil von der Seite her über dieselben vorgedrungen sind, die sich zum Teil in den Verschiebungszonen selbst entwickelt haben, maskiert worden sind. Die westliche der beiden Verschiebungen muß dabei viel größer sein als die im Osten.

Kober (95) rechnet mit einer Verkürzung der Orogenbreite auf ein Zweitel bis ein Drittel von früher. Bei einer heutigen Breite von ca. 1000 km ergäbe das nach ihm eine ursprüngliche Breite der Geosynklinale von 2000—3000 km. Diese Berechnung scheint uns nicht ganz richtig. Dort, wo heute die Orogenbreite noch 1000 km beträgt, dürfen wir den Zusammenschub nicht hoch bemessen. In den Alpen, wo der Zusammenschub vielleicht auf  $\frac{1}{3}$  bis  $\frac{1}{5}$  der ursprünglichen Breite ge-

gangen ist, ist auch die heutige Orogenbreite viel geringer, vielleicht 200—300 km, so daß wir hier auf eine ursprüngliche Breite von 600 bis 1500 km, im Mittel ungefähr 1000 km kommen, aber nicht auf eine solche von 2000 bis 3000 km.

Wir können nicht mit Kober (93, 95) annehmen, daß in den Alpen in einer Narbe Teile der Erdrinde versenkt sind, die im Zwischengebirge außerhalb der Alpen vorhanden sind. Die Alpen stellen einfach eine Region stärkster Zusammenpressung dar. Die Narbe oder Verschluckungszone existiert nicht. Das Fehlen der oberen ostalpinen Decken in den Westalpen ist etwas durchaus Normales, da jede Falte und Überschiebungsdecke, sie mag noch so gewaltige Dimensionen aufweisen, irgendwo aufhören und durch andere Falten oder Decken abgelöst werden muß. Der gewaltige Zusammenschub, der sich uns im alpinen Deckenbündel zeigt, und die Versenkungen in einer Narbe wären übrigens zwei Extreme, die nur schwer nebeneinander denkbar sind.

Fassen wir den Entwicklungsgang der Alpen noch etwas anders und kürzer zusammen. Der Faltung ist die Ausbildung der Geosynklinale vorausgegangen. Zuerst sind die wenig versteiften Partien des nördlichen Teils und der ganze ebenso wenig versteifte südliche Teil des alpinen Raumes zur Geosynklinale eingesunken, dann der übrige stark versteifte nördliche Teil. Das Gesetz des Faltungsfortschrittes von Norden gegen Süden und dessen Beeinflussung durch den Bau des Untergrundes machen sich schon hier bemerkbar. Betrachten wir gesondert die Faltung der Ostalpen und der Westalpen. In den Ostalpen ist die Faltung langsam von Süden gegen Norden fortgeschritten. Sie hat zuerst die Südalpen ergriffen, dann das Hochostalpin, das Oberostalpin und zuletzt das Unterostalpin. Die größte Geosynklinaltiefe lag zuerst im Süden, ist dann schrittweise gegen Norden gedrängt worden. Sie ist zur Vortiefe geworden und als solche gegen Norden gewandert, durch die Faltung verdrängt worden. Fast rein scheint damit in den Ostalpen das Gesetz des Wanderns der Faltung zum Ausdrucke zu kommen. Und doch ist auch hier dies Gesetz nicht vollständig herrschend gewesen, denn die penninische Faltung der Ostalpen hat mit oder vielleicht noch wenig vor der ostalpinen Faltung eingesetzt. Der normale Faltungsfortschritt von Norden gegen Süden läßt sich teilweise noch erkennen. Auch der Einfluß des alten Baues des Untergrundes spielt noch seine Rolle. So ist die unterostalpine Campodecke vor den stark versteiften nördlichen unterostalpinen Decken vorgeschoben worden. Die als Ganzes stärker versteifte Masse der unterostalpinen Platte ist später von der Faltung ergriffen worden als die weniger versteifte oberostalpine Platte. Die verschiedenen Faktoren sind in den Ostalpen in enger Wechselwirkung gestanden.

