

deutschlands nicht nur in weiteren Kreisen zu fördern, sondern auch zu vertiefen und einheitlicher als seitdem auszugestalten!

Der Vorsitzende fügte anerkennende Worte über die Bearbeitung und Ausführung der Karte hinzu.

Herr **FRECH** sprach über die **tektonische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen**. (Hierzu 4 Textfiguren.)

Die Hypothesen über die Entstehung der Alpen haben vielfach — bewußt oder unbewußt — mit der Annahme einer einheitlichen Bewegung gerechnet; die symmetrische Anordnung, welche ältere Forscher in dem Gebirge zu erkennen meinten, und die gewaltige nordwärts gerichtete Überschiebung der ganzen Zentralkette, durch welche in neuester Zeit die geologische Welt überrascht wurde, haben die Konzentration der ganzen Bewegung auf eine tektonische Hauptphase miteinander gemein.

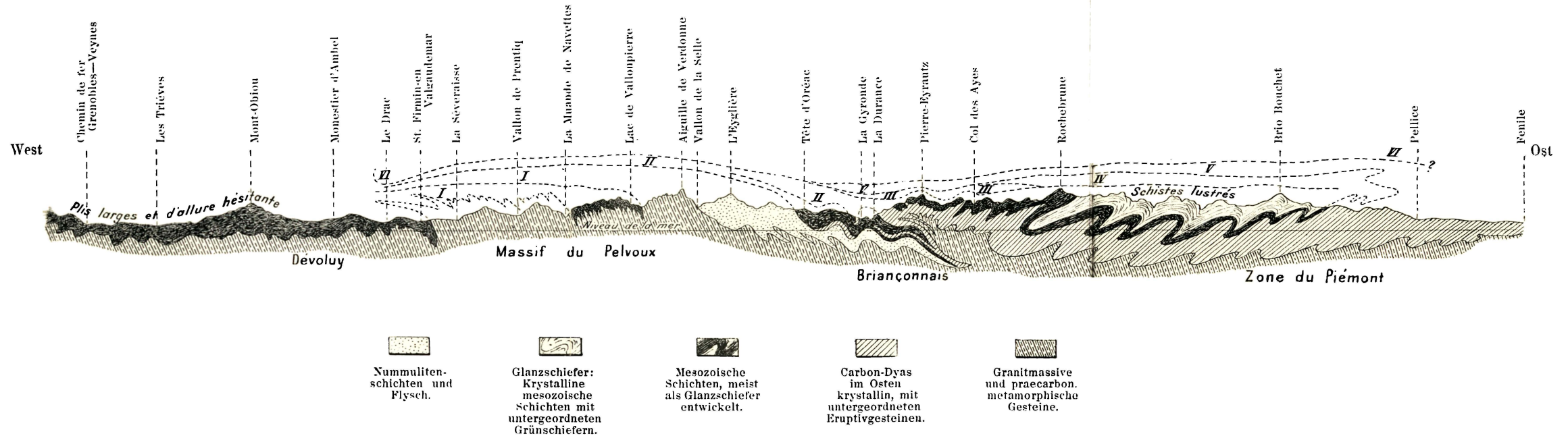
Bei anderen Versuchen, die Schwierigkeit der Deutung des Gebirgsbaus zu besiegen, tritt besonders das Bestreben hervor, die Tektonik in Zusammenhang mit der lokalen Ausbildung der Sedimente (E. HAUG), der größeren und geringeren Mächtigkeit der einzelnen geologischen Horizonte zu bringen. Man spricht demgemäß z. B. von einer Fazies der romanischen Voralpen und versteht darunter in erweitertem Sinne sowohl die Entwicklung der mesozoischen Schichten, als auch die Eigenart des Gebirgsbaus, welche dieses Gebiet kennzeichnet.

Ein zweiter dem vorliegenden nahe stehender Gesichtspunkt betrifft das geologische Alter der einzelnen Abschnitte der Gebirgsbildung. Zwar hat schon E. DE BEAUMONT die Chronologie tektonischer Phasen erörtert, aber die Unterscheidung beruhte bei dem älteren Forscher auf der Verschiedenheit der Richtung der Gebirgsketten. Jetzt versucht man, die verschiedene Struktur benachbarter Gebirgszonen mit den beobachteten Diskordanzen zu kombinieren und auf diese Weise das Wachstum eines kompliziert gebauten Gebirges auf das Vorhandensein von Bestandteilen verschiedenen Alters und verschiedener Vorgeschichte zurückzuführen. Mit besonderer Klarheit läßt sich nach UHLIG in den Karpathen wiederholte und unterbrochene Gebirgsfaltung nachweisen; die Faltung wandert von innen nach außen und fügt in jeder folgenden Periode dem alten Kerne eine neue Gebirgszone an.

Die tektonische Entwicklung des Alpengebirges zeigt eine ähnliche Gesetzmäßigkeit, die jedoch von zahlreichen Ausnahmen begleitet wird.

In den Karnischen Alpen ist eine energische Gebirgsfaltung in der Mitte der Steinkohlenzeit sicher, in den südöstlichen Kalkalpen wahrscheinlich.

Fig. 1. Querschnitt durch den Pelvoux und die Briançonnais-Zone nach TERMIER.



Schematische Darstellung der im Obermiocän (2, 3) und Pliocän (4) erfolgten Bildung der zentralalpinen Fächerstruktur (VII im Text S. 326 u. KILIAN).

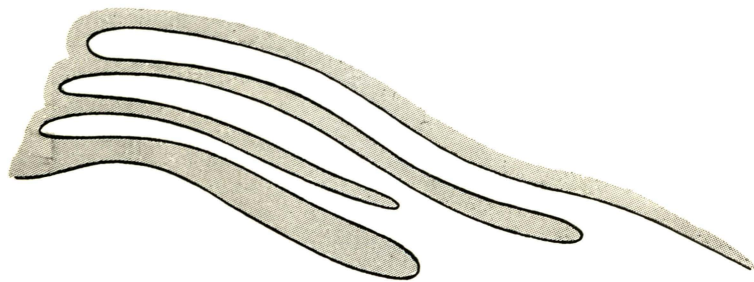


Fig. 2. Bildung der liegenden, gegen West überschobenen Falten, welche in den Außenketten das Mittelmiozän bedecken.

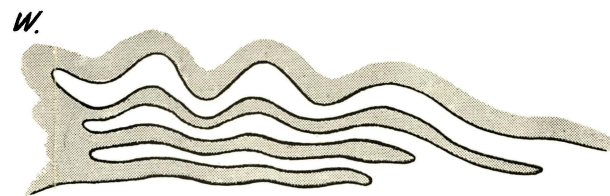


Fig. 3. Die liegenden Falten werden in sich zusammengeschoben.

