Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 17 (1922-1923)
Heft: 5

Artikel: Über Bau und Entstehung der penninischen Decken
Autor: Jenny, H.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-158106

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 11.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

flysch, mich an ähnliche Felsarten von Saluver- oder Flyschtypus aus dem Plessurgebiet erinnerten.

Zusammenfassung: Wie im Unterengadin so treten auch im Tauernfenster die bündnerischen unterostalpinen Decken in übereinstimmender, typischer Entwicklung wieder auf.

Hauptsächlich benutzte Literatur.

1. H. P. Cornelius. Die kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. Mitt. Geol. Ges. Wien 1921.
2. H. P. Cornelius. Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen in der Allgäuer- und Vorarlberger Klippenzone. Verh. d. Geol. Staatsanstalt, No. 11 und 12, Wien 1921.
3. Ed. Hartmann. Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern. 2 Tle. Jahrb. K. K. R. A. Bd. 63. 2. Heft. Wien 1913.
4. L. Kober. Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Kl. 98. Bd. 1922.
5. C. W. Kockel. Beitrag zur Kenntnis der Grenze zwischen Germanischem und Mediterranem Meeresbereich im jüngeren Mesozoikum der Ostalpen. Sitz.-Ber. naturf. Ges. Leipzig. 45.—48. Jahrg. 1918—1921. 1922, IX. S. 29—35.

R. Staub. Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. min. und petr. Mittlgn. Bd. II, H. 1—2. 1922.

Manuskript eingegangen am 10. März 1923.

Über Bau und Entstehung der penninischen Decken.

Von H. Jenny (Albisrieden).

Die penninischen Decken bauen den kristallinen Hauptteil der Westalpen auf. Ihre jüngern Sedimente tauchen weiter östlich im Engadinerfenster hervor. Im Tauernfenster ist Penninikum nochmals 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. Sechs Hauptdeckfalten liegen hier übereinander, und zwar 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

Der Kürze halber werde ich mich im folgenden zur Deckenbezeichnung der Nummern bedienen.

Unter der Antigoriodecke tritt als tiefstes sichtbares Glied des alpinen Körpers der Verampiogneis in einem kleinen Fenster im Antigoriotale zu Tage. Im Lucomagnomassiv zwischen Tessin- und Bleniotal scheinen Verampiogneis und Antigoriogneis zu einer Decke vereinigt zu sein.

Bei Savona am ligurischen Meer erscheint der südwestlichste Ausläufer penninischen Deckenlandes, ein verhältnismässig wenig mächtiges Stück der Decke IV. Durch die Decke von Savona ist dasselbe von dem Apennin getrennt. Weiter nördlich an der Maira beginnt die nächst höhere Decke V. Wiederum etwas weiter nördlich, im Norden der Dora Baltea, schaltet sich über diesen beiden Decken die höchste der penninischen Decken, die Decke VI ein. Ostalpine Elemente sind hier im alpinen Baue noch nicht vorhanden. Die penninischen Decken stossen direkt an die alpin-dinarische Grenze. Südlich von Jvrea drängt sich zwischen diese Grenze und die penninischen Decken unterostalpines Wurzelland ein, den alpinen Bau weiter verstärkend. Die oberostalpine Wurzel beginnt erst viel weiter östlich, südlich von Tirano im Veltlin, sich am alpinen Baue zu beteiligen. Von Osten gegen Westen hört ein höheres Glied nach dem andern auf. Immer tiefere Glieder stossen gegen Westen an die alpin-dinarische Grenze. Als alpin-dinarische Grenze fasse ich hier die Linie auf, welche den nördlichen Stamm des alpinen Kettengebirges, die eigentlichen Alpen trennt von den Südalpen. Der Verlauf derselben ist ungefähr folgender: Von Savona am ligurischen Meer, durch die obere Poebene, bei Biella vorbei, über den nördlichen Teil des Langensees, über den Joriopass, durch das untere Veltlin, zum Tonalepass, entlang der Tonalelinie bis Malo am Noce, entlang der Judicarienlinie über Meran nach Mauls an der Brennerstrasse, dann weiterhin ins obere Pustertal bei Sillian, durch das Gailtal, in die Karawanken. Alles was nördlich dieser Linie liegt, also auch die oberostalpinen Decken, gehört zu den Alpen. Was südlich davon ist, wurde als Fortsetzung der Dinariden aufgefasst, demnach auch als Dinariden bezeichnet. Im Westen darf man die Linie als alpin-apenninische Grenze

ansprechen. Westlich Meran bis zum Veltlin berührt ein dreieckförmiges Stück der oberostalpinen Decke die Grenze. Dasselbe wird gegen Norden abgeschlossen durch die marmorführende Zone von Monte Padrio-Pizzo Tonale-Cogolo-Rabbi-Ultental. Ich fasse demnach nicht mit R. STAUB die insubrische Zone als oberostalpine Wurzel auf. Die oberostalpine Wurzel keilt gegen Westen aus, da die oberostalpine Decke nie über den Bereich der Tessinerculmination hinausgegriffen hat. Vom Veltlin gegen West berührt auf weite Strecke die unterostalpine Wurzelzone die alpin-dinarische Grenze, dann die penninische Decke VI, dann Decke V und endlich Decke IV. Die einzelnen Grossdecken ziehen nicht durch die ganze Länge der Alpen durch, sondern lösen einander im Streichen staffelförmig ab.

Die tiefern penninischen Decken, unter der Decke IV, sind nur im Gebiet der Tessin-Tosakulmination aufgeschlossen. ARGAND lässt dieselben gegen Westen in seinen Profilen, wenig südlich vom Montblancmassiv, ausklingen. Ich bin, vielleicht von etwas andern Gedanken ausgehend als ARGAND, ebenfalls auf diese Ansicht gekommen. Das östliche Ende der untern penninischen Decken ist schwer zu bestimmen. Decke I scheint nicht über die Tessinerkulmination hinüberzureichen. Decke II, III, IV mögen vielleicht vor der Judicarienlinie ihr Ende finden.

Penninisches Kristallin taucht weiter östlich im Tauernfenster wieder auf. Es sind natürlich die höchsten penninischen Decken dieses Gebiets, welche hier aufgeschlossen sind, denn sie liegen direkt unter unterostalpinen Decken. Der Bau dieser penninischen Tauerndecken zeigt aber keine Ähnlichkeit mehr mit dem der Decken V und VI in Bünden. Er erinnert uns vielmehr an den Bau der untern penninischen Decken im Tessin und deren Verbindung mit dem Gotthardmassiv. Am Westende des Tauernfensters sind zwei einfach gebaute, grössere Granitkerne mit ihrer Schieferhülle vorhanden. Sie sind getrennt durch eine relativ wenig tief greifende Mulde. Von eigentlichen Decken kann man hier, wie mir scheint, überhaupt nicht mehr sprechen. Die penninischen Deckfalten scheinen hier am Erlöschen zu sein. Sie leben aber im Ostteil des Fensters nochmals auf. Vier Falten sind dort aufeinander gelegt. Rascher Wechsel in Formen und Mächtigkeiten derselben, geringe Ausdehnung im Streichen der obern zwei derselben, deuten darauf hin, dass es sich nur mehr um ein letztes Aufflackern der penninischen Faltung handelt. Auch die Schwereverhältnisse lehren uns, dass dieselbe hier im Ausklingen begriffen sein

muss. Die grossen Schweredefizite nehmen im Osten des Tauernfensters rasch ab. Die Faltung greift östlich vom Tauernfenster nicht mehr so stark in die Tiefe, dafür nehmen unter- und oberostalpine Decken maximale Längen an.