Viel schärfer können in den Westalpen die Wirkungen der verschiedenen Faktoren, die den Faltungsfortschritt geregelt haben, auseinandergehalten werden. Zuerst sind die nicht versteiften Zonen der penninischen Decken von der Faltung ergriffen worden. Wieder ist die Faltung von Norden gegen Süden gegangen. Die unterostalpinen Decken, versteift wie die penninischen, haben sich im Ganzen nach den letzteren entwickelt, die unversteiften penninischen Zonen vor der unversteiften oberostalpinen Region. In aller Schärfe erkennen wir demnach im Paket der kristallinen Decken der Westalpen die Regelung des Faltungsfortschrittes nach den zwei Gesetzen: 1. Faltung von Norden gegen Süden. 2. Zuerst die Faltung der labileren Teile. Untergeordnet ist die Umkehrung des Faltungsfortschrittes unter dem Einfluß höherer Decken. Aber auch das Wandern der Faltung läßt sich in den Westalpen frei und unbeeinflußt von den anderen Faktoren studieren. Zuerst ist das Bündel der kristallinen Decken aufeinandergelegt worden; nach einem einheitlichen Bauplane. Dann erst hat die Faltung das Vorland dieses Deckenbündels ergriffen, ist mit einem Sprunge auf das Vorland hinausgewandert. Das helvetische Deckengebirge ist ein nachträglicher Anbau an ein älteres Deckenbündel. Noch später hat die Faltung noch den Südrand der Molasse ergriffen.

In den älteren Perioden der Faltung sind die einzelnen Phasen derselben leicht auseinander zu halten. Trotzdem ist die frühe Faltung bis heute übersehen worden, da die stratigraphischen Verhältnisse nicht leicht zu deuten sind. In den tertiären Faltungsperioden sind umgekehrt die stratigraphischen Aufschlüsse, die über die Faltung Auskunft geben, viel besser. Die Bewegungen häufen sich aber in dieser Zeit, da auch die früher schon gefalteten Gebiete immer noch mitbewegt, immer noch weiter deformiert werden. Die Wechselwirkungen der Bewegungen verschiedener Decken untereinander werden ungeheuer kompliziert, sind nur mehr schwer auseinander zu lesen. Daher sind bis heute auch die jüngeren Bewegungsphasen noch nie völlig auseinandergelesen worden.

Zum Schlusse lassen wir unseren Blick nochmals über den Bereich des Alpengebietes hinausschweifen. Wir haben auf das Vorhandensein zweier Stämme des herzynischen Gebirges aufmerksam gemacht. Der eine derselben lag im Gebiete der heutigen Alpen, der andere weit draußen in Niederdeutschland. Der erstere, der südliche dieser beiden Gebirgsstämme ist von der jungen mesozoisch-tertiären Faltung wieder erfaßt und nochmals in ungeheurem Maße zusammengefaltet worden. Nicht so der nördliche Stamm. Gegen Ende der herzynischen Faltung, zu Beginn der jungalpinen Faltung, ist in der Verlängerung der Pfeilrichtung des späteren ostalpinen Bogens ein keilförmig gegen Süden sich verbreiterndes Teilstück desselben eingesunken. Dieser Vorgang

und der Beginn der Bildung der alpinen Geosynklinale mögen zeitlich ungefähr zusammengefallen sein. Später haben an den Rändern dieses eingesunkenen Keils Faltungen eingesetzt, so zum Beispiel am Ostrand des rheinischen Schiefergebirges. Im Malm hat diese Faltung, sie ist als saxonische bezeichnet worden, begonnen. Sie hat dann bis ins Jungtertiär angedauert.

Wir werden kaum einen Fehler begehen, wenn wir annehmen, daß diese niederdeutsche, saxonische Faltung in ursächlichem Zusammenhange mit den alpinen Bewegungen steht, daß die einzelnen Phasen derselben mit den großen alpinen Schüben in Koinzidenz zu bringen sind. Das beigegebene Diagramm der Entwicklung des niederdeutschen Beckens (Fig. 25), das von H. Stille entworfen worden ist, können wir auffassen als eine Art Seismogramm der alpinen Stöße. Wir sehen auf demselben die alpinen Hauptphasen wenig verspätet, wenig modifiziert, vereinfacht, wie das ja nicht anders zu erwarten ist, aufgezeichnet. Dies Diagramm gestattet uns in der Hauptsache eine Kontrolle der zeitlichen Festlegung der Vorgänge bei der Ausgestaltung des ostalpinen Bogens.

