

## Werk

**Titel:** 3. Teil - Zur Kenntnis des variszischen Baues in Südwesteuropa.

**Jahr:** 1937

**PURL:** [https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223\\_1937\\_0017|log8](https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1937_0017|log8)

## Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)  
SUB Göttingen  
Platz der Göttinger Sieben 1  
37073 Göttingen

✉ [info@digizeitschriften.de](mailto:info@digizeitschriften.de)

### 3. TEIL.

#### Zur Kenntnis des variszischen Baues in Südwesteuropa.

Die Stellung der Montagne Noire im Rahmen des Gesamtvariszikum ist ein wenig behandeltes Thema der regionalen Geologie. Und doch könnten uns jene paläozoischen Oasen viel Aufklärung über die Gebirgszusammenhänge im mittleren Europa geben.

Im Rahmen seiner Gesamtbehandlung des variszischen Europas hat F. E. SUSS (1926) die Montagne Noire und die Schiefergebiete des Rouergue mit dem gesamten Zentralplateau in seine Moldanubische Zone gestellt. W. SCHRIEL (1930) erwähnt die Südfaltung des Gebietes und sucht nördlich der Kristallinen Achse einen Scheitel der Gebirgsbildung. Seine Annahmen wurden durch die vorliegende Spezialuntersuchung voll bestätigt. S. v. BUBNOFF (1930) stellt das Paläozoikum der Montagne Noire zu der paläodinaren Zone, ohne eine nähere Begründung zu geben. Er sucht die Fortsetzung der Montagne Noire in den Ostalpen.

Einen ausführlicheren Beitrag zur Frage der Eingliederung des Rouergue hat neuerdings A. DEMAY (1935 a, b) geliefert. Er sieht in den dortigen Schiefergebieten eine vorwiegend gegen Süden gefaltete Zone und vergleicht sie ausführlich mit dem Moravikum, dem Randgebiet der Böhmisches Masse. Die Stellung und den Aufbau der südlichen Zone der Montagne Noire läßt er offen, da die Kenntnis dieses Gebietes noch nicht genügend weit fortgeschritten sei. Er glaubt an einen Zusammenhang mit den Ostalpen.

F. LOTZE (1933) und H. STILLE (1934 a, 1934 b) vermuteten bei dem Versuche, die Faltenzusammenhänge im westlichen Teil des variszischen Gebirges zu ordnen, unter dem Ebrobecken das Vorland für die variszischen Faltenzüge Keltiberiens, Kataloniens und der Pyrenäen, ja letzten Endes auch der südlichen Bretagne und des westlichen Zentralplateaus. STILLE zählt das Ebrobecken der Vortiefe des Variszikums zu.

Für ihn (1934 b) schließt sich hier das variszische Orogen Europas gegen Westen ähnlich wie später das alpidische bei Gibraltar. In dieser Zone des Übergangs zwischen dem Südstamm des variszischen Europas, den Goudwaniden und dem Nordstamm, den Rheniden, weisen die Faltenbögen gegen Westen, gegen den Atlantischen Ozean, der das eigentliche Vorland dieses Teiles bildet. Er nennt das ganze Gebiet der Faltenbögen deshalb „Atlantiden“.

In den folgenden Kapiteln wird nach einigen allgemeinen Ausführungen erörtert, ob und wie meine bisherigen Untersuchungsergebnisse diesem Bilde einzupassen sind. Während fast alle früheren Synthesen, mit Ausnahme der Beiträge von A. DEMAY (1935 a u. b), vom Südwesten ausgegangen sind, wollen wir versuchen, das Problem vom Norden und Osten aus anzufassen und von dorthier den Anschluß an die Spanischen Ketten zu gewinnen. In diesem Sinne wird zunächst ein kurzer Überblick des Gesamtbaus des Zentralplateaus zu geben und dann dessen Anschluß nach Osten und Südosten zu erörtern sein. Hierbei ist der Zusammenhang zwischen der Montagne Noire und dem Massiv von Mouthoumet darzustellen. Ein Überblick über das gesamte variszische Faltungsbild dieses Raumes mag diesen Abschnitt beenden.