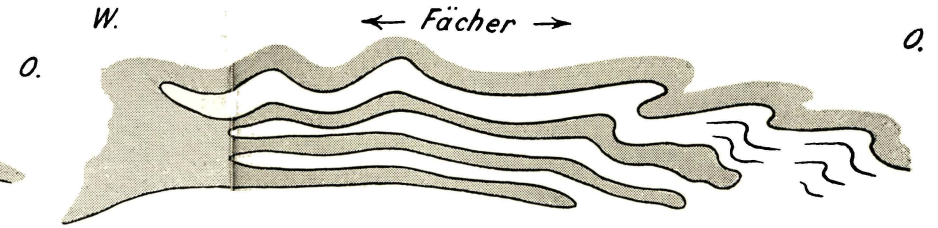


Fig. 4. Die nach Ost gerichtete Rückfaltung wird in der Pliocänzeit bedingt durch die Senkung der oberen Po-Ebene auf der Innenseite des Alpenbogens.

Daß die Einpressung der Granite der Zentralalpen in die Schieferhülle (Kalkglimmerschiefer, Tonglimmerschiefer) mit dieser südlichen Gebirgsbildung zusammenhängt, ist möglich, aber nicht nachweisbar. Versteinerungsführende Meeresschichten der älteren palaeozoischen Perioden (Silur-Unterkarbon) sind nur an den äußeren Grenzen der Zentralalpen (Karnische Hauptkette, nördliche Schieferalpen, Erzberg in Steiermark) bekannt, die Schieferhülle (Kalk- und Tonglimmerschiefer, z. B. am Brenner und Glockner) ist vorpalaeozoischen Alters.

I.

Die Gebirgsgegeschichte der Ostalpen.

Von den untersilurischen Mauthener Schichten bis zum Unterkarbon haben wir in den Südalpen sicher eine zusammenhängende Meeresbedeckung anzunehmen, die wahrscheinlich bis zum Norden der Alpenkette reichte, von wo sichere Nachrichten nur für das Obersilur, Unterdevon und Unterkarbon vorliegen.¹⁾

Das Mittelkarbon war eine Zeit gewaltiger Gebirgsfaltung in den Ostalpen wie in ausgedehnten Teilen Europas. Die Transgression der oberkarbonischen Auernigsschichten — ein Wechsel von Land- und Meeresbildungen mit allmählichem Übergewicht der letzteren — reicht nur bis in die Karnische Kette. Es erscheint somit ganz undenkbar, daß auf diese südlich normale Küstenbildung noch einmal weiter nördlich ganz unvermittelt offenes Meer des Oberkarbon¹⁾ folgen sollte. Sicher ist dann ferner eine Bruchperiode im Südosten zur Zeit der Palaeodyas.

Eine nordalpine Dyas-Transgression läßt sich ebenso wenig sicher erweisen wie der Zusammenhang der „oberkarbonischen“

¹⁾ Die Zurechnung der karbonischen Ablagerungen des Veitschtales zur oberen Abteilung ist palaeontologisch völlig unbegründet und würde in palaeogeographischer Hinsicht zu ungewöhnlichen Konstruktionen führen. Vom Sudetengebiet bis auf die Südseite der heutigen Alpen bestand während des oberen Karbon teils Gebirgs- teils Festland. Auch die aus Teilen der Karpathen und aus dem Krakauischen herrührenden Angaben über das Vorkommen von *Spirifer mosquensis* etc. beziehen sich entweder auf unterkarbonische (Dobschau in Ungarn) oder auf oberdevonische Fossilien (*Spirifer mosquensis* ist tatsächlich = *Sp. Murchisonianus*.) Zum mindesten müßte im Bakony im Liegenden der Grödnert Schichten marines Oberkarbon vorhanden sein, das jedoch vollkommen fehlt. Weiterhin fällt die nordalpine Transgression eines jungen Dyasmeeres fort, da die von einigen Autoren hierher gerechneten Röthi-Dolomite und Schwazer Kalke jüngeren Alters sind. Für Röthi-Dolomit siehe Lethaea mesozoica Trias; auch der erzführende Schwazer Kalk ist nicht nur teilweise, sondern nahezu gänzlich die Fortsetzung der nördlich des Inn liegenden Wettersteinkalke. Jedenfalls ist bisher in den Nordalpen niemals auch nur die Andeutung eines marinen Dyasfossils gefunden worden.

Schiefer des Veitschtales mit einem gleichalten Meere. Der Zechstein Deutschlands ist eine nordische, von Spitzbergen oder von Nordrußland ausgehende Transgression, deren südliche Grenze dem Nordrande der Sudeten, Thüringen und dem Odenwalde entspricht. In Frankreich, in West- und Südwesteuropa sind marine Aequivalente des Zechsteins weder nachgewiesen noch wahrscheinlich.

Durch Eliminierung der durch keinerlei stratigraphische oder palaeontologische Gründe gestützten „jungpalaeozoischen Transgressionen“ der Nordalpen gewinnt die geologische Überlieferung an Übersichtlichkeit und geographischem Zusammenhang. Andererseits ist für die ganzen südöstlichen Alpen ein Vordringen, eine Transgression des Grödener Sandsteins sicher nachgewiesen. Doch handelt es sich hier um Binnengewässer, da marine Versteinerungen gänzlich fehlen und die ältesten Pflanzen in Südtirol auf mittleres Rotliegendes hindeuten. Da die marinen Schichten Kärntens aus dem Oberkarbon noch in die Unterdyas (Trogkofelkalke) hineinreichen und diskordant von Grödener Schichten bedeckt werden, ist das Ausmaß der Schichtenunterbrechung hier jedenfalls unbedeutend.

Die Triasperiode begann nach der kurzen positiven Episode des dem oberen Zechstein und dem oberen Produktuskalke Indiens entsprechenden Bellerophonkalkes im Süden mit einem Ansteigen des Meeres im Bereiche der jetzt von den Alpen eingenommenen Gebiete.¹⁾ Nur der westliche Teil der heutigen ostalpinen Zentralzone und ein schmaler der Karnischen Hauptkette entsprechender Streifen ragten während der Zeit der Mitteltrias (Muschelkalk, Ladinische, sowie Karnische Stufe) als Inselgebirge über das Meer empor. In den Radstädter Tauern und im Unterengadin ist die Trias-Serie vollkommen; im Oberpinzgau, am Brenner und weiter östlich ist ein Übergreifen der oberen Trias (des Hauptdolomites) über die Inselgebirge sicher nachgewiesen.

Auch die bekannte Lückenhaftigkeit des ostalpinen Jura kann nicht — wie es vereinzelt geschah — mit allgemeinen Meereschwankungen in Zusammenhang gebracht werden. Vielmehr haben wir es mit wechselnden Strömungsverhältnissen zu tun, welche vielfach die Anhäufung von Sediment hinderten. Diese wechselnden Strömungen erklären — zusammen mit gelegentlichen Schwankungen des Meeresgrundes — auch wohl ein gelegentlich beobachtetes Korrosionsrelief, ohne daß man das Meerniveau in permanente Auf- und Abwärtsbewegungen zu setzen brauchte. Auch die Meere der unteren Kreide folgen, ohne daß eine Trockenlegung mit atmosphärischer Denudation nachweisbar wäre.