Auch die Vorgänge im westalpinen, penninischen Bogen werden in der Vorlandsfaltung aufgezeichnet sein. So wird einmal die mesozoische Geschichte der Nordostecke des französischen Zentralplateaus die älteren westalpinen Bewegungsvorgänge aufzeigen. Auch bei den Vorgängen im Pariserbecken wird man Beziehungen mit der alpinen Faltung ableiten können.

Damit haben wir in aller Kürze die alpinen Bewegungsvorgänge behandelt. Manches interessante und vielleicht wichtige Detail mußten wir bei der Kürze der vorliegenden Arbeit weglassen. Einzelne Fragen sind heute überhaupt noch nicht restlos zu lösen, werden vielleicht nie zu lösen sein. Im ganzen ist aber im zweiten Teil dieser kleinen Arbeit ein erstes Bild der alpinen Bewegungsvorgänge entworfen, wie es bis heute noch nicht in solcher Vollständigkeit gegeben worden ist.

Die jüngsten geologischen Vorgänge in den Alpen, Bewegungen in der Vertikalen, Hebungen und Senkungen, zum Teil Folgen isostatischer Ausgleichsbewegungen, herrührend von tektonischer Massenhäufung und nachfolgender Entlastung durch Erosion, zum Teil schon den Zusammenbruch des Gebirges anzeigend, lassen wir hier unbesprochen. Wir behandeln nicht mehr jene Vorgänge, die nach Abschluß der eigentlichen Deckenanhäufung das heutige Gebirgsrelief mit seinen Bergen und Tälern geschaffen haben. Die Anhäufung gewaltiger Eismassen, die der Gebirgsbildung auf dem Fuße gefolgt ist, erwähnen wir hier nur ganz kurz, da sie nach unserer Ansicht nicht eine Folge der Gebirgsbildung ist, wohl aber mit den Vorgängen, die die Gebirgsbildung verursacht haben, in ursächlichem Zusammenhange steht.





# Literaturverzeichnis

## Wichtigste benutzte Literatur

1. Ampferer, O. und Hammer, W., Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. geol. R.A. Wien, Bd. 61, 1911.
2. Ampferer, O., Über die Trennung von Engadiner- und Tauernfenster, nach Zeit und Art der Entstehung. Verh. d. geol. R.A. Wien 1906.
3. — Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. geol. R.A. 1906, Bd. 56.
4. — Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. Jahrb. d. geol. R.A. Wien, Bd. 64, 1914.
5. — und Sander, B., Über die tektonische Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen. Verh. d. geol. St.A. Wien 1920.
6. Andrée, L., Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. 1914.
7. Arbenz, P., Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. Verh. d. Schweiz. N. G. 1912.
8. — Die Faltenbogen der Zentral- und Otschweiz. Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich 1913, Bd. 58.
9. — Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden. Eclog. geol. Helv. XVII, 1922.
10. — Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Heim-Festschrift. Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich, Bd. 64, 1919.
11. — und W. Staub, Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal usw. Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich, Bd. 55, 1910.
12. Argand, E., L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. Bull. Lab. Géol. etc. Université Lausanne, 14, 1909.
13. — Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Matér. carte géol. Suisse. XXXI, 1911.
14. — Les nappes de recouvrement des Alpes Occidentales. Matér. carte géol. Suisse. Carte special 64 et coupes. XXVII, 1911.
15. — Sur les plis transversaux des Alpes occidentales et sur la tectonique du Tessin septentrional, Soc. neuchâtel. des sciences nat. 1915.
16. — Sur l'arc des Alpes Occidentales. Ecl. geol. Helv. XIV, 1916.
17. — Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. Actes Soc. Helv. Sc. nat. Neuchâtel 1920.
18. Beck, P., Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faziesgebiet. Eclogae geol. Helv. 1912, Bd. XII.
19. Becke, F., Bericht über die Aufnahme am Nord- und Ostrand des Hochalpmassivs. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Bd. CXVII, 1908.
20. Bertrand, M., Rapports de structure des Alpes de Glaris et du Bassin houiller du Nord. Bull. III, Sér. 12, 1884.