Den grössern Anteil am Aufbau der penninischen Decken haben Paragneise, Glimmerschiefer, Phyllite und Eruptivmassen vormesozoischen Alters. Daneben beteiligen sich an diesem Aufbau grosse Massen mesozoischer Sedimente mit Einlagerungen basischer Eruptiva, dann tertiärer Flysch.

Am meisten Schwierigkeiten bereitet heute die Einteilung der vortriadischen, metamorphen Gesteine. Beim Versuche einer stratigraphischen Einteilung der Gesteine der kristallinen Deckenkerne im Osttessin bin ich zur Ableitung folgender Vorgänge gekommen:

1. Ablagerung der ältesten zu Tage tretenden Sedimente. Es waren dies kalkfreie Tongesteine. Heute sind es in der Hauptsache Biotitparagneise und Biotitglimmerschiefer. Diese Gesteine wurden gefaltet. Granite sind anlässlich dieser Faltung in dieselben eingedrungen. Die Falten wurden wieder abgetragen.

2. Erfolgte Transgression, dann Ablagerung der zweitältesten Sedimentserie. Es sind das die Gesteine, für die in der Schweiz der Name Casannaschiefer eingeführt wurde. In der Decke IV im Osttessin liegen in denselben zwei Generationen von Eruptivgesteinen. Die ältern derselben sind granodioritisch. Sie wurden teilweise wieder entblösst und abgetragen. Ihr Schutt nahm dann an der Bildung der jüngern Partien der Sedimentserie teil. Es geschah nachher die herzynische Faltung. Als Begleiterscheinung derselben drangen mächtige Granitmassen empor. Dann erfolgte der Abtrag der herzynischen Faltenzüge.

3. Kam die Transgression über das abgetragene penninische-herzynische Gebirge. Zum Teil schon im Perm, zum Teil erst in der Trias. Klastischer Verrucano wurde im ersten Falle abgelagert, daneben Tuffe basischer Extrusivgesteine. Darüber legten sich die Sedimente der Trias, des Jura.

Zur weitern Beurteilung und zeitlichen Einordnung dieser Vorgänge müssen wir über den Rahmen der penninischen Decken hinausgreifen. Die ältesten fossilführenden Sedimente der Alpen finden wir im karnischen Gebirge, dann in der hochostalpinen Decke. In den karnischen Alpen wird altkristallines Grundgebirge überlagert von untersilurischen Tonschiefern, Grauwacken und Sandsteinen. Darüber folgen fossilleere Bänderkalke des obern Silurs, dann obersilurische Kalke mit

reicher Fauna, dann mächtige Riffkalke des Unterdevons. Auch Mittel- und Oberdevon ist nachgewiesen. Untercarbon scheint hier zu fehlen, ist aber in den obern ostalpinen Decken über tieferm Paläozoikum gefunden worden. In den karnischen Alpen liegen diese Gesteine in steil-südfallenden Schuppen, in mehrfacher Wiederholung übereinander. Discordant über diesen Falten liegt Obercarbon in relativ flacher, ungestörter Lage. Im Obercarbon herrscht mehrfacher Wechsel zwischen marinen und terrestrischen Sedimenten. Letztere bergen die Flora der Ottweilerstufe. Deutlich ist im karnischen Gebirge die herzynische Faltung ausgeprägt und in grossen Teilen durch jüngere tektonische Vorgänge nicht mehr verwischt worden. Die Faltung war vorobercarbonisch abgeschlossen, sie ist aber dennoch herzynisch, da Oberdevon noch mitgefaltet ist.

In den Südalpen, dann in den unter- und oberostalpinen Decken und im penninischen Gebiet liegt transgressiv über dem altkristallinen Grundgebirge die Serie der Quarzphyllite oder Casannaschiefer. Nach ihrer Lage zwischen Altkristallin und Jungpaläzoikum entsprechen sie den silurischen und devonischen Sedimenten des karnischen Gebirges, sind den letzteren auch nach ihrem Alter gleichzustellen. Kambrische Sedimente sind in den Alpen nicht vorhanden. Die transgressive Lagerung der Casannaschiefer auf dem Altkristallin sagt, dass mindestens eine Gebirgsbildung mit nachfolgendem Abtrag zwischen die Ablagerung dieser beiden Gesteinsserien fällt. Das Altkristallin muss als vorcambrisch bezeichnet werden. Eine weitere Einteilung desselben scheint bis heute noch nicht möglich. Im Kambrium war das Alpengebiet Festland. Im untern Silur erfolgte der Meereseinbruch. Von Untersilur bis Untercarbon waren dauernd grosse Teile des Alpengebietes vom Meere bedeckt. Dann erfolgte die herzynische Faltung. Das Obercarbon liegt entweder transgressiv auf den herzynischen Falten oder ist mit in dieselben einbezogen.

Von einer caledonischen Faltung ist in den Alpen kaum etwas zu bemerken. Dass das so sein muss, zeigt uns ein kurzes Studium der paläogeographischen Verhältnisse Europas. Im Gebiet sicher nachzuweisender caledonischer Faltung war Meeresbedeckung im Cambrium. Im Silur begann sich dies Gebiet aus dem Meere herauszuheben, am Ende des Silurs war Festland. Umgekehrt war das Alpengebiet im Cambrium Festland, tauchte im Silur unter den Meeresspiegel, worauf Sedimentation bis ins Untercarbon erfolgte. Das caledonische Gebiet war Geosynklinale im Cambrium und Untersilur, das alpine vom Untersilur bis ins Untercarbon.

Casannaschiefer, Quarzphyllite und fossilführendes Untersilur bis Untercarbon der Ostalpen sind Sedimente der herzynisch-alpinen Geosynklinale. Betrachten wir nun nochmals die Art und Verteilung dieser Sedimente. Es sind zwei Arten zu unterscheiden. Den gut gegliederten Sedimentmassen der karnischen Alpen, der hochostalpinen Decke, mit ihren Kalken, müssen wir die mächtigen Massen der Casannaschiefer gegenüberstellen, welche einer weitern Gliederung wohl zähen Widerstand entgegensetzen werden. Im ersten Falle handelt es sich um Sedimente mit epirogenem Charakter, in denen die Zufuhr terrigenen Materials zeitweise stark zurücktrat. Im zweiten Falle sind es fast ausschliesslich terrigene, tonig-sandige Sedimente, welche sich in gewissem Sinne mit dem Flysch und den Bündnerschiefern vergleichen lassen. Von den letzteren unterscheidet sie jedoch das fast völlige Fehlen von Kalk. Ich möchte diese Sedimente als die orogene Facies der alpin-herzynischen Geosynklinale bezeichnen.

Nun die Verteilung der beiden Sedimentserien. Der Ablagerungsraum der Serie epirogener Sedimente war ein dreieckförmiger Streifen, ungefähr parallel der Axe des östlichen Teils der heutigen Alpen und derjenigen des herzynischen Alpengebirges. Derselbe verbreiterte sich gegen Osten, keilte aus gegen Westen. Beidseitig, im Norden wie im Süden schlossen sich an denselben die Ablagerungsräume der orogenen Sedimente an. Es war demnach der zentrale Teil der Geosynklinale durch mehr epirogene Sedimentation ausgezeichnet.