¹⁾ vergl. DIENER, Bau und Bild der Ostalpen S. 599.

Hingegen ist die Mitte der Kreidezeit durch bedeutende gebirgsbildende, hebende Vorgänge vor allem in den nordöstlichen Kalkalpen und der Zentralzone, wahrscheinlich auch im Gailthaler Gebirge, in der Karnischen Hauptkette und den südlichen Kalkalpen gekennzeichnet.

Die obere Kreide bezeichnet im Norden, wahrscheinlich aber auch im Süden der Ostalpen eine ausgesprochene, bis in die Karpathen und weiter fortsetzende Transgression des Meeres.

Bekannt ist besonders das transgressive Auftreten der vielfach konglomeratischen Gosaukreide, welche alte Buchten der nordöstlichen Triaskalke ausfüllt und nicht selten unmittelbar den Werfener Schichten auflagert. Das Fehlen des Gault und die geringe Verbreitung des Cenoman in den nördlichen Kalkalpen entspricht ebenfalls dieser Erscheinung.

Aus den südlichen Kalkalpen sind nur vereinzelte Andeutungen kretazischer Gebirgsbildung bekannt.¹⁾

An der Grenze von meso- und känozoischer Zeit²⁾ zieht sich das Meer aus dem Bereich der nordöstlichen Kalkalpen und Zentralalpen zurück, im Süden tritt die „Adriatis“ (das adriatische Festland) als solches hervor. Nur im Bereich der nördlichen Flyschzone und in den gefalteten Regionen der Etschbucht hält die Meeresbedeckung an, während sich gleichzeitig im Vicentinischen ein lange tätiger Herd vulkanischer Ausbrüche³⁾ bildet.

Eine neue Transgression des mittleren bis oberen Eocän macht sich im Norden stellenweise geltend, wo bei Reit im Winkel, Radstadt und am Nordabhang des Wechsels in Nieder-Österreich das alttertiäre Meer tief z. T. bis an den Rand der Zentralalpen eingriff.

Im Südosten, in den Karawanken sind etwas später Schollensenkungen zu beobachten, in die, wiederum etwas später, eine oligocäne Transgression eingreift (TELLER).

In der Mitte (oder nach DIENER am Schluß) des Oligocän haben die Venetianische Faltungszone und die nördliche Flyschzone eine erste Hebung erfahren. Jedenfalls deutet die weite Verbreitung der oberoligocänen (aquitaniischen) Braunkohlen auf vorangegangene positive Bewegungen hin. In das Miocän (oder

¹⁾ So erwähnt E. PHILIPPI, Umgegend von Lecco und Resegone-Massiv in der Lombardei (diese Zeitschr. 1896 S. 318—367) Lias-kalktrümmer in den Schichten der unteren Kreide, sodaß die Faltung schon in präkretazischer Zeit begonnen hätte; auch triadische Schollen treten in der Scaglia auf; die Grigna sei vielleicht schon im Beginn des Tertiärs ihres Mantels jüngerer mesozoischer Sedimente entkleidet gewesen.

²⁾ Vergl. DIENER, Bau und Bild der Ostalpen. S. 206 u. 210.

nach DIENER an die Wende von Oligocän und Miocän) fällt die hauptsächlichliche Faltung der Ostalpen.¹⁾ Im Westen dauert die Faltung bis in jungmiocäne und pliocäne Zeit fort und erreicht erst in obermiocäner Zeit ihren Höhepunkt.²⁾ Durch jede neue Faltung oder durch das Fortdauern älterer gebirgsbildender Vorgänge werden neue Zonen den vorhandenen Gebirgskernen angegliedert — so deutet die Angliederung der Flyschzone an die zur mittelkretazischen Zeit gefalteten Kalkalpen auf mittel- oder jungtertiäre Bewegungen hin.

Die Abnahme der Faltung von West nach Ost läßt sich in der Voralpenzone der Kalkalpen und in den Zentralalpen mit gleicher Deutlichkeit verfolgen und findet ihren weiteren Ausdruck in der kürzeren Dauer der ostalpinen Faltung. Während die gefaltete jungtertiäre Molasse in der Schweiz noch eine deutliche Bergzone bildet, ist sie in Bayern wohl noch von Störungen betroffen, aber nur als Vorland, nicht mehr als orographisch deutliche Zone zu bezeichnen. Für die Kalkalpen liegt die Grenze der Falten und der gebrochenen Plateau-Schollen in der Ache von St. Johann, und in der Zentralzone nimmt das Hervortreten der Brüche von W nach O stetig zu: Am Brenner nord- und südwärts gerichtete Überschiebung und untergeordnete Brüche; im Oberpinzgau ein sehr deutlicher Grabenbruch, in den Radstädter Tauern Längs- und Querbrüche, die den innern Bau und das äußere Bild des Gebirges beherrschen.

Auch im Süden ist die Faltung der Kalkalpen auf den Westen der Etschbucht beschränkt.

Der Grund der Abnahme der jüngeren Faltungen von W nach O ist die größere Intensität der älteren Faltungen (der kretazischen im N und der palaeozoischen im S) der östlichen Alpen. Geht man von der in vielen wesentlichen Zügen richtigen älteren Stuessschen Anschauung des Ausstrahlens der Alpen in die ungarische Ebene aus, so kann man sagen, daß hier z. T. die Faltung gänzlich aufhört: Die Schichtenentwicklung des Bakonyer Waldes ist alpin und zwar ganz vorwiegend echt süd-alpin: denn der Alpengeologe findet von den praekambrischen Quarzphylliten, den Grödener Sandsteinen und Werfener Schichten durch die ganze Trias-Serie bis zum Jura (Adneth, S. Vigilio) hinauf nur alte alpine Bekannte wieder. Doch zeigt die Tektonik kaum noch Andeutungen alpinen Gebirgsbaus sondern vielmehr

¹⁾ In einer für weite Kreise bestimmten, eben veröffentlichten Zusammenstellung ist diese Unterscheidung von mir nicht durchgeführt. Zeitschr. d. Deutsch.-Österreich. Alp.-Vereins 1908 S. 8.

²⁾ Auch im Südosten, in Krain, haben die letzten gebirgsbildenden Bewegungen auch die sarmatischen Schichten betroffen (TELLER).

die bezeichnenden, von Brüchen durchsetzten Hochflächen, welche für die Tafelländer der mitteldeutschen kontinentalen Trias so bezeichnend sind. Die alte starre Masse, die nach L. v. Lóczy den Untergrund der ungarischen Ebene bildet, hat in den aufgelaagerten mesozoischen Sedimenten des Bakonyer Waldes jede intensivere Faltung verhindert.