21. Bertrand, M., Études dans les Alpes françaises. Bull. soc. géol. France, 1894.
22. — und Kilian, Alpes du Dauphiné et Mont-Blanc. Livret guide Congr. int. 1900.
23. Bittner, A., Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien usw. Jahrb. geol. R. A. Wien 1881.
24. Bubnoff, Dr. Serge v., Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. Stuttgart 1921.
25. Buxtorf, A., Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. Zeitschr. d. geol. Ges. 1908.
26. Cadisch, J., Geologie der Weißfluhgruppe. Beiträge geol. Karte d. Schweiz. N. F. II, 1921.
27. Cadisch, J., Leupold, W., Eugster, H., Brauchli, R., Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Heim-Festschrift. Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich 1919.
28. Cornelius, H. P., Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1912.
29. — Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer und Julierpaß. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 35, 1912.
30. — Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgrazia-massivs. Geol. Rundschau, VI, 1915.
31. — Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. XL, 1915.
32. — Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rundschau, Bd. XI, 1921.
33. Dainelli, G., La struttura delli Prealpi friulane. Firenze 1921.
34. Dal Piaz, Studii geotectonici sulle Alpi orientali. Mem. R. Ist. geol. Università di Padova. 1912, Bd. 1.
35. Diener, O., Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien 1903.
36. — Nomadisierende Schubmassen in den Ostalpen. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1904.
37. Escher, B. G., Über die prätriasische Faltung in den Westalpen. Zürich 1911.
38. Escher, F., Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und dem Piz Kesch. Jahresber. d. Naturforsch. Ges. Graubündens. 1921.
39. Frauenfelder, A., Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Ecl. Geol. Helv. 1916.
40. Frech, F., Die karnischen Alpen. Halle 1894.
41. — Geologie der Radstätter Tauern. Geol. u. pal. Abh. Koken 1901.
42. — Über Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen usw. mit geol. Karte des Brenners. Wiss. Erg.-Hefte d. Zeitschrift d. D. Oe.-A. V. Innsbruck 1905.
43. Furlani, M., Der Drauzug im Hochpustertal. Mitt. d. geol. Ges. Wien 1912.
44. — Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien 1919.
45. Gerlach, H., Die penninischen Alpen. Neue Denkschr. Schweiz. Nat. Ges. 1908.
46. Geyer, G., Erläuterungen zu Blatt Sillian und San Stefano del Comelico, Blatt 70. Wien 1902.
47. — Erläuterungen zu Blatt Oberdrauburg-Mauthen. Wien 1901.
48. Grubenmann, U., Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910.
49. Gumbel, C. W., Über einen Nummulitenfund bei Radstatt. Verh. geol. R. A. Wien 1889.
50. Hahn, F., Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. d. geol. Ges. Wien 1913.
51. Hammer, W., Die kristallinen Alpen des Ultentales. Jahrb. geol. R. A. 1902 und 1904.