Die Sedimente des zentralen Teils der 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 starke Wirkung der gebirgsbildenden Vorgänge, dagegen ist über denselben die herzynische Diskordanz viel stärker verwischt. Und doch sind Gerölle des südalpinen Quarzphyllits schon im Perm vorhanden. Ihre Metamorphose fällt deshalb zu Lasten der herzynischen Gebirgsbildung. Die Casannaschiefergebiete sind von der herzynischen und von der jungen alpinen Faltung viel stärker betroffen worden als das Gebiet des carnischen Gebirges. Das ganze Gebiet der herzynisch-alpinen Geosynklinale ist gefaltet worden, am schwächsten der zentrale Teil, stärker die Randgebiete. Gewaltige Massen saurer Eruptiva sind während der herzynischen Faltung eingedrungen. Die mächtigsten Intrusivkörper sind im Norden, in den heutigen Zentralmassiven, in den penninischen und unter-

ostalpinen Deckengebieten. Weitern Ausführungen vorgreifend bemerke ich hier, dass die Anordnung derselben zum grössten Teil in enger Beziehung zu den alpin-herzynischen tektonischen Leitlinien stand, dass sie dann später die junge alpine Faltung aufs Nachhaltigste beeinflusst haben. Doch ist der herzynische Bau dieser Gebiete von der jüngern Faltung überwältigt worden. Nur mehr vereinzelt erscheinen obercarbonische Granitkörper in der oberostlapinen Decke und in den Südalpen. Sie stecken entweder im Altkristallin oder im Casannaschiefer. Der Zentralzone der herzynischen Geosynklinale mit ihren epirogenen Sedimenten fehlen diese Intrusivmassen. Wir konstatieren demnach eine Abnahme der sauren Intrusionen von dem Nordrande der Geosynklinale gegen deren Zentrum. Ob diese Anordnung symetrisch dazu im Süden ebenfalls vorhanden war, ist heute nicht mehr zu sehen. Gerade die entgegengesetzten Verhältnisse zeigen sich in den jungen Alpen, wo die Intrusivkörper im ehemaligen Geosynklinalzentrum, längs der alpindinarischen Grenze verteilt liegen.

Die meisten alpinen Vorkommen von Obercarbon gehören ins Stephanien. Sie sind entweder herzynisch noch mitgefaltet, so hauptsächlich in den Aussenzonen der Geosynklinale. Oder sie liegen transgressiv auf den herzynischen Falten. Das letztere scheint zur Hauptsache im Innern der herzynisch-alpinen Geosynklinalregion der Fall zu sein. Die Faltung im Innern der letzeren muss also früher abgeschlossen gewesen sein. Das Gleiche, Fortschreiten der Faltung von innen gegen aussen, war auch bei der jungen alpinen Dislokation der Fall. Die Zentralregion der herzynischen Geosynklinale spielte auch weiterhin eine besondere Rolle. In der Trias wurde sie Teilstück der Zentralregion der jungen Geosynklinale. Im Gegensatz zu allen andern Teilen des herzynischen Alpengebirges wurde sie von der jungen Faltung kaum mehr überwältigt. Sie wurde schliesslich zu einem Teilstück der alpindinarischen Grenze. Sie stellte vom untern Silur bis hinauf zur Jetztzeit eine Zone besonderer Resistenzfähigkeit dar, die durch zwei Perioden gewaltigster Gebirgsbildung hindurch ihren besondern Charakter hat wahren können.

Nach diesen, von dem engern Thema zum Teil etwas abschweifenden Betrachtungen, kehre ich wieder zurück zur Besprechung des Penninikums. Zu drei verschiedenen Perioden sind im penninischen Gebiet grosse Sedimentserien abgelagert worden:

1. *Vorcambrisch*, vor der ersten sicher zu konstatierenden Gebirgsbildung, welch letztere ebenfalls in vorcambrische Zeit

zu verlegen ist. Ich bezeichne die Gesteine dieser Serie hier als *altkristallin*. Die hieher gehörigen Paragesteine sind durchwegs hochkristallin, sind im Grad ihrer Metamorphose recht uniform.

2. Die *Casannaschiefer*, in der Zeit vom *Untersilur bis Untercarbon*. Auf ihre Ablagerung folgte die herzynische Gebirgsbildung. Im penninischen Gebiet sind diese Gesteine in der Hauptsache vollkristalline Schiefer. In den höhern Decken sind sie im Durchschnitt als halbkristallin zu bezeichnen. In Hochostalpin und im karnischen Gebirge entbehren sie vielfach einen merkbaren Grad der Metamorphose. Vom Altkristallin unterscheidet die Casannaschiefer der immer geringere Grad der Metamorphose, dann die viel grössere Variationsbreite desselben.

3. Im Perm und Mesozoikum, vor der Entstehung des jungalpinen Gebirges. In dieser Serie liegen uns wieder unmetamorphe, halbkristalline bis vollkristalline Gesteine vor.

Zusammen mit diesen permisch-mesozoischen Sedimenten gehört auch der tertiäre Flysch zu den Ablagerungen der jungen, alpinen Geosynklinale. Derselbe ist in seiner Gesamtheit ein kaum metamorphes Gestein, trotzdem er noch eine intensive tektonische Durcharbeitung erfahren hat.

Im Allgemeinen liegen zwischen den Ablagerungszeiten dieser einzelnen Serien Sedimentationslücken, verursacht durch Gebirgsbildung und nachfolgenden Abtrag. Stellenweise aber scheint die Sedimentation eine noch lückenhaftere gewesen zu sein. So fehlt in den von mir untersuchten Teilen der Decke II und III im Osttessin der Casannaschiefer. Ebenso scheint er in der Antigoriodecke zu fehlen. Wie die Verhältnisse im Lucomagnomassiv liegen, ist noch nicht genau bekannt. Dagegen tauchen wahrscheinlich im Gotthard- und Aarmassiv wieder Vertreter der Casannaschieferserie auf. Verrucano fehlt ungefähr der Hälfte der penninischen Decken. Wahrscheinlich ist es, dass einzelne Teile des penninischen Gebietes während dem ganzen Paläozoikum Festland waren. Anderseits gibt es aber Teile der penninischen Region, in welchen die grosse herzynische Sedimentationslücke verwischt ist. So hat ARGAND im Westwallis für Decke IV durchgehende Sedimentation von den Casannaschiefern über Carbon, Perm zur Trias festgestellt. Das Carbon des westlichen Teils der Decke IV fehlt im östlichen Teil derselben Decke. Schon im Simplon ist es nicht mehr zu finden, desgleichen im Osttessin. An Stelle des Carbons tritt im Osten die Sedimentationslücke zwischen Casannaschiefer und Verrucano, entsprechend der

Gebirgsbildung und dem nachfolgenden Abtrag. Kurz zusammengefasst: *Im allgemeinen Fall* haben wir im Penninikum *drei grosse Sedimentserien*, getrennt durch *zwei Lücken. Im speziellen Falle fehlen* einzelne Teile der *Sedimentserien* oder überhaupt die ganze Casannaschieferserie. Oder *anderseits* ist die *Lücke zwischen zwei Sedimentserien verwischt.* Wollen wir die paläogeographischen Verhältnisse des penninischen Raumes in vormesozoischer Zeit richtig würdigen, so müssen wir neben dem allgemeinen Fall auch die zwei Spezialfälle berücksichtigen, und umgekehrt. Von verschiedenen Forschern ist angenommen worden, das penninische Gebiet sei nicht herzynisch gefaltet, sei während der herzynischen Faltung Geosynklinale geblieben, während die anstossenden Gebiete im Norden und Süden gefaltet wurden. Von den stratigraphischen Tatsachen ist in dieser Annahme nur der zweite der erwähnten Spezialfälle berücksichtigt. Der erste Spezialfall und dann der allgemeine Fall sind dabei vernachlässigt worden.