Nur die Südzone der Ostalpen ist seit der Faltung der palaeozoischen Ära ein Gebiet der Lockerung und Zerreißung (v. RICHTHOFFEN) sowie der Schauplatz eruptiver und z. T. auch intrusiver vulkanischer Tätigkeit gewesen. Das Zentrum der Ausbrüche hat sich dabei ebenso wie die Faltung kontinuierlich von innen nach außen verlegt.

Auf die uralten (praeakambrischen oder altpalaeozoischen) Gangbildungen des Ortler- und Klausener Gebietes folgen räumlich und zeitlich die ausgedehnten Porphyrausbrüche von Bozen (ältere Dyas), dann die mitteltriadischen Melaphyrdecken und Tuffe des Südtiroler Dolomitengebietes, die allerdings z. T. noch mit dem Bozener Porphyr räumlich zusammenfallen.

Daran schließen sich nach außen die an der unteren Grenze des Tertiärs beginnenden Ausbrüche des Vicentinischen, die miocänen Andesite in Krain (Weitensteiner Gebirge) und endlich die jungtertiären, in die Poebene hinausreichenden Euganeen und Monti Berici.

II.

Geologisch-tektonische Entwicklung der Westalpen.

Die geologisch-tektonische Entwicklung der Westalpen zeigt einen so abweichenden Charakter, daß schon hieraus auf die grundsätzliche Verschiedenheit der beiden Hauptgruppen des Alpengebirges zu schließen wäre: Dieser historisch-genetische Standpunkt erklärt die Selbständigkeit der westlichen Kalkalpen mit dem Jura-Gebirge, der Nordschweizer Klippenzone und den jurassisch-kretazischen Hochalpen, welche mit den nordtiroler und Salzburger Trias-Kalkalpen eigentlich nur den Namen gemein haben.

Die Verschiedenheit der Entwicklung erklärt ferner den gänzlich abweichenden Bau der östlichen und westlichen Zentralalpen. Wie die nördliche Kalkzone, so lassen auch die östlichen Zentralalpen gegenüber dem Westen eine gewisse Einheitlichkeit wenigstens der Hauptehebungen erkennen, während der Westen durchgehend eine Art Dreigliederung, d. h. eine inneralpine Sedimentzone, eine äußere und eine innere Zone der Zentralmassive erkennen läßt.

Die Zurückführung dieser Dreiteilung auf verschiedene

Phasen der Gebirgsfaltung ist in erster Linie das Verdienst von W. KILIAN; ihm verdanke ich auch die folgende, übersichtliche, schöne Zusammenstellung, welche die Verschiedenheit der Ost- und Westalpen klar hervortreten läßt.¹⁾

I. Altpalaeozoische (vorsudetische) Zeit der Westalpen. Der allgemeine Metamorphismus und die intensive Durchsetzung mit Aplit-Gängen haben die Sedimente so stark verändert, daß über das Vorhandensein und die Dauer der Meeresbedeckung in den Westalpen kaum ein Urteil zu fällen ist. Doch wurden Konglomerate in den kristallinen Schiefern, besonders in den Glimmerschiefern verschiedener Massive von GOLLIEZ in den Dents de Morcles und später von TERMIER im Dauphiné nachgewiesen. Ob diese Konglomerate kambrisches oder praekambrisches Alter besitzen, steht dahin.

II. Eine starke mittelkarbonische, der oberen sudetischen Stufe angehörige Faltung hat die älteren Sedimente betroffen. Verschiedentlich (Tarentaise, Briançon) sind obere Saarbrücker (Westphalien) und Ottweiler (Stéphanien) Pflanzen und kohlenführende, nicht marine Schichten beobachtet worden.

Schon diese ältere Faltung fällt zeitlich mit der ostalpinen nicht zusammen. In den zentralen Ostalpen gehören die nicht marinen kohlenführenden Schichten zur unteren Saarbrücker bis Ottweiler Stufe, in den Südalpen umschließen die Fusulinenkalken im Hangenden der gefalteten, bis zum Unterkarbon reichenden Schichtenfolge ausschließlich Ottweiler Pflanzen. Größer wird die Divergenz zwischen Ost- und Westalpen am Schlusse des Palaeozoikums.

III. Eine dyadische (praetriadische), der ostalpinen vergleichbare Faltung ist nur im Westen der Westalpen, d. h. westlich der Linie Lautaret—St. Jean — de Maurienne—Val Ferret von LORY und KILIAN nachgewiesen worden. Hier liegt zwischen Oberkarbon (Stéphanien) und Untertrias eine Diskordanz. Östlich dieser Linie herrscht im Briançonnais konkordante Schichtenfolge zwischen Oberkarbon, Dyas (Grödenen Schichten = Verrucano) und Untertrias. Oberkarbon und Dyas sind limnisch, die Untertrias ist nur z. T. marin entwickelt.

IV. Die Zeit des Mesozoikum entspricht einer im wesentlichen ununterbrochenen Meeresbedeckung, deren verschiedene Oscillationen genau bekannt sind:

1. Die Trias entspricht nur in der inneralpinen Sedimentzone (sowie den südlich unmittelbar anschließenden Apuanischen Alpen) der zusammenhängenden Meeresbedeckung eines tieferen

¹⁾ Comptes Rendus 1903 137. S. 621.

Ozeans; in den Zonen der Zentralmassive, besonders in den äußeren Massiven (Mont Blanc, Pelvoux) fehlt die Mitteltrias, während die Obertrias (exkl. Rhaet) limnischen d. h. Kenper-Charakter trägt.

2. Die Rhaetische Transgression bedeckt (mit Ausschluß einiger kleineren Inseln im Westen) die gesamten Westalpen (während im Osten entweder kontinuierlich Meeresbedeckung herrscht, oder -- in der Zentralzone — die Transgression des Hauptdolomites entscheidende Bedeutung beansprucht).

3. Die Entwicklung der Geosynklinen der älteren und mittleren Juraperioden verhält sich nach HAUG beinahe umgekehrt wie zur Zeit der Trias: Im Briançonnais begegnen wir einer seichteren Zone mit Konglomeratbildungen sowie neritischen Sedimenten (Austernfazies etc.), im Westen enthält die äußere Zone der Zentralmassive (Dauphiné) mächtige bathyale Ablagerungen, und ebenso umschließt im Osten die Zone der inneren Zentralmassive (Piemont) die mächtige Folge der „Schistes lustrés“.

4. Malm-Ablagerungen sind überall verbreitet und umschließen im NW, N, SW und SO randliche Riffpartien, sonst Bildungen des tieferen Meeres.