52. Hammer, W., Blatt Bormio-Tonale. Jahrb. geol. R. A. 1905. Geologische Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. geol. R. A. 1906.
53. — Die Ortlergruppe und der Ciavalschkamm. Jahrb. geol. R. A. 1908.
54. — Blatt Glurns-Örtler und Erläuterungen. 1912.
55. — Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jahrbuch geol. R. A. 1915.
56. — Die Phyllitzone von Landeck. Jahrb. d. geol. R. A. 1919.
57. Haug, E., Les géosynclinaux et les aires continentales. Bull. Soc. France 4. Sér. XXVIII. 1900.
58. — Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. Soc. Fr. 4. Sér. VI.
59. — Les grandes charriages de l'Embrunais dans les Alpes occidentales. Compt. rend. Congr. int. Wien. 1903.
60. — Sur les nappes des Alpes orientales et leur racines. C. R. 148, 1909.
61. — Les nappes de charriage de l'Embrunais et de l'Ubaye et leur faciés caractéristiques. Bull. Soc. France 1912.
62. Heim, Alb., Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.
63. — Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Lief. 25. 1891.
64. — Ein Profil am Südrand des Alpen. Der Pliocänfjord der Brecciaschlucht. Vierteljahrsschr. d. N. G. Zürich 1906.
65. — Über die nordöstlichen Lappen des Tessinermassivs. Vierteljahrsschr. d. N. G. Zürich 1906.
66. — Der Bau der Schweizeralpen. Neujahrsblatt der N. G. Zürich 1908.
67. — Das Gewicht der Berge. Jahrb. S. A. C. 1918.
68. — Geologie der Schweiz, Bd. I und II. 1919, 1921—22.
69. Heim, Arnold, Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1905.
70. — Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrsschr. d. N. G. Zürich 1906.
71. Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 22, 1910.
72. — Zur Tektonik des Flysches der östlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 31, 1911.
73. Henny, G., Sur la zone du Canavese et la limite alpinodinarique. Bull. Lab. Geol. Lausanne 1918.
74. — Problèmes de géologie alpine. Eclog. Geol. Helv. XVI, 1920.
75. — und Furlani, M., Du prolongement vers l'Est du synclinal du Canavese et de l'anticlinal insubrien. Eclog. Geol. Helv. XVI, 1920.
76. Heritsch, F., Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. Geol. Rundschau Bd. III.
77. — Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen. Geol. Rundschau Bd. III u. V.
78. — Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen. Verh. d. geol. R. A. 1914.
79. — Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitz-Ber. Ak. d. Wiss. 1912.
80. — Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpinodinarischen Grenze. Handbuch der regionalen Geologie, Bd. II, 1915.
81. — Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. Verh. d. geol. R. A. 1919.
82. — Geologie der Steiermark, 1921.
83. Horn, E., Über die geologische Bedeutung der Tiefseeegräben. Geol. Rundschau 1914.
84. Jeannet, A., Monographie géol. des Tours d'Al. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. N. F. 34, 1912.

85. Jenny, H., Bau der unterpenninischen Decken im Nordosttessin. *Eclog. Geol. Helv.* XVII, 1922.
86. — Über Bau und Entstehung der penninischen Decken. *Eclog. Geol. Helv.* XVII, 1923.
87. Kilian, W., Les phénomènes de charriage dans les Alpes delphino-provençales. *Compt. rend. Congr. int. Wien* 1903.
88. — Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Paris 1904.
89. Kober, L., Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. *Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl. Bd. CXXI*, 1912.
90. — Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. *Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., math. nat. Kl. CXXI*, 1912.
91. — Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. *Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl. Bd. LXXXVIII*, 1912.
92. — Über Bau und Entstehung der Ostalpen. *Mitt. d. geol. Ges. Wien* 1912.
93. — Alpen und Dinariden. *Geol. Rundschau*, Bd. V, 1914.
94. — Die Bewegungsrichtung der alpinen Deckengebirge des Mittelmeeres. *Peterm. geogr. Mitt.* 60, 1914.
95. — Der Bau der Erde. Berlin 1921.
96. — Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teils der ostalpinen Zentralzone. *Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien* 1922.
97. — Das östliche Tauernfenster. *Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. 98*, 1922.
98. Kossmat, F., Die adriatische Umrahmung der alpinen Faltungsregion. *Mitt. d. geol. Ges. Wien* 1913.
99. — Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdkrinde. *Abh. math. phys. Klasse d. sächs. Akad. d. Wissenschaften. Nr. II*, 1921.
100. Leibling, Cl., Über die Herkunft der Berchtesgadener Schubmasse. *Geol. Rundschau* V, 1915.
101. Lugeon, M., Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France*, 1901.
102. Meyer, H., Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassivs. *Bericht Nat. Ges. Freiburg i. Br.*, 1909.
103. — und Welter, O., Zur Geologie des südlichen Graubünden. *Zeitschr. d. geol. Ges.* 1910.
104. Mohr, H., Zur Tektonik der Grauwackenzone. *Mitt. d. geol. Ges. Wien* 1910.
105. — Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostspornes der Zentralalpen. *Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math. nat. Kl., Bd. LXXXVI*, 1912.
106. — Geologie der Wechselbahn usw. *Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. LXXXII*, 1913.
107. Mylius, H., Geologische Forschungen an der Grenze von Ost- und Westalpen. 1912—13.
108. — Ein geologisches Profil vom Säntis zu den Bergamaskeralpen. *N. Jahrb. f. Min., Geol., Pal., Beil., Bd. XLI*, 1916.
109. Niggli, P., Petrographische Provinzen der Schweiz. *Heim-Festschrift. Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich*, Bd. 64, 1919.
110. — Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. *Schweiz. Min.-petrogr. Mitt.*, Bd. II, 1923.
111. — und W. Staub, Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Aar- und Gotthardmassiv. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. XLV. Lief.* 1914.