Typisch für den Bau der penninischen Decken zwischen Veltlin und Montblanc ist folgendes: Decke I, III und V besitzen gewaltige Kerne von Granitgneis, dessen Material im Verlaufe der herzynischen Faltung eingedrungen ist. Als Beispiel führe ich hier den Granitgneiskern der Simanodecke an. Er besitzt in der Stirnregion ca. 2000 m Mächtigkeit und verstärkt sich noch gegen Süden. Er durchzieht die ganze Länge der Decke, ca. 30 km, von der Wurzel bis zur Stirn. In den Decken II, IV und VI treten diese jungpaläozoischen sauren Eruptivgesteine an Masse weit hinter den Paragesteinen zurück. Deutlich erscheint in Anlage und Beschaffenheit der penninischen Decken dieses Sektors der Westalpen ein alter herzynischer Bauplan.

Mit Sicherheit dürfen wir heute sagen, dass dieser Teil der penninischen Region herzynisch gefaltet war. Das ergibt sich aus den stratigraphischen Befunden, wie aus den heutigen tektonischen Verhältnissen. Nicht nur das. Wir wissen auch wie dieses herzynisch-penninische Gebirge beschaffen gewesen sein muss. Gewaltige, weitgespannte 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. Unregelmässig verteilt lagen kleinere Granitmassen in diesen Mulden. Suchen wir in den jungen Gebirgszügen etwa nach einem Analogen zu den herzynisch-penninischen Ketten, so finden wir z. B. ein solches in Teilen der Anden Südamerikas. So sagen uns beispielsweise Untersuchungen

von W. PENCK, dass dort auf grosse Strecken andesitisches Magma in Antiklinalen emporgepresst ist, gleichsam als ob das empordringende Magma selbst der Träger der Gebirgsbildung gewesen wäre. Das letztere wird ja kaum der Fall sein; eher ist daran zu denken, dass das Aufwölben der Antiklinalen und das Aufdringen des Magmas, beides nur Folgeerscheinungen von Vorgängen mit tiefer liegender Ursache waren.

Sicher haben wir im jungen und alten penninischen Gebirge zwei grundverschiedene Gebirgstypen vor uns. Im ältern Gebirge die Aufwölbung mächtiger Falten, die Faltung dabei tief in den Untergrund eingreifend, daher auch die enorme Beteiligung granitischer Intrusiva. 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 alpinen Gebirge die sauren Intrusionen stark zurück und sind zudem lokalisiert auf einen Streifen beidseitig der alpin-dinarischen Grenze.

Die herzynische Faltung bedeutete eine Versteifung des penninischen Landes. Die Rumpffläche, welche nach Abtrag der Falten entstand, mag nach ihrer Struktur verglichen werden mit einem einfachen Rost. Die Stäbe des letzteren waren die mehr oder weniger parallel angeordneten Granitstreifen der Antiklinalzonen. Das Streichen der Antiklinalzonen muss, auf die heutige Orientierung der Erdaxe bezogen, fast ostwestlich gewesen sein, vielleicht mit schwacher Ablenkung gegen S.W. Die heutigen Zentralmassive von Mont-Blanc-Aig. Rouges und Belledonne streichen gegen S.W. Diese Streichrichtung scheint ebenfalls schon herzynischen Alters zu sein. Darauf hin deutet die Anordnung der eingefalteten Carbonvorkommen. Demnach war das Streichen des penninischen Rostes schief gegen das der Massive gerichtet. Wir dürfen damit wohl annehmen, dass die alten penninischen Antiklinalen, gegen Westen ausklingend, sich an die Massive anlegten. Oder mit andern Worten, dass vom N. O.-streichenden herzynischen Gebirgsstamme sich ein ostwestlich streichendes Faltengebirge ablöste.

Von den heutigen untern penninischen Decken darf man wohl annehmen, dass sie gegen Westen, gegen das Mont-Blancgebiet hin aufhören, dort wo auch ihr altes herzynisches Gerippe verschwindet. Nicht so die Decken IV, V und VI. Sie biegen aus der Ost-Westrichtung ab gegen Südwesten, Süden und endlich gegen Südost. Mit dem Heraustreten aus der Ost-Westrichtung, aus dem Bereich des herzynischen Rostes,

nimmt Decke V sofort andere Formen an. Sie wird viel stärker zerlappt als zwischen Simplon und Mont-Blanc.

Es muss noch weniges gesagt werden über die Verhältnisse in den Tauern. KOBER schreibt in seiner Arbeit von 1922 vom östlichen Teil des Tauernfensters: „Der Zentralgneis ist eine intracarbone (variscische) Intrusion, in ein variscisches Gebirgsstück. Dieses Gebirge wurde bis an die Grenze des Mesozoikums tief abgetragen. Der Granit wurde auf grosse Strecken freigelegt. Dabei waren Teile des alten Daches noch vorhanden. Spärliches Paläozoikum wurde abgelagert (Grauwacken, Porphyrdecken, Konglomerate). Über dieses weit eingeebnete Gebirge geht die Trias transgredierend hinweg."

Das sind genau die gleichen Verhältnisse wie wir sie im Tessin konstatieren können. Auf die herzynische Faltung folgte der Abtrag und im Anschluss an denselben die Einsenkung zur jungalpinen penninischen Geosynklinale. Erst aus dieser heraus entwickelte sich später das penninische Deckengebirge. Ich habe diese Vorgänge in einer kleinen Arbeit über den „Bau der unterpenninischen Decken im Nordost-Tessin" (Eclogae 1922) kurz beschrieben. Ich möchte davon hier nur weniges wiederholen. Andere Forscher, in der Schweiz insbesondere ARGAND und R. STAUB, haben, wie schon vorher bemerkt, den Bestand einer durch die herzynische Faltung kaum beeinflussten Zone zwischen den herzynisch gefalteten Zentralmassiven und den herzynisch gefalteten unterostalpinen Gebieten angenommen; einer penninischen Geosynklinale, die schon seit dem ältern Paläozoikum bestanden haben soll; einer labilen Zone inmitten gefalteter Gebiete. Aus dieser Geosynklinale heraus sollen sich schon im jüngern Paläozoikum die Geantiklinalen penninischer Decken erhoben haben. Diese Annahme, zusammen mit derjenigen der Entstehung der grossen Kettengebirge aus Geosynklinalzonen heraus, hat ja wohl etwas Bestechendes an sich. Dennoch muss sie heute, entsprechend weitern bekannt gewordenen Tatsachen, ganz wesentlich korrigiert werden. Wer den penninischen Deckenbau der Westalpen kennt, wird zugeben müssen, dass das Fehlen gut sichtbarer Diskordanzen nicht gegen eine herzynische Faltung spricht. Diese herzynischen Diskordanzen sind eben durch die junge Faltung verwischt worden. Auch der Umstand durchgehender Sedimentation von den Casannaschiefern zur Trias, in einzelnen Teilen der penninischen Region, verneint nicht im geringsten die herzynische Faltung, da diese Sedimentation gerade in Grossmulden des herzynischen Gebirges stattfand. Es ist ja nicht gesagt, dass diese tiefsten Teile des