5. Auch die untere und mittlere Kreide entspricht einer allgemeinen (?) Meeresbedeckung; nur im Süden deutet das Maurisch-byerische Massiv auf eine alte Küste hin.

6a. Eine lokale Faltung entspricht der Mitte der Oberkreide (so in der Gegend des Dévoluy etc.); auch diese Faltung fällt zeitlich ebensowenig wie die mittelkarbonische mit der Faltung in den nördlichen Alpen zusammen.

6b. Zur Zeit der obersten Kreide wurden die Westalpen z. T. überflutet; im NW (Vercors) sind Küstenverschiebungen nachweisbar; über die unteren und oberen Kreidemeere der inneren Ketten fehlen genauere Anhaltspunkte.

V. Eocän.

1. Das untere Eocän entspricht, wie in ausgedehnten Teilen der Nordhemisphäre, einer Trockenlegung.

2. Das mitteleocäne Meer (mit *Nummulites perforatus*) greift in Form eines schmalen Meeresarmes (Nizza-Embrun) von neuem ein.

3. Vornummulitische und voraquitische (E. HAUG) Faltungen in Form von einfachen Aufwölbungen (domes, brachy-anticlinaux; *parma* E. SUSS) sind durch Untersuchung der liegenden Schichten, über welche obereocäne Nummulitenkalke transgredieren, festgestellt worden (P. LORY im Dévoluy, ZÜRCHER bei Castellane).

V. 4. Das obereocäne und unteroligocäne¹⁾ Meer nimmt im Gegensatz zum Osten die gesamten inneren Alpen, d. h. die inneren Zentralmassive (Piemont) und die Zone des Briançonnais ein. Die äußeren Ketten von der Zone der äußeren Zentralmassive an (Pelvoux, Belledonne etc. im Dauphiné) sind trocken gelegt; hier herrscht überall kontinentales Eocän und limnisches Oligocän.

Mächtige Konglomerate und Breccien im Flysch deuten auf Küsten und Untiefen hin.

VI. 1. Die Mitte des Oligocän entspricht einer allgemeinen Trockenlegung der Westalpen.

Eine Rückkehr des untermiocänen Meeres betrifft nur den äußersten Westen der Alpen, d. h. die Voralpen und die Rhonebucht; der größte Teil des Alpengebirges verbleibt über dem Meeresniveau.

VII. Die obermiocäne Hauptfaltung des Westens.

VII. 1. Zunächst erfolgt die Bildung einer Reihe von liegenden, gegen W überschobenen Falten, welche einen gewaltigen Komplex (Fig. 2) übereinandergeschobener, z. T. ausgewalzter Falten (*nappes*, *écailles* = Schuppen) darstellen²⁾.

Diese großen Falten begreifen den eocänen Flysch und liegen in den äußeren Ketten über dem Mittelmiocän; sie sind also schon obermiocänen Alters, und die folgenden Phasen (VII 2 und 3) sind noch jünger. Die Rückfaltung des Ostabhanges der Westalpen (VII 3) ist also vielleicht schon pliocän.

Andererseits weisen in den jungmiocänen Konglomeraten der Bas-Dauphiné und der Basses-Alpes verschiedenartige Alpengerölle (Triasquarzite, Variolit etc.) darauf hin, daß bereits vorher, also während der Miocänzeit, Faltungen und Aufbrüche stattgefunden haben.

VII. 2. Der übereinanderliegende Faltenkomplex (A = die „*nappes*“ = Schubmassen) werden in sich zusammengeschoben und gefaltet (Gebirge zwischen Briançon und Vallouise, Guillestre.) (Fig. 3.)

VII. 3. Eine Rückfaltung („*plissement en retour*“) wird bedingt durch die Senkung des Piemont (zur Pliocänzeit) und kennzeichnet die Innenseite des Alpenbogens. Diese gewissermaßen ins Leere gerichtete Faltung bildet nachträglich die nach der italienischen Seite hin überschobenen Falten.³⁾ (Fig. 4.)

¹⁾ Priabonasschichten.

²⁾ „Formation à plis imbriqués et couchés vers l'extérieur de la chaîne, s'escaladant les unes sur les autres, suivant l'expression si suggestive de M. LUGEON.“ KILIAN, Comptes rendus 5. Okt. 1903 S. 3.

³⁾ Insbesondere die vierte Schuppe und die gefalteten Lias-Schiefer des Mont-Jovet.

Hierdurch entsteht die bezeichnende unsymmetrische Fächerstruktur der französischen Zentralalpen. Der Alpenfächer der inneralpinen Sedimentzone ist also durch zwei aufeinanderfolgende Faltungsphasen gebildet und stellt keinen grundsätzlichen Widerspruch gegen die vorwiegend nach außen gerichtete Faltung dar.¹⁾

VIII. Schwache jungpliocäne Faltungen sind nur in den randlichen Gebieten der Rhônebucht nachweisbar und setzen sich durch die Quartärperiode bis in die Gegenwart in Form der Erdbeben fort. Die Bildung alpiner fluvioglacialer Bildungen beginnt ebenfalls im obersten Pliocän.

Als Erläuterung zu den vorstehenden historisch-tektonischen Betrachtungen soll die nachfolgende Aufzählung der verschiedenen Teile des Alpengebirges gewissermaßen nur die Disposition einer geographisch-geologischen Übersicht geben, die an anderer Stelle in ausführlicherer Darstellung mit Karten und Profilen erscheint.

Geologische Gliederung des Alpengebirges.

Die soeben kurz dargestellte verschiedenartige Vorgeschichte gestattet, zunächst zwei bezw. drei Haupt-Teile der Alpen zu unterscheiden:

A. Die Westalpen mit allgemeiner mittelkarbonischer Faltung, mit einer dyadischen, auf den Westen beschränkten Aufrichtungsphase und einer tertiären Hauptfaltung, die in das jüngere Miocän fällt.

B. Die Ostalpen, deren Hauptfaltung dem zweiten Teile des Oligocän angehört; außerdem ist eine altmiocäne,²⁾ aber keine jung- oder postmiocäne Aufrichtung nachgewiesen. Im Osten zeigen:

B 1. Die nordöstlichen Alpen (Zentral-Alpen z. T.) und nördlichen Kalkalpen eine mittelkretazeische Faltung.

Die nordöstlichen Alpen setzen mit ihrer Flyschzone in die Karpathen fort.

B 2. Die südöstlichen Alpen (Dinariden), welche mit wenig veränderten Merkmalen nach Bosnien, Albanien, Epirus bis in den Peloponnes fortsetzen, sind durch eine sehr heftige mittelkarbonische Faltung gekennzeichnet.

¹⁾ Die eingehendste Auseinandersetzung über die Auffassung **TERMIERS** gibt **W. KILIAN** in *Phénomènes de charriage dans les Alpes delphinoprovençales*. Comptes rendus IX. Congrès international Wien. 1903. S. 473.