### 1. Allgemeine Gesichtspunkte zur Erörterung der variszischen Faltenzusammenhänge in Europa.

Jede Erörterung über Gebirgszusammenhänge wird von gewissen theoretischen Voraussetzungen ausgehen müssen. Unsere, den folgenden Erörterungen zu Grunde gelegten allgemeinen Ansichten vom Bau der Gebirge schließen sich eng an die von L. KOBER und H. STILLE entwickelten Vorstellungen vom Bau der Faltengebirge an<sup>40</sup>). Jedes Faltengebirge entwickelt sich aus einer Geosynklinale, die sich in einer langen Zeit epirogener Vorbereitung gebildet hat. Die Geosynklinale wird in einer oder mehreren Phasen — kurzfristigen Vorgängen — ausgefaltet. Die Sedimente der Geosynklinale werden hierbei über den Rand in Richtung auf das Vorland relativ vorwärts bewegt. Sie sind mehr oder weniger einheitlich nach einer Richtung übergelegt, d. h. sie haben eine „Vergenz“. Die Vergenz geht im Normalfalle nach zwei Seiten, d. h. über beide Ränder der ehemaligen Geosynklinale hinweg.

40) Das Grundsätzliche über Gebirgszusammenhänge hat H. STILLE (1927) im 1. Heft dieser „Beiträge“ entwickelt.

Die Grenzlinie zwischen beiden Vergenzen nennen wir Scheitelung. Eine Linie, längs der zwei Vergenzen gegeneinanderstoßen, wird als Gegenscheitelung oder Antivergenzlinie bezeichnet.

Die Scheitelung teilt das entstandene Orogen in zwei Stämme, von denen jeder dem Vorlande angehört, gegen das die Vergenz des Stammes gerichtet ist. Wenn die Geosynklinale sehr breit ist, können beide Stämme durch eine ungefaltete Zone, das Rückland oder Zwischengebirge, getrennt sein.

Da für die Ausfaltung der Geosynklinale die Annäherung der beiden Geosynklineränder notwendig ist, werden auch die beiderseitigen Kratone, d. h. die versteiften, nicht faltbaren Teile unserer Erdkruste, einander genähert; die Annahme einer Unterschiebung der Kratone befriedigt die mechanischen Vorstellungen am besten.

Die Faltung wandert immer weiter gegen das Vorland, d. h. die Falten, welche dem Vorland näher liegen, sind zumeist auch jünger als die inneren Ketten. Die Tiefe der Geosynklinale hat sich schon vorher gegen das Vorland bzw. die Vorländer verlegt und eine Saum- oder Vortiefe ist entstanden.

Für die Verfolgung von Faltenzusammenhängen entnehmen wir den obigen Überlegungen folgende Gesichtspunkte<sup>41)</sup>.

1. Aus einer Geosynklinale bildet sich ein einheitliches Orogen. Fazielle Übereinstimmung gleichaltriger Sedimente bildet oft auch einen Hinweis auf orogene Zusammengehörigkeit.

2. Die Hauptvergenz gegen ein Vorland kennzeichnet einen Gebirgsstamm. Einen Hinweis auf die Faltenzusammengehörigkeit bildet die Gleichheit des Vorlandes und im allgemeinen auch der streichende Zusammenhang einer Faltenkette bei gleichgerichteter Vergenz; bei Umbiegen des Faltenstranges kann die Vergenz in anderen Himmelsrichtungen gehen; sie wendet sich aber immer gegen das gleiche Vorland.

3. Gebiete, die während ein und derselben Phase ausgefaltet worden sind, haben oft die gleiche Stellung im Orogen; dies gilt besonders für Vortiefen.

4. Die Scheitelung braucht nicht mit der Mitte oder Tiefe der Geosynklinale zusammenfallen.

Über den Bau des variszischen Orogens sind einige feste Vorstellungen entwickelt, die wir unseren Überlegungen zu Grunde legen wollen. Da der variszische Gebirgszug nur sehr lückenhaft

---

41) Es ist selbstverständlich, daß einige der angeführten Grundsätze Allgemeingut jeder theoretischen Gebirgsbetrachtung sind, und daß man ihre Wichtigkeit auch auf andre Weise begründen kann.