112. Oberholzer, J., Der Deckenbau der Glarneralpen östlich der Linth. *Ecl. geol. Helv.* 1915.
113. — Der tektonische Zusammenhang von Glärnisch-, Schild- und Wiggisgruppe Heim-Festschrift. *Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich* Bd. 64, 1919.
114. Penck, W., Bau des Südrandes der Puna de Atacama. *Abhandl. d. sächs. Akad. d. Wiss.* XXXVII, 1920.
115. Penck, A., Die Entstehung der Alpen. *Zeitschr. f. Erdkunde*, 1908.
116. Porro, C., *Alpi Bergamasche.* Milano 1903.
117. Preiswerk, H., Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen. Zweiter Teil. Oberes Tessin- und Maggiagebiet. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz.* XXVI. Lief. 1918.
118. Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. *Eclog. geol. Helv.* Bd. XVI, 1921.
119. Richter, M., Die nordalpine Flyschzone zwischen Vorarlberg und Salzburg. *Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal.* 1922.
120. Roothaan, H. Ph., Tektonische Untersuchungen im Gebiete der nordöstlichen Adula. *Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich*, Bd. 63, 1918.
121. Rothpletz, A., *Geologische Alpenforschungen I, II*, 1900, 1905.
122. — Das geotektonische Problem der Glarneralpen. Jena 1898.
123. Sacco, F., *Les Alpes occidentales.* Turin 1913.
124. Salomon, W., Die alpin-dinarische Grenze. *Verh. d. geol. R. A. Wien* 1905.
125. — Die Adamellogruppe. *Abh. geol. R. A.* 1915.
126. Sander, B., Der Brixenergranit. *Jahrb. d. geol. R. A.* 1905.
127. — Zur Systematik zentralalpiner Decken. *Verh. d. geol. R. A.* 1910.
128. — Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. I. Bericht. *Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat. Kl.* LXXXII, 1911.
129. — Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, II. Bericht, *Jahrb. d. geol. St. A. Wien*, Bd. LXX, 1920.
130. — Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. *Jahrb. d. geol. St. A., Bd. LXX*, 1920.
131. — Zur Geologie der Zentralalpen. *Jahrb. d. geol. St. A. Wien* 1922.
132. Schardt, H., *Les régions exotiques du versant nord des Alpes Suisses.* *Bull. S. vaud.* T. 38, 1896.
133. — Die exotischen Gebiete. Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen. *Eclog. geol. Helv.* 1898.
134. — Profil du massif du Simplon. *Eclog. geol. Helv.* 1904.
135. — Origine des préalpes romandes. *Eclog. geol. Helv.* 1903.
136. — Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. *Verhandl. Schweiz. Nat. Ges.* 1906.
137. Schmidt, C., *Bau und Bild der Schweizeralpen.* Basel 1907.
138. — und Preiswerk, H., *Karte der Simplongruppe mit Erläuterungen.* *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz.* 26. 1908.
139. Schmidt, W., *Grauwackenzone und Tauernfenster.* *Jahrb. d. geol. St. A. Bd. 71*, 1921
140. — *Zur Phasenfolge im Ostalpenbau.* *Jahrb. d. geol. St. A. Wien, Bd. 71*, 1921.
141. Schwinner, R., *Zur Tektonik des nördlichen Etschbuchtgebirges.* *Verh. d. geol. R. A. Wien* 1915.
142. — *Dinariden und Alpen.* *Geol. Rundschau* 1915.
143. Seidlitz, W., von, *Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon.* *Ber. d. Nat. Ges. Freiburg i. Br.* 1906.
144. Sonder, R., *Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv.* *Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. Bd. I*, 1921.