²⁾ Bezw. nach **C. DIENER** an der Grenze von Oligocän und Miocän erfolgend; nur im äußersten Südosten (in Krain) sind noch jüngere, postmiocäne Faltungen bekannt.

Die französischen Zentralalpen¹⁾ südlich der Linie Albertville—Annecy teilen KILIAN und RÉVIL²⁾ in ihrem soeben erschienenen großen Werke in übersichtlicher Weise in drei Hauptzonen, sowie in eine große Anzahl von Subzonen, Synklinen und Faltenbündel ein:

Der Zone des „Mont Blanc“ angelagert sind die subalpinen Kalkalpen (I) mit ihren autochthonen Falten. Die Zentralalpen umfassen:

II Die delphino-savoische Zone od. Zone des Mont Blanc	1 Subzone oder Faltenbündel von Belledonne	Einfache oder komplizierte Falten der Belledonne - Kette und ihrer NNO-Fortsetzung (la Lauzière) mit Spuren von mittelkarbonischen („hercynischen“) Falten.
	2 Subzone oder Faltenbündel Mont Blanc-Grandes Rousses Mont Pelvoux	Synklinal (A) der Combe d'Olle (od. des Col de la Madelaine) Antiklinal (a) des Croix de fer-passes Synklinal (B) von St. Jean d'Arve Antiklinal Faltenbündel (b) des Mont-Charvin Synklinal (C) des Col Lombard. Antiklinal Zone (c) von la Saussaz
	1 Unterzone der Aiguilles d'Arve oder Flyschzone d. Embrunais	Synklinales Faltenbündel (D) Aiguilles d'Arves — Cheval Noir — Quermoz
	2 Unterzone des Galibier	Antiklinal Faltenbündel (d) Grande-Moënda — Pic Blanc du Galibier Synklinal (E) Cime Noire, Roche Olvera Antiklinal Faltenbündel (e) des Galibier und der Ponsonnière
III Zone des Briançonnais ²⁾ (Inneralpine Sedimentzone)	3 (axiale) Unterzone der Kohlenformation	Synklinal (F) von la Sétaz Karbonische Antiklinal (f) Synklinal der Grand Aréa etc.
	4 Unterzone des Chaberton u. der Vanoise	Synklinal (G) des Mt. Thabor Antiklinal (g) von Vallée Étroite Faltenbündel (H) Vanoise — Rois-Mages-Chaberton

¹⁾ Die französischen Alpen stellen ebenso die typische Entwicklung der Westalpen dar, wie die Tiroler, Salzburger und Kärntner Gebirge die des Ostens; auf die schwierigen Übergangsgebiete der Ostschweiz kann in dieser, nur die typischen Formen berücksichtigenden Skizze nicht eingegangen werden. Zudem veröffentlicht soeben (Sept. 1905) G. STEINMANN eine Übersicht des Standes unserer Kenntnisse in „Die SCHARDTSCHE Überfaltungstheorie“ etc. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. 16. S. 18.

²⁾ Études géologiques dans les Alpes occidentales. I. Description orographique et géologique de quelques parties de la Tarentaise, de

- IV Zone von Piémont (Zone des Monte Rosa Ch. LORYS) | Zahlreiche nach Osten (nach Italien) hinüberge-
neigte Falten mit Antiklinalkernen von Triaskalken
und Pseudo-Gneis; Glanzschiefer mit Linsen
von Pietre verdi.

Vergleich der Französischen und der Schweizer Alpen.

Gegenüber der Anschauung, welche für den Westen ein gewaltiges Wandern aller Faltungselemente von der Po-Ebene bis an den Außenrand der Alpen zu beweisen sucht¹⁾, hebt W. KILIAN — ohne die Bedeutung der Überschiebungen an sich zu unterschätzen — hervor, daß doch ausgedehnte Teile der französischen Alpen *in situ* „autochthon“ gefaltet seien. Zu ähnlichen Anschauungen neigt die große Mehrzahl der ostalpinen Geologen hin. Es sei daher gestattet, die klare und anschauliche Darstellung, welche W. KILIAN²⁾ über den Zusammenhang von schweizer und französischen Alpen vor kurzem veröffentlicht hat, hier abgekürzt wiederzugeben.

I. Die sog. autochthonen, nicht horizontal bewegten Falten LUGEONS nehmen in Frankreich einen großen Teil der äußeren alpinen Ketten ein und umfassen die Mehrzahl der subalpinen Ketten von Savoyen und dem Dauphiné (Chartreuse, Vercors); die Faltenverwerfungen (pli-failles) sowie die „zögernden“ Falten³⁾, die bald nach West, bald nach Ost (Vercors) übergelegt sind, haben ihre Wurzel an Ort und Stelle. Denn einerseits verbindet die Fazies der Sedimente diese Ketten mit den angrenzenden außeralpinen Gebieten, andererseits führt die detritogene Beschaffenheit der tertiären Ablagerungen zu dem gleichen Schlusse. Diese subalpine Zone, welcher große Überschiebungen fehlen, reicht vom Diois, den Baronnien und Moustier-St.-Marie bis in den NW von Grasse und Nizza; hier nimmt sie in den sogenannten „Vor-Seetalpen“ (Préalpes maritimes) eine durch die Häufigkeit der südwärts überschobenen Faltenverwerfungen gekennzeichnete Struktur an.

II 1). Die kristallinen Massive der Aiguilles - Rouges, Belledonne und la Mure, deren Verschwinden im Süden von la Mure einer Verschiebungslinie entspricht, gliedern sich den autochthonen, an Ort und Stelle verbliebenen Kalkalpen an.

la Maurienne et du Briançonnais septentrional. Mém. pour servir à la carte géol. détaillée de la France. Paris 1904—1905. S. 340.

¹⁾ Vergl. ARNOLD HEIM, Diese Berichte 1905 S.

²⁾ Comptes rendus hebdomadaires 18. Sept. 1903.

³⁾ Plis hésitants TERMIERS.

⁴⁾ Die in Klammern beigelegten Bezeichnungen entsprechen ungefähr den besonders von C. DIENER (Westalpen) und E. HAUG befürworteten Namengebungen. Bull. soc. géol. France (3) 24. 1896. S. 535 ff.

Die Überfaltungen mit äußeren Wurzeln („nappes à racines externes LUGEON“) setzen nach Frankreich in nach stehender Anordnung fort:

- a (II2). Ein erstes Faltenbündel (faisceau) der Diablerets, Morcles etc. hat seine Fortsetzung im südlichsten Teile des Mont Blanc und im Mt. Joly (BERTRAND, RITTER, LUGEON); diese Falten sind im Norden von Albertville über die Zone von Belledonne fortgeschoben (charriés). Ihre südliche Fortsetzung begreift die isokline Zone von Petit-Coeur mit den Zentralmassiven von Rocheray, den Grandes Rousses und dem Mont Pelvoux; (diese Gebiete scheinen vielfach nur die Wurzeln der westwärts überschobenen und denudierten Falten darzustellen.)