Gebirges überall aus dem Meer herausgehoben wurden. Gleiche Verhältnisse wie im westlichen Teil von Decke IV könnten auch in Teilen der Decken II und VI vorhanden gewesen sein, ohne dass damit das Vorhandensein eines herzynischen Faltengebirges bezweifelt werden müsste. Es scheint mir allerdings, dass diese Verhältnisse des westlichen Teils von Decke IV sich weiter im Osten nirgends mehr finden, dass sie vielmehr gebunden sind an das westliche Ende des ostwestlich streichenden herzynischen Gebirges.

Die Einsenkung zur jungen Geosynklinale ist nicht überall gleichzeitig erfolgt. Zuerst tauchten die Mulden unter den Meeresspiegel hinab. Verrucano sammelte sich in denselben an. Mit etwelcher Verspätung folgten die granitversteiften Antiklinalzonen der Einsenkung; die Transgression erfolgte hier erst in der untern Trias. Während der Trias war das ganze penninische Gebiet ein Flachmeer, dem hier und dort noch nicht versunkene Teile des alten Gebirges als Inseln entragten. Von Geantiklinalen penninischer Decken vor oder während der mittlern Trias kann vollends keine Rede sein. Überall ging der Bildung derselben diejenige der Geosynklinale voraus. Vergleichen wir das penninische Gebiet zur Triaszeit mit den anstossenden Gebieten im Norden und im Süden. Im helvetischen Gebiet herrschten ungefähr ähnliche Verhältnisse wie im penninischen. Anders schon im unterostalpinen Gebiet. Die unterostalpinen Triassedimente sind wahrscheinlich schon in tieferm Meere abgelagert worden, als die helvetischen und penninischen. Das unterostalpine Meer war in stärkerer Senkung begriffen, das zeigt uns die grössere Mächtigkeit der Sedimente. Es besass zur Triaszeit schon eigentlichen Geosynklinalcharakter. Demgegenüber ist das helvetisch-penninische Gebiet jener Zeit als relativ feste Schwelle zu betrachten. Aber nicht etwa als Geantiklinale, sondern als resistenzfähiger, stehengebliebener Teil herzynischen Gebirges. Im Grossen ist wieder dasselbe wie im Kleinen. Das gesamte, durch mächtige Granitmassen versteifte, helvetisch-penninische Gebiet folgt der Einsenkung zur gesamtalpinen Geosynklinale langsamer als das weniger versteifte ostalpine Gebiet. Es geht nicht an, wie R. STAUB dies tut, einer unterostalpinen Geantiklinale zur Triaszeit eine penninische Geosynklinale entgegenzustellen. Die Verhältnisse lagen eher umgekehrt.

Mit Ende der Trias begann die weitere Einsenkung des penninischen Gebietes, derart dass nun die ehemaligen Antiklinalgebiete, die anfangs der Einsenkung mit Verspätung folgten, kräftig in die Tiefe gingen. Die früheren Muldengebiete

dagegen begannen sich als Schwellen hervorzuheben. Von diesem Zeitpunkte an dürfen wir zum ersten Mal von penninischen Geantiklinalen sprechen, deren im Lias drei vorhanden waren. Aus denselben heraus entwickelten sich in der Folge die Decken II, IV und VI.

Die Bewegungsfolge der penninischen Decken lässt sich aus den tektonischen Befunden heraus ableiten. ARGAND hat im Wallis die Folge **IV-VI-V** ermittelt. Ich habe im Osttessin die Folge **II-IV-III** und **II vor I** festgestellt. Aus diesen drei Teilfolgen ergeben sich ohne weiteres die *zwei Hauptphasen* **II-IV-VI** und die spätere **I-III-V**. Es ist nun aber noch zu entscheiden, ob diese beiden Hauptphasen nacheinander folgten oder sich noch zum Teil überdeckt haben. Aus den ersten drei Teilbewegungsfolgen lassen sich auch vier Gesamtbewegungsfolgen kombinieren, deren Endglieder sind: *II-I-IV-III-VI-V* und *II-IV-VI-I-III-V*. Die tektonischen Verhältnisse in den obern Maggiatälern lassen weiter erkennen, dass **IV vor I** vorgerückt ist. Ob auch *VI vor I* vorgestossen ist, lässt sich nirgends mehr direkt nachweisen, da diese zwei Decken sich nirgends berühren. Es ist aber wahrscheinlich. Damit dürfte die *Gesamtfolge* **II-IV-VI-I-III-V** die richtige sein.

Decke II ist zuerst gebildet worden. Sie war von Anfang an relativ wenig mächtig. Unter ihr entwickelte sich später Decke I.

Über Decke II schob sich zuerst IV vor. Im Osttessin ist II durch diesen Vorgang ausgewalzt worden. Ein Klumpen ihres Materials liegt angehäuft vor der Stirn von Decke IV.

Zwischen II und IV drängte sich später III ein. Diese Verhältnisse sind wieder im Osttessin genauer untersucht. Decke II ist dort zum zweitenmal ausgewalzt worden. Folge davon ist eine Anhäufung ihres Materials vor der Stirn von III. In der Val Soja ist II zwischen die zwei höhern Decken hinein zurückgefaltet. Decke III ist an Rücken und Unterseite zu südschauenden Falten zurückgekämmt. Ihre Stirn ist stark zusammengestaucht. Decke IV zeigt an ihrer Ventralseite eine mächtige nordgerichtete Teilfalte. Diese und noch weitere Merkmale beweisen die Folge II-IV-III.

Nach dem von IV erfolgte der Vortrieb der Decke VI. Zuletzt in einer sechsten Phase schob sich zwischen IV und VI die Decke V. Die Wirkung dieser Phase ist wieder eine gewaltige, wie die des Einschubs von Decke III, da in diesen beiden Fällen die sich eindrängende Decke durch ihr eigenes, grosses Gewicht wirkte, diese Wirkung dann noch verstärkt wurde durch das Gewicht schon vorhandener höherer Decken.