erhalten ist, stößt seine Synthese auf bedeutend größere Schwierigkeiten als die des alpidischen Gebirges. Um die Bruchstücke in den Gesamtbau einpassen zu können, müssen wir vielfach aus der Gesteinfazies, aus dem Baustil und dem Alter der Faltung die Stellung im Gesamtrahmen erschließen und uns oft die inneren nach den äußeren und umgekehrt die äußeren nach den inneren Ketten rekonstruieren. Ein vollständiger Querschnitt durch das variszische Gebirge ist nirgends erhalten<sup>42)</sup> Eine Synthese vom Bau des variszischen Gesamtorgens hat F. KOSSMAT (1927) veröffentlicht; seine Gliederung läßt sich mit geringen Abänderungen im Nordstamm immer wieder erkennen. Unter Berücksichtigung der hauptsächlich von H. STILLE (1924, 1928, 1929) betonten Altersverhältnisse wollen wir mit folgender Großgliederung rechnen, ohne uns allzu schematisch an sie zu binden; denn es sind, wie die weiteren Überlegungen zeigen werden, einige Ergänzungen notwendig.

#### 1. Die nachsudetische Vortiefe.

Sie wird hauptsächlich aus Oberkarbon aufgebaut. Ihre Faltung ist asturisch. Ihr fehlt der Vulkanismus der grünen Gesteine gänzlich; auch sonst sind in ihr magmatische Äußerungen selten.

#### 2. Die Rhenoherynische Zone.

In großer Mächtigkeit beteiligen sich die Sedimente des Devons und Unterkarbons an ihrem Aufbau. Basische Eruptiva sind häufig.

Die Faltung beginnt örtlich im Mitteldevon. In den inneren (südlicheren) Teilen ist die Hauptfaltung bretonisch, weiter außen sudetisch. Oberkarbon und Perm liegen diskordant und sind limnisch entwickelt (Innensenken).

Spätorogene Granite sind mehrfach intrudiert. Die Dynamometamorphose ist durchweg gering.

#### 3. Die Saxothuringische Zone.

In großer Mächtigkeit ist Ordovizium (und ?Kambrium) entwickelt. Das Gotland ist geringmächtig und bleibt durchweg gegenüber der Rhenoherynischen Zone in seiner Entwicklung zurück. Ebenso ist das Devon geringmächtig und vielfach lückenhaft. Das Unterkarbon zeigt nur in den nördlicheren Teilen große Mächtigkeiten, ist aber durchweg lückenhaft entwickelt.

Im tektonischen Aufbau kann man eine nördliche Thüringische und eine südliche Erzgebirgische Zone unterscheiden. Die Thüringische Zone ist noch im wesentlichen sudetisch gefaltet, wenig metamorph und von spätorogenen Graniten durchsetzt. Die Erzgebirgische Zone ist im wesentlichen bretonisch gefaltet. Im Gefolge hochorogener Granite ist die Metamorphose und die Durchbewegung bedeutend.

#### 4. Die Kristalline Innenzone<sup>43)</sup>.

Fast nur hochkristalline Schiefer bilden diese Zone; das Alter der Ausgangsgesteine ist unsicher. Man kann vielfach an ein älteres vorpaläozoisches

42) Es wäre möglich, daß ein solcher Querschnitt in der Spanischen Meseta zwischen Asturien und Cadiz erhalten ist. Unsere Kenntnis dieses Gebirges ist aber noch zu gering, um daraus allgemeinere Schlüsse irgend welcher Art ziehen zu können.

43) Ich vermeide hier den Begriff Moldanubikum, da seine Fassung durch

Grundgebirge denken; andererseits sind auch sicher (örtlich) paläozoische Gesteine am Aufbau beteiligt.

Weithin bewirken Schmelzen migmatische und anatektische Aufschmelzungen. Die Haupttektonik ist bretonisch bis sudetisch.

### 5. Die Südzone. (Moravikum.)

Mächtige Tonschiefer und Phyllite mit gelegentlichen Einschaltungen von Kalken werden von der Kristallinen Innenzone überschoben.

Die Zugehörigkeit des Moravikums zum variszischen Gondwanidenstamm ist zum mindesten umstritten. Überhaupt wissen wir nur wenig über diesen und seinen Aufbau.

## 2. Zusammenfassender Überblick über den Bau des Zentralplateau<sup>44)</sup>.

(Vgl. Tafel 2).