III1. Ein zweites Faltenbündel, welches die Glarner Schubmassen („nappes glaronaises LUGEON) umfaßt, hat seine Wurzeln im Val Ferret, im SO des Mont Blanc und setzt nach Frankreich in dem isoklinen Faltenbündel Chapicux - Cormet d'Arèches-Moùtiers fort; der weiteren Fortsetzung gehört zweifellos die Zone der Aiguilles d'Arve (III1) oder die innere Flyschzone (Eocän) an.

III2. Ein drittes Faltenbündel (Préalpes internes LUGEON) streicht in der Gegend des kleinen St. Bernhard nach Frankreich hinüber und umfaßt die Westflanke des Karbonfächers des Briançonnais, ferner die isoklinen Schuppen des Westabhangs des Mt. Jovet, Salins Moutiers, Encombres und vom Grand-Galibier; im Süden der Guisane gehören hierher und zu III3 die übereinander getürmten Schubmassen (nappes empilés) TERMIERS und die von KILIAN studierte, übereinstimmend gebaute Gegend von Guillestre und Escreins.

Zu diesem oder zu dem vorangehenden Faltenbündel (III1) gehören nach KILIAN die Deckschollen (lambeaux de recouvrement) von Sulens und les Annes in Hoch-Savoyen, welche LUGEON zu den mehr nach innen gelegenen Falten rechnet.

III4. Die Überfaltungen mit inneren Wurzeln (nappes à racines internes LUGEON) sind von den äußern Wurzeln durch ein System großer liegenden Falten getrennt, welche besonders den Simplon und seine — allerdings recht heterogenen — „schistes lustrés“ betroffen haben. Die Fortsetzung dieser Falten würde in Frankreich im Osten der Karbonzone des Briançonnais verlaufen, d. h. dort wo infolge der jüngeren Rückfaltung (s. o.) die Schichten nach Osten übergebogen sind. Nach KILIAN gehören hierher die gefalteten Schiefer des Gipfels des Mont

Jovet sowie die vierte Schuppe, welche TERMIER aus dem Briançonnais beschrieben hat; beide haben ihren Ursprung am Westrand der Zone der „Schistes lustrés“.

IV. Schubmassen mit inneren Wurzeln, welche nach LUGEON aus dem Süden, Südosten und Osten der Glanzschiefer-Zone stammen, waren nach KILIAN niemals in Frankreich vorhanden; denn alle bisher als solche beschriebenen Schubmassen (Sulens, Annes, Ubaye, Embrunais, Briançonnais) gehören den Faltenbündeln mit äußeren Wurzeln an.

Mit LUGEON nimmt KILIAN somit an, daß in den französischen Alpen nur zerstreute Reste der früher vorhandenen liegenden Falten (plis couchés KILIAN, nappes charriés LUGEON) erhalten sind; aber diese Überfaltungen waren weder so ausgedehnt noch so kompliziert wie in der Schweiz. Daß in den Ostalpen diese Schubmassen nirgends die von TERMIER angenommene Bedeutung besitzen, ist von C. DIENER¹⁾ und mir²⁾ betont worden.

Die Ostalpen (1—5).

In der folgenden ganz kurzen Übersicht der Ostalpen-Zonen³⁾ sind diese hauptsächlichsten Unterteile der Gebirgszüge mit arabischen Ziffern bezeichnet; nur die Flyschzone (1) sowie die nördlich vorgelagerten miocänen Vorhügel bzw. das Molassenland der Schweiz streichen in den Bereich der Westalpen hinüber.

1. Die z. T. aus paläogenem Flysch, z. T. aus Kreideflysch bestehende gleichnamige Zone erfährt in ihrem Fortstreichen von der Schweiz längs des nördlichen Alpenrandes bis zur Sandsteinzone der Karpathen mannigfache Änderungen und Unterbrechungen; sehr häufig — besonders in der Gegend von Salzburg — ist eine Überschiebung der Kalkalpen auf den Flysch zu beobachten. Ein ebenso ungleichartiges Verhalten zeigen die der Flyschzone vorgelagerten, aus Oligocän und Miocän bestehenden Höhen, welche der salzführenden Zone der Karpathen entsprechen.

Die Beweise für die verschiedene Dauer der jungtertiären Faltung liefert besonders das verschiedene Verhalten dieser oligocän-miocänen Vorberge: Während in der Schweiz die Nagelfluh-Berge nahe dem Gebirgsrand noch bis 1800—2000 m ansteigen (Rigi und Speer), ist in den südbayerischen Braunkohlen-

¹⁾ Centralblatt f. Min. 1904, S. 161—181.

²⁾ Tiroler Zentralalpen S. 81—85.

³⁾ Die in vielen Beziehungen kontroverse Grenzregion der Ost- und Westalpen ist im folgenden außer Betracht geblieben, da nur die typischen Regionen erörtert werden sollten.

bergwerken bei Miesbach eine schwächere jungmiocäne Faltung nachweisbar; aber in Oberösterreich lagert das jüngere Tertiär flach und ungestört, um dann in den Karpathen wieder Faltung zu zeigen.

2. Die Kalkalpen des Nordostens in Bayern, Nordtirol und Niederösterreich bilden keineswegs die Fortsetzung der Schweizer Kalkalpen, wie das Auskeilen der westalpinen Kreidekette im Bregenzer Wald jenseits der Rheinlinie zeigt. Der Fallentypus der Nordtiroler Ketten zeigt vorwiegend nordwärts gerichtete Faltung und Überschiebung (so Mieminger-Gruppe, im Karwendel und im Sonnwendgebirge). Im Osten, jenseits der Achse von St. Johann, zeigen die Kalkalpen vom Loferer Steinberg an den Plateau- oder Schollentypus der Salzburger und Steierischen Kalkplateaus (Steinernes Meer, Tennen- und Hagengebirge, Dachstein). Endlich trennt in den niederösterreichischen Kalkalpen die zentrale Aufbruchlinie der Werfener Schichten eine südliche, wenig gefaltete Kalkzone mit dem Salzburger Plateaucharakter von einer nördlichen Voralpenzone, in der, wie in Nordtirol, nordwärts überschobene Falten und Schuppen vorherrschen.

Der Hauptgegensatz des Westens und Ostens der Triaskalkalpen läßt sich demnach kurz kennzeichnen: Im Westen zonare Anordnung der in der Längsrichtung durchstreichenden Faltungsketten, im Osten Aufeinanderfolge verschiedener Gebirgstypen in der Längsrichtung. Derselbe Gegensatz der parallelen Zonen und der aneinandergereihten verschiedenartigen Kettenglieder wiederholt sich in den östlichen Zentralalpen, welche durch die Salzburger Schieferberge von den Kalkalpen getrennt werden.