Decke V hat im Wallis die Hauptmasse der Decke IV nach vorn gepresst, ausgewalzt, vor ihrer Stirn angehäuft. Nur ein dünner Stiel verbindet den Stirnteil von IV, welcher gegen vorn, oben, sich fächerförmig ausbreitet, mit der Wurzel. Im Osten ist die Form der Decke IV eine völlig andere. Wir erkennen auch hier die ungeheure Beanspruchung durch die höhere Decke. Die Wirkung ist aber anderer Art als im Westen. Wir finden nicht mehr das Vorpressen des Materials gegen vorn. Die Mächtigkeit der Decke nimmt von der Stirn nach rückwärts nur langsam ab. Die Gesamtform der Decke ist eine höchst einfache. Dagegen ist das Deckeninnere aufs gewaltigste durchgearbeitet. Die obern zwei Drittel der Decke sind zu einem Bündel von über 20 Teilfalten aufgearbeitet. Wir können den Vorgang, der hier stattfand, als eine Aufarbeitung an Ort und Stelle bezeichnen. Es gibt nur eine einzige Erklärung für denselben. Zur Zeit des Vorrückens der Decke V muss im Osten der Tessinerkulmination das penninische Gebiet weit über die Stirn von Decke VI hinaus von mächtigen ostalpinen Deckenmassen bedeckt gewesen sein. Im Westen war das nicht der Fall, daher hat dort eine eigentliche Auswalzung der Decke IV mit Materialtransport nach dem offenen vorliegenden Raume stattgefunden. Das ist der Unterschied im Baue von Decke IV von Ost und West.

Dieser Unterschied sagt uns, dass der grösste Teil der ostalpinen Deckenmassen nicht über die Tessinerkulmination hinüberreichte.

Zu demselben Schlusse kommen wir auch bei der Betrachtung der Decke V. Zwischen Simplon und Montblanc besteht sie aus zwei einfach gebauten Decklappen. In Bünden ist der obere dieser Lappen viel komplizierter gebaut. Sein Rücken ist gebildet aus gegen Süd zurückgelegten Teilfalten. Das lässt wiederum darauf schliessen, dass im Osten Decke V unter viel stärkerer Belastung durch höhere Decken vorrückte. Das können nur ostalpine Decken gewesen sein, denn Decke VI ist hier im Osten weniger mächtig als im Westen und reicht im Übrigen bei weitem nicht so stark nach vorn wie Decke V.

Ein drittes Mal gelangen wir zu gleichem Schluss bei der Betrachtung der Decke VI. Im Westen ist dieselbe relativ einfach gebaut. Ihre Formen deuten auf freie Entwicklung. Keine irgendwie bemerkbare Auswalzung durch höhere Decken ist hier angedeutet. Anders im Osten. Das sehen wir am besten in den prachtvollen Profilen Tafel XXXV, Bd. II der Geologie der Schweiz von ALB. HEIM. Die Decke VI ist hier von höhern vorrückenden Decken aufs stärkste geplagt worden, ausge-

walzt zu verschiedenen tief getrennten Teillappen. Das sagt uns auch, dass Decke VI als Decke vorhanden war, bevor ihr Gebiet von höhern Decken überfahren wurde.

Wir wissen, dass unterostalpine Decken gegen Westen weit über die Tessinerkulmination hinübergreifen. Als Decke, die östlich der Kulmination zurückbleibt, kommt demnach hauptsächlich die oberostalpine in Betracht. In diesem Zusammenhang muss ich etwas sagen über die gewaltigste Erscheinung im Längsprofil der Alpen, über die Tessin-Tosakulmination. Die Stirnränder der einzelnen Decken sind über der Kulmination stark nach Süden eingebuchtet. Über diese Verhältnisse habe ich schon in meiner früheren Publikation einiges geschrieben, seither dann meine Ansicht über diesen Gegenstand noch etwas verbessert. G. FRISCHKNECHT hat in jüngster Zeit durch konstruktive Auswertung der geol. Karten von Simplon und Nordtessin diese Frage ihrer endgültigen Lösung nahegebracht. Die Stirnränder der Decken II, IV, I und V weichen hinter der Tessinerkulmination gegen Süd zurück, die der Decken III und V auch hinter, d. h. südlich, der Tosakulmination. Das sagt uns, dass die Decken von den Kulminationen beeinflusst worden sind. Berücksichtigen wir nochmals die Gesamtbewegungsfolge der Decken, so ergibt sich folgendes: Die Aufwölbung der Tessinerkulmination hat begonnen vor der Bildung von Decke II, sie ist mit dem weitern Fortschritt der Deckenbildung selbst auch fortgeschritten. Ein einziges Mal, vor dem Vorstoss von Decke III, war der Raum hinter ihr durch tiefere Decken derart angefüllt, dass Decke III unbeeinflusst von der Kulmination vorrücken konnte. Beim Vorrücken der letzten und höchsten Decke, V, ist der Einfluss der Tessinerkulmination wieder aufs stärkste vorhanden. Erst nach dem Vorstoss von Decke I begann die Aufwölbung der Tosakulmination. Nur die Stirnränder der letzten zwei Decken III und V zeigen ihren Einfluss. Schon 1912 hat ARBENZ den scharf nach Süden zurückweichenden Stirnrand der oberostalpinen Decke in einer tektonischen Skizze gezeichnet. Die Verhältnisse der penninischen Decken zur Tessinerkulmination, dann die Verschiedenheit der Ausbildung der penninischen Decken westlich und östlich der Kulmination machen es nun sehr wahrscheinlich, dass jene Annahme von ARBENZ der Wirklichkeit entspricht. Zur selben Annahme kommt man auch beim Studium der Verhältnisse der ostalpinen Wurzelzonen. Die oberostalpine Decke hat die Tessinerkulmination gegen Westen kaum überschritten. Unabweisbar kommen wir zu diesem Schluss auch beim Versuch einer Ableitung der ge-

samten alpinen Bewegungsfolgen, hauptsächlich dann, wenn wir die Befunde aus den Ostalpen in Einklang bringen wollen mit den Tatsachen, die schweizerische Untersuchungen zu Tage gefördert haben.

Kehren wir nochmals zu mehr stratigraphischen Betrachtungen zurück, zur Besprechung der mesozoischen und tertiären Sedimente der penninischen Decken. Trias in penninischer Facies ist fast überall vorhanden. Wo sie fehlt ist sie nicht abgelagert worden oder nachträglich dem Abtrag verfallen. Oder tektonische Ausquetschung täuscht ein Fehlen derselben vor. Obere Trias mag vielfach schon in Bündnerschieferfacies vorhanden sein. Ostalpine Anklänge besitzt die Trias der Decke VI in Bünden, dann gleicherweise diejenige der Decken IV—VI im südwestlichen Teil der Alpen, ausserhalb dem herzynischen Rost.

Die nächst jüngern Sedimente sind Lias: Kalkschiefer, Kalke, Tonschiefer, Phyllite. Alle bisher in den Bündnerschiefern gefundenen Fossilien weisen auf Lias. Das ist wohl nicht bloss ein Zufall, sondern wir dürfen vorläufig sagen, dass Dogger, Malm und Kreide in den Bündnerschiefern überhaupt nicht vertreten sind. *Mesozoische Sedimente, jünger als Lias, sind in den penninischen Decken unter Decke VI, innerhalb der ehemaligen Reichweite der Decke VI, noch nicht gefunden worden.*

Decke VI zeigt in Bünden eine vollständigere Schichtfolge als die tieferen Decken. Über liasischem Bündnerschiefer liegt dort Aptychenkalk und Radiolarit des obern Juras, darüber neokome Fleckenmergel, mittlere Kreide und Couches rouges. Im mittleren Jura scheint eine Schichtlücke vorhanden zu sein. Diese Schichtfolge gehört in den Rücken der Decke. In den Stirnteilen derselben liegt transgressiv auf Lias eocäner Flysch, dem Prätigauerflysch zugehörig. Den tiefern Decken im östlichen Teil der Westalpen fehlt Flysch vollständig, wie mittlerer, oberer Jura und Kreide fehlen. In der Westschweiz ist der penninische Niesenflysch vorhanden. Er gehört nach den neueren tektonischen und stratigraphischen Befunden zur Decke VI, wie der Prätigauflysch. Er setzt sich aus Material der unterostalpinen Decken zusammen. Tektonische und stratigraphisch-petrographische Befunde weisen ihm dieselbe Stelle an.