145. Sonder, R., Die erdgeschichtlichen Diastrophismen im Lichte der Kontraktionslehre. Geol. Rundschau, Bd. XIII, 1922.
146. Spengler, E., Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1914.
147. — Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. Verh. d. geol. St. A. 1920.
148. Spitz, R., Zur Altersbestimmung der Adamellointrusion. Mitt. d. geol. Ges. Wien 1915.
149. — Referat Cornelius, Staub. Verh. d. geol. R. A. Wien 1917.
150. — Das Nonsberger Störungsbündel. Jahrb. d. geol. R. A. 1919.
151. — und Dyrenfurth, G., Duncangruppe und die rhätischen Bögen. Eclog. geol. Helv. 1913.
152. — Monographie der Engadiner Dolomiten. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 44, 1915.
153. Staub, R., Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrsschr. d. N. G. Zürich 1914.
154. — Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Ebenda 1915.
155. — Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Ebenda 1916.
156. — Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 1916, Lief. 1, XLVI.
157. — Zur Geologie des Oberengadin und Puschlav. Ecl. geol. Helv. 1916.
158. — Das Äquivalent der Dent Blanche-Decke in Bünden. Festschr. d. N. G. Zürich 1917.
159. — Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 1917.
160. — Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. Vierteljahrsschr. d. N. G. Zürich 1918.
161. — Über das Längsprofil Graubündens. Ebenda. Heim-Festschrift 1919.
162. — Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Eclog. geol. Helv. 1920.
163. — Zur Geologie des Salsalbo im Puschlav. Eclog. geol. Helv. 1920.
164. — Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Eclog. geol. Helv. 1920.
165. — Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica. Eclog. geol. Helv. 1920.
166. — Zur Nomenklatur der ostalpinen Decken. Eclog. geol. Helv. 1920.
167. — Über Alter, Wesen und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljahrsschr. d. N. G. Zürich 1920.
168. — Über den Bau des Monte della Disgrazia. Ebenda 1921.
169. — Zur Tektonik der penninischen Decken in Val Malenco. Jahresber. N. G. Graubünden 1921.
170. — Die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. II. Band, 1922.
171. — und Cadisch, J., Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Eclog. geol. Helv. 1921.
172. Steinmann, G., Das Alter der Bündnerschiefer. Ber. N. G. Freiburg i. B. Bd. IX, 3 und Bd. X, 2, 1895 und 1898.
173. — Die Schardtsche Überfaltungstheorie usw. Ber. d. N. G. Freiburg i. Br. 16, 1905.
174. — Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. Geol. Rundschau, Bd. IV, 1913.
175. Studer, B., Geologie der Schweiz. 1851.
176. Suess, E., Die Entstehung der Alpen. 1875.
177. — Über den Kalkglimmerschiefer der Tauern. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1890.

178. **Suess, E.**, Das Antlitz der Erde. Bd. I, 1908, Bd. III<sub>1</sub>, 1901, Bd. III<sub>2</sub>, 1909.  
 179. **Termier, P.**, Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. géol. Fr., 4. sér., t. 3, 1903.  
 180. — Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. Bull. Soc. géol. Fr., 4. sér., t. V, 1905.  
 181. — Rapports tectoniques de l'Apennin, des Alpes et des Dinarides. Bull. 1907.  
 182. — Sur la structure des Alpes orientales: Fenêtre des Tauern et zone des racines. Rapports des Dinarides et des Alpes. Origine de la nappe superalpine; problème de l'âge des grandes nappes. Compt. r. d. séances de l'Acad. d. Sc. t. 175, 1922.  
 183. **Teller, F.**, Erläuterung zur geol. Karte d. östlichen Ausläufer der karnischen und julischen Alpen. 1896.  
 184. **Trener, G., B.**, Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanella-gruppe. Jahrb. d. geol. R. A. Wien, Bd. 56, 1906.  
 185. **Trümpy, D.**, Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Lief. XLVI, 1916.  
 186. **Uhlig, V.**, Der Deckenbau der Ostalpen. Mitt. d. geol. Ges. Wien 1909.  
 187. **Vacek, M.**, Erläuterungen zu den geol. Karten Cles, Trient, Rovereto-Riva. 1911.  
 188. **Welter, O. A.**, Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Eclog. geol. Helv. 1909.  
 189. **Wilkens, O.**, Vom Grenzgebiet von Alpen und Apennin. Geol. Rundschau 1913.  
 190. — Allgemeine Gebirgskunde. Jena 1919.  
 191. — Beiträge zur Geologie des Rheinwalds und von Vals. Geol. Rundschau 1920.  
 192. **Winkler, A.**, Das mittlere Isonzogebiet. Jahrb. d. geol. R. A. Bd. 70, 1920.  
 193. **Zyndel, F.**, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. XLI. Lief. 1912.