3. Die Zentralalpen des Ostens zeigen im Gegensatz zum Westen im Querschnitt einen einheitlichen Bau, zerfallen aber von West nach Ost in eine Reihe von Senken (des mit jüngeren, meist mit triadischem Sediment erfüllten Unterengadin, die Brennersenke) u. s. f. und in Massenerhebungen; in letzteren wiegt entweder Glimmerschiefer mit untergeordneten Gneiszügen vor (Oetzstal-Stubai), oder wir haben zentrale Granitmassive (z. B. Zillertal, Ankogel, Granatspitz), die von präkambrischen Phylliten umgeben sind. Die Höhenpunkte der Faltung werden in den horizontalen Überschiebungen der Senken (Unter-Engadin, Brenner) erreicht, während die Massenerhebungen z. T. einfach aufgewölbt erscheinen. Die Gabelung, welche die Zentralzone des Ostens im Lungau zeigt, darf mit der durchgehenden Parallelität in den zwei Zonen der westlichen Zentralmasse nicht verwechselt werden.

4. Die südlichen Kalkalpen des Ostens, die Dinariden

von E. SUSS, zeigen in sehr ausgedehnten Teilen Plateauarakter: Schlern - Rosengarten, Sextener Dolomiten, Östliche Karnische Hauptkette und Julische Alpen. Der Grund dieser Erscheinung ist die sehr intensive mittelkarbonische Faltung und die dadurch bedingte Verfestigung des Untergrundes der dyado-triadischen Bruchschollen. Der Untergrund tritt vor allem zu Tage in den Aufbrüchen altpalaeozoischer und älterer Gesteine: der stark gefalteten Karnischen Hauptkette, den anschließenden Karawanken und der Cima d'Asta.

Die Umgebung des südosttiroler Hochlandes und das Emporbringen der jüngeren periadriatischen Granite (Adamello, — Iffinger und Franzensfester Granit — Rieserferner — Zinsnock — Eisenkappel — Bacher) steht ebenfalls unter dem Einfluß der älteren Faltung. Noch deutlicher kennzeichnet die Umgebung des karbonischen verfestigten Gebirgsrumpfes die gewaltige, halbkreisförmige Bruch- und Dislokationszone: Judicarienbruch, Meraner Granit, Triasfalten der südlichen Tauern und dann der gewaltige Gail-(Gitsch)Bruch, die natürliche Grenze der Zentralalpen und Dinariden; nördlich des Gailbruches zeigen die Lienzer Dolomiten den nordtiroler Faltentypus und die nordtiroler Trias-Fazies, südlich beginnt eine andere tektonische und stratigraphische Entwicklung.

5. Für die östliche und südöstliche Fortsetzung der Alpen erweist sich die schon vor langem geäußerte SUSSsche Idee des Ausstrahlens der fächerförmig alpinen Kette für zahlreiche Beispiele (A, B) als zutreffend:

A. Für die Karpathen.

Die Sandsteinzone ist eine — nur äußerlich durch Erosion getrennte — Fortsetzung der alpinen Flyschzone, und die Karpathischen Kerngebirge der subtrischen Region, welche in ihrem Bau mit den Aufbrüchen der Südalpen (Cima d'Asta) übereinstimmen, sind z. T. als Fortsetzung der Ostalpinen Zentralzone anzusprechen.

B. Für die Dinarischen Ketten und das Kroatisch-Slavonische Gebirgssystem.

a) Die südalpinen Triasgesteine und die Faltungstypen des westlichen Südtirol und der lombardischen Alpen mit ihren nach außen gerichteten Überschiebungen (Monte Crocione, Resegone) setzen durch Bosnien (KATZER) und die südwestliche Balkanhalbinsel bis in den Peloponnes fort. (Nach den neuen Entdeckungen von C. RENZ.)

b) Die durch den periadriatischen Bruch von dem Triasgebirge getrennten Kreidekalke Venetiens mit den eingefalteten Eocänbändern sind ebenfalls durch

Istrien und Dalmatien zu verfolgen, besitzen aber keineswegs in Griechenland die Verbreitung, welche ihnen z. B. die Internationale Karte von Europa zuschreibt.

- c) Die Inselkerne zwischen Drau und Save sind direkte Fortsetzungen der Ostalpen „kristalline Aufbruchswellen, vergleichbar dem Massiv der Cima d'Asta. Fragmente eines Strahles des ostalpinen Fächers im Sinne der älteren Auffassung von F. v. HAUER und E. SUESS“ (C. DIENER).

C. Dagegen überdecken die ungarischen Mittelgebirge zwischen Wien und Budapest (Bakony, Vertes, Gerecses Gebirge, Pilis und Ofener Gebirge) — ähnlich wie die Südtiroler Dolomiten — ein altes, nur z. T. bei Stuhlweißenburg und im Fünfkirchener Gebirge zu Tage tretendes Massiv. Faltung fehlt so gut wie ganz, und die Dislokation der vorwiegend obertriadischen Hauptdolomite und Dachsteinkalke erfolgte durch Brüche.

Die alte ungarische Masse, welche vornehmlich im westlichen Siebenbürgen sichtbar wird und den Untergrund der großen Ebene bildet, steht also den Alpen fremdartig gegenüber; die Karpathen und Dinariden z. T. umwallen dies alte Massiv, ähnlich wie Erzgebirgs- und Sudetenfalten die noch ältere böhmische Masse umgeben.

Die vorliegende geographische — ohne Literaturangaben und eingehendere Belege¹⁾ veröffentlichte Skizze — entspricht dem auf der allgemeinen Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Tübingen gehaltenen Vortrage und soll lediglich einige Unterlagen für die chronologisch-tektonische Betrachtungsweise zusammenstellen, welche allein eine Orientierung in dem schwierigen Probleme des Gebirgsbaues ermöglicht.

Herr MARTIN SCHMIDT-Stuttgart legte zunächst einen von R. JUNG in Heidelberg nach seinen Angaben ausgeführten **Apparat** vor zum successiven **Abschleifen planparalleler Lamellen** von in Gips eingebetteten Fossilien, zum Studium von deren, durch sonstige Präparation nicht mit genügender Schärfe festzustellenden feineren Bauverhältnissen.

Derselbe besprach sodann eine Reihe bei der Kartierung der Blätter Freudenstadt und Altensteig am Schwarzwalde von ihm gemachter Funde der z. T. sehr seltenen **Ammonoiden des Wellengebirges**. An der Hand einer Profilskizze wurde gezeigt, daß die mehrfach unmittelbar der Schicht entnommenen

¹⁾ Die am anderen Ort nachgeliefert werden sollen und besonders für das Grenzgebiet von Ost- und Westalpen weiter zu ergänzen sind.