Versuchen wir einen weitern Überblick über die Verteilung der mesozoischen und tertiären Sedimente. Im helvetischen Gebiet finden wir den Flysch vom Vorarlberg bis hinunter zum äussersten Südwesten der Alpen. Auf Schweizer-

gebiet folgt dann der wahrscheinlich ultrahelvetische Wildflysch, weiter der Flysch der penninischen Decke VI, dann der unterostalpine Flysch. Sobald wir gegen Südwesten ausserhalb den Bereich der Decke VI hinaustreten, erscheint Flysch auch auf der Decke IV. Er liegt transgressiv, z. T. auf Liaskalken, z.T. auf liasischen Bündnerschiefern, z.T. auf Altkristallin. Sonst fehlt wie gesagt Flysch überall den penninischen Decken unter VI. Helvetisches, resp. ultrahelvetisches Gebiet und dasjenige der penninischen Decke VI sind im Eocän beisammen gewesen. Für einen ausgeglätteten penninischen Raum zur Zeit der Flyschablagerung ist unter diesen Verhältnissen kein Platz mehr zu finden.

Obere Kreide ist als Couches rouges in Decke VI in Bünden vertreten. In der Westschweiz sind auf dieser Decke die mesozoischen Sedimente jünger als Lias, durch Abtrag weggeschafft. Couches rouges sind in den unterostalpinen Decken vorhanden. In den helvetischen Decken haben wir die denselben faciell recht ähnlichen Seewerschichten. Sobald wir gegen Südwesten den Bereich von Decke VI verlassen, scheint obere Kreide auch in der tiefern penninischen Decke IV zum Vorschein zu kommen. Im übrigen fehlt obere Kreide den tiefern penninischen Decken. Die Verhältnisse sind im Grossen schon die Gleichen wie im Eocän.

Mittlere Kreide ist bekanntlich in den helvetischen Decken recht gut vertreten. Sie ist wiederum vorhanden in Decke VI in Bünden, ist in einer der helvetischen recht nahestehenden Entwicklung vorhanden in den tiefsten unterostalpinen Decken Bündens. Den tiefern penninischen Decken ist sie fremd.

Untere Kreide ist in den helvetischen Decken gut entwickelt, gegen Süden in vorwiegend mergeliger Ausbildung. In der penninischen Decke VI taucht sie wieder auf als Fleckenmergel, Kalke und grüne Quarzite, dann weiterhin in den unterostalpinen Decken in ähnlicher Ausbildung, zum Teil mit eingelagerten Breccien. Den tiefern penninischen Decken fehlt eine solche untere Kreide.

Oberer Jura ist in den helvetischen Decken. In der Ostschweiz sind der Quintnerkalk und die darüber liegenden Zementsteinschichten gegen Süden scheinbar unvermittelt abgeschnitten. Auf eines können wir aber aus den dortigen Verhältnissen schliessen, nämlich dass weiter südlich in bathialen Verhältnissen ruhige Sedimantation stattgefunden haben muss. Obern Jura konstatiert man als Aptychenkalk und Radiolarit in Decke VI in Bünden. Weiter südlich in den unterostalpinen Decken liegt wieder oberer Jura, in zum Teil recht ähnlicher

Entwicklung wie im Helvetikum. So wie wir im penninischen Deckenland gegen Südwesten aus der Reichweite von Decke VI hinausgelangen, finden wir plötzlich wieder obern Jura auf der tiefern Decke IV, so z. B. im Briançonais transgressiv auf Lias. Im ganzen übrigen penninischen Gebiet ist kein oberer Jura nachgewiesen. Schon im obern Jura herrschten im grossen Ganzen dieselben Verhältnisse wie im Eocän. Es lässt sich daraus schliessen, dass schon damals die Breite des ganzen penninischen Gebietes reduziert war auf die Breite von Decke VI; mit andern Worten, dass schon damals penninische Grossdecken aufeinandergelegt waren.

Mittlerer Jura ist im ganzen penninischen Gebiet nirgends nachgewiesen. Im helvetischen Gebiet ist der untere Dogger in einer Art entwickelt, die auf Zufuhr orogenen Materials aus Süden schliessen lässt (ARBENZ). Im obern helvetischen Dogger sind Lücken vorhanden. In der Falknisdecke ist unterer Dogger wie im Helvetischen als Eisensandstein, oberer Dogger als schwarze Tonschiefer, Kalke und Sandsteine entwickelt. Auch der Dogger der Klippendecke deutet auf recht unruhige Verhältnisse zur Zeit seiner Ablagerung.

In den Lias fällt die Bildung der Geantiklinalen der penninischen Decken II, IV und VI. Das ist die Einleitung der ersten grossen alpinen Deckenzusammenschübe. Dieser Vorgang macht sich bemerkbar im ganzen Bereich der alpinen Geosynklinalregion. Seine notwendige Folge war eine Wellung des Geosynklinalbodens, damit ein Auftauchen liasischer Inseln in allen möglichen Teilen der Alpen. An vielen Orten erfolgte Abtrag der Trias, manchmal vollständig bis zum Grundgebirge, dann Ablagerung von Breccien und andern klastischen Sedimenten. Interessant ist der Verlauf der Nordgrenze des helvetischen Liasmeeres. Sie durchschneidet von Westen gegen Osten quer alpeneinwärts die helvetischen tektonischen Leitlinien. Sie ist parallel den alten penninischen Leitlinien, den Stäben des altpenninischen Rostes, damit auch parallel den aufstrebenden Geantiklinalen. Das helvetische Liasmeer war nördliches Randgebiet der penninischen Geosynklinale.

Nochmals sei die wahrscheinlichste Gesamtbewegungsfolge der penninischen Decken wiederholt: II-IV-VI-I-III-V.

Decke V hat sich zweifellos als letzte der penninischen Decken entwickelt. Auf Decke VI ist eocäner Flysch abgelagert worden. Dieselbe kann also erst nach der Sedimantation des Flysches vollständig von ostalpinen Decken überschoben worden sein. Aus dem Bau der Decke IV im Osten, also der

Aduladecke, ergibt sich, dass zur Zeit des Vorstosses von Decke V schon bedeutende ostalpine Massen das ganze penninische Gebiet überdeckt haben. Der Vorstoss der Decke V fällt also in erster Linie einmal in die Zeit nach der Flyschablagerung. Im südwestlichen Teil der Alpen liegt Mitteloligocän discordant und fast ungestört über den Decken IV und V. Der Vorstoss von Decke V muss vormitteloligocän beendet gewesen sein. Damit ergibt sich folgende Zeitbestimmung der jüngsten Vorgänge: Ablagerung des eocänen Flysches der Decke VI. Vorstoss ostalpiner Decken über penninisches Gebiet, ungefähr an der Grenze Eocän-Oligocän. Vorstoss der Decke V im Unteroligocän.