Wir erkennen im östlichen Teil des Zentralplateau von Norden nach Süden folgende Abschnitte:

### 1. Morvanzone (zone morvano-roannaise).

Über einem alten (vorkambrischen?) Tiefbau transgredieren das Oberdevon, Tournai und das tiefere Visé. An der Grenze zwischen Tiefbau und Deckgebirge dringen Granite auf, welche das schon gefaltete tiefere Visé verändern. Nach einer Transgression des Obervisé kommt es zu erneuter Faltung. Vor allem die Verhältnisse im Süden und Südosten am Plateau von Forez und in der Nähe des Kohlenkanals lassen die hauptsächlichste Dynamometamorphose älter als das Obervisé erscheinen, in dem schon ältere Granite, die noch das Tournai veränderten, aufgearbeitet sind. Ferner findet sich in den nördlichen Teilen des Morvan ein bedeutender Metamorphosesprung zwischen den kristallinen Paragesteinen und dem Devon.

In der Morvanzone liegt eine Scheitelung, welche die nördlichen Gebiete mit nordvergenter Tektonik von den südlichen mit südvergentem Bau trennt. Sie streicht in sanft geschwungenem Bogen am Nordrande des Zentralplateau entlang.

### 2. Lyonzone (zone lyonnaise).

Ein Gebiet mit isoklinalen Schuppen und Falten ist nach den Beobachtungen am Nordrand dieser Zone bei Tarare als variszisch anzusehen; es enthält tiefmesozonale und katazonale Elemente. Die Lyonzone setzt sich jenseits des großen Nord-Süd gestreckten Granitmassives von Forez

---

F. E. SUESS nur eine einzige, allerdings weit verbreitete Ausbildung dieser Zone umfaßt.

44) Die ausführliche Begründung dieser Gliederung, die zugleich die Grundlage der Skizze auf Taf. 2 bildet, wird demnächst in der „Geologischen Rundschau“ gegeben werden.

in der Gegend von Chaise-Dieu und Brioude fort. Das gleichmäßige Nordost-Südwest-Streichen des östlichen Gebietes geht hier in einen mehr unregelmäßigen und kuppelförmigen Bau über; es lenkt im großen in die Nordwest-Südost-Richtung ein. Die Vergenz geht gegen Südosten und Südwesten.

3. Cevennenkomplex (complex cevennol).

Decken von Glimmerschiefern und Graniten liegen flach über einem migmatischen Unterbau. Die Decken sind gegen Süden bewegt worden. Das variszische Alter der Tektonik in dieser Zone ergibt sich aus der Beteiligung von Graniten am überfahrenen Unterbau, für die ein unterkarbonisches Alter vorausgesetzt wird. Andererseits durchschlagen jüngere Zweiglimmergranite die Deckenbahnen. Ein dritter Granittyp (Alkaligranit) kommt in den Decken vor.

4. Orthocevennen (complex orthocevennol).

Phyllite bis epizonale Glimmerschiefer von vermutlich kambroordovizischem Alter werden von migmatischen bis hybriden hochorogenen Graniten intrudiert. An ihrem Nordrand werden die Orthocevennen von dem Untergrund des Cevennenkomplexes überfahren<sup>45</sup>). Das Streichen biegt von der nordöstlichen in die nordwestliche Richtung um. Die Vergenz ist in den Orthocevennen nicht einheitlich. Ihr nordwestlichster Teil ist südvergent. Südlich der Linie Largentière-Rodez treffen wir auf nordvergente Überschiebungen und Falten. Über die Mitte der Blätter Albi und Alais läuft eine Scheitelungslinie. Südlich davon ist die Tektonik rein südvergent.

Jenseits des Kohlenkanals setzt sich anscheinend ein Teil der Phyllit-Glimmerschieferzone der Orthocevennen bis an den Südrand des Plateaus von Millevaches fort. In ihm selber und weiter nach Norden bis an das Plateau von Aigurande treffen wir auf großartige Migmatitbildungen, die weithin in Anatexis übergehen. Es erscheint ein „moldanubischer“ Tiefbau, in dem wir wie in der Morvanzone Reste eines Vorkambrium, wahrscheinlich sogar des Archaikum, vermuten müssen. Diese Zone findet an der Faille d'Argentat ihr westliches Ende.

Unerwartet stößt man am Westrand des