Nach dem Abschluß des Manuskriptes dieser Arbeit ist erschienen:

194. **Kober, L.**, Bau und Entstehung der Alpen. Borntraeger, Berlin 1923.

## Tafelerklärungen

### Tafel I

Fig. 1. Sammelprofil durch die Decken Südbündens. Oberer Teil nach Profil 2, Tafel XXXV, Heim, Geologie der Schweiz. Unterer Teil nach Aufnahmen von H. Jenny, G. Frischknecht, J. Kopp, H. Ph. Roothaan, zusammengestellt von H. Jenny.

Fig. 2. Profil durch die Decken des Simplon, nach E. Argand 1911.

Die zwei Profile zeigen insbesondere die Veränderung der Deckenformen über die Tessin-Tosakulmination hinüber.

### Tafel II

Fig. 1—6. Schema der Entwicklung der kristallinen Decken der Südostschweiz, während der zweiten penninischen Hauptphase. Entworfen von H. Jenny.

### Tafel III

Tektonische Übersichtskarte der Alpen 1:2 000 000. Nach Argand, Alb. Heim, R. Staub, Hammer, Sander, Kober usw., zusammengestellt von H. Jenny.





**Bau und Entstehung der Alpen** von Professor **Dr. L. Kober.**  
Mit 102 Figuren im Text und 8 Tafeln.

Geb. Goldmark 24.—, Dollar 5.70

**Die Grundlagen der alpinen Tektonik** von Professor  
**Dr. F. Heritsch.** Mit 33 Figuren im Text.

Geb. Goldmark 16.50, Dollar 4.—

**Der Bau der Erde** von Professor **Dr. L. Kober.** Mit 46 Textfiguren  
und 2 Tafeln.

Geb. Goldmark 16.50, Dollar 4.—

**Die Schrumpfung der Erde.** Festrede, gehalten zur Jahresfeier  
der Georg-August-Universität zu Göttingen am 5. Juli 1922 von  
Professor **Dr. Hans Stille.**

Geh. Goldmark 1.50, Dollar 0.35

**Über die Bedingungen der Gebirgsbildung.** Vorträge von  
Professor **Dr. K. Andree,** Direktor des Geologisch-palaeontolo-  
gischen Institutes an der Universität Königsberg i. Pr. Mit 16  
Textabbildungen.

Geh. Goldmark 4.80, Dollar 1.20

**Grundzüge der geologischen Formations- und Gebirgskunde**  
von Professor **Dr. A. Tornquist.** Mit zahlreichen Textabbildungen.

Geb. Goldmark 15.—, Dollar 3.60

**Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion**  
von **Dr. W. Soergel,** Privatdozenten für Geologie und Paläontologie  
an der Universität Tübingen. Mit einer Textabbildung.

Geh. Goldmark 3.—, Dollar 0.75

**Die vulkanischen Erscheinungen der Erde** von **Dr. Karl**  
**Schneider.** Mit 50 Abbildungen, Karten und Profilen.

Geh. Goldmark 22.50, Dollar 5.40

**Grundriß der angewandten Geologie** unter Berücksichtigung  
der Kriegserfahrungen von **Dr. J. Wilser.** Mit 61 Textabbil-  
dungen und 3 Tafeln.

Geb. Goldmark 6.—, Dollar 1.50

**Grundzüge der allgemeinen Geologie** für Studierende der  
Naturwissenschaften, der Geographie und des Bergfaches  
von Professor **Dr. A. Tornquist.** Mit zahlreichen Textabbildungen.

Geb. Goldmark 15.—, Dollar 3.60

Inland: Die Zahlung ist in wertbeständigem Geld (Goldanleihe, Rentenmark) vorzunehmen. Bei Umrechnung in Papiermark wird der amtliche Berliner Dollarbriefkurs des Eingangstages der Zahlung zugrunde gelegt. — Ausland: Gegenwert des Dollars in der betreffenden Landeswährung, sofern diese stabil ist. — Preise für gebundene Bücher sind freibleibend.