Fassen wir all das Vorhergesagte zusammen, so ergeben sich folgende Schlüsse:

Im Lias bildeten sich die Geantiklinalen der penninischen Decken II, IV und VI. Unmittelbar darauf erfolgte die Weiterbildung dieser Geantiklinalen zu Decken. Die Dauer der Geantiklinalphasen ist nur eine beschränkte. Sie reichte nicht, wie von andern Autoren angenommen wurde, vom Jungpaläozoikum bis ins Tertiär.

Vor der Ablagerung der oberjurassischen Sedimente lagen die Decken II, IV und VI aufeinander. Die Bildung dieses Deckenpaketes fällt demnach in die Zeit des mittlern Jura. Im obern Jura existierte nur noch ein reduzierter penninischer Sedimentationsraum, derart, dass der Nordrand der Decke VI von helvetischem Gebiet nur noch durch eine relativ schmale Zone vorgepresster Bündnerschiefer getrennt war.

Der Einschub der Decken I, III und V fällt als zweite penninische Hauptphase in die Zeit zwischen Oberjura und Mitteloligocän. Genauere Fixierung der Einschubszeiten dieser Decken scheint heute noch nicht möglich, mit Ausnahme der Decke V. Während dieser zweiten penninischen Hauptphase sind die Decken II, IV und VI aufs intensivste umgeformt worden.

Zeitlich fällt mit dieser zweiten penninischen Hauptphase im grossen Ganzen die Bildung des ostalpinen Deckenpaketes zusammen. Nach KOBER beginnt der Vorstoss der hochostalpinen Decke im obern Jura. Vor der Ablagerung der Gosau ist der Hauptvorstoss der hoch- und oberostalpinen Decken vollendet. Der hier zur Verfügung stehende Raum erlaubt mir nicht, auf eine Detailbeschreibung dieser Vorgänge einzugehen. Nur eines möchte ich noch bemerken. Beachtet man, dass die oberostalpine Decke nicht die Tessinerkulmination überschritten hat, dass sie damit einen fast Nord-Süd strei-

chenden westlichen Stirnrand besass, damit westlich der Judicarienlinie eine gegen West gerichtete Bewegungstendenz, so lassen sich die von KOBER abgeleiteten Phasen der ostalpinen Decken in Übereinstimmung bringen mit den in der Südostschweiz beobachteten Tatsachen. Sie lassen sich ebenfalls in Übereinstimmung bringen mit dem was hier gesagt worden ist.

Auch auf die weiter folgenden Bewegungen der penninischen Decken kann ich hier nicht mehr näher eingehen. Mit dem Ende der zweiten penninischen Hauptphase, vor dem Mitteloligocän, war das penninische Deckenpaket in der Hauptsache vollendet, und auch schon von ostalpinen Decken überschritten. Es folgte die dritte penninische Hauptphase und in ihrem Gefolge der insubrische Zusammenschub. En bloc sind die penninischen Decken weiter vorgetragen worden. Das ganze Paket wurde weiter deformiert, die Wurzeln steilgestellt. Die ostalpinen Decken sind teils weiter vorgerückt, teils passiv vorgetragen worden, vielleicht auch gegen Norden abgeglitten auf helvetisches Gebiet. Unter dem Drucke des vorrückenden penninischen Blocks erhoben und deformierten sich die Zentralmassive, bildeten und deformierten sich die helvetischen Decken. Eine grosse Folge kompliziertester Bewegungsvorgänge knüpfte sich an diese dritte penninische Hauptphase. Es ist das, was man bisanhin als Paroxysmus der alpinen Dislokation bezeichnet hat.

Ich habe hier versucht, in groben Umrissen ein Bild der westalpinen Bewegungsvorgänge ältern Datums zu skizzieren. KOBER hat in einer gross angelegten Synthese schon 1912 für die Ostalpen denselben Versuch gemacht. Von schweizerischen Geologen sind vielfach Detailphasenfolgen abgeleitet worden. Eine Zusammenfassung fehlt aber noch. Die Schweizergeologen sind bis heute fast ausnahmslos zu dem Schlusse gekommen, der Hauptzusammenschub der Alpen sei nacheocän. Deutliche Zeugen vortertiärer Faltung, etwa von der Art der ostalpinen Gosauablagerungen, fehlen eben in den Westalpen. Dagegen sind die Spuren des jüngsten Zusammenschubes am besten zu erkennen. Man hat geltend gemacht, der Flysch sei überall harmonisch mit den ältern Gesteinen zusammengefaltet. Das ist aber so lange kein Beweis gegen ältere Faltung, als nicht im ganzen Alpengebiete Flysch nachgewiesen ist. Solange dieser Nachweis nicht gelungen ist, und er wird eben nie gelingen, sagen uns die tektonischen Verhältnisse des Flysch nichts weiter, als dass starke Faltung die Flyschbildung überdauert hat, dass die gesamte Anlage der helvetischen Decken nach der letzteren erfolgt ist.

Von modernen schweizerischen Arbeiten ist mir nur eine bekannt, in der vorkretazische penninische Faltung angenommen wird. Es ist das die von H. PH. ROOTHAAN: „Tektonische Untersuchungen im Gebiete der nordöstlichen Adula". Leider sind die Hauptgrundlagen, von denen Roothaan ausgegangen ist, unrichtig, so dass ich seine Ausführungen nicht als Stütze dieser Darlegungen angeben kann. In seinem Arbeitsgebiete sind nicht einmal zwei von den mehr als zwanzig Teillappen des obern Teils der Decke IV vollständig aufgeschlossen. Die regionaltektonischen Schlüsse seiner Arbeit mussten deshalb naturnotwendig unrichtig werden. Auch eine Bewegungsfolge irgendwelcher Art ist in seinem Gebiete nicht abzuleiten. Er ist von der Annahme ausgegangen, dass der Bündnerschiefer in den Teilmulden im Innern der Decke IV fehle, dass dieses Fehlen nicht als tektonisch bedingt sei. Mittlererweile ist aber der fehlende Bündnerschiefer nachgewiesen worden. Dann lässt Roothaan die obersten Teillappen der Decke IV schon in mesozoischer Zeit entstehen, während dieselben ihre Existenz der erst im untern Oligocän vorrückenden Decke V zu verdanken haben.

Hauptsächliche Literatur:

1. ARBENZ, P., Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. — Vierteljahrschr. d. N. G. Zürich, 58. 1912.
2. ARBENZ, P., Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljschr. d. N. G. Zürich 1919.
3. ARGAND, E., Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Matér. carte géol. Suisse XXVII, XXXI, 1911.
4. ARGAND, E., Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae 1916, Bd. XIV.
5. HEIM, ALB., Geologie der Schweiz, Bd. II, 1922.
6. JENNY, H., Bau der unterpenninischen Decken im Nordosttessin. Eclogae 1922, Bd. XVII.
7. KOBER, L., Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. d. geol. Gesell. Wien 1912.
8. KOBER, L., Das östliche Tauernfenster. Denkschr. d. Akad. d.Wiss. Wien 1922.
9. STAUB, R., Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz XLVI, 1916.
10. STAUB, R., Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XLVI, 1917.

Manuskript eingegangen am 10. März 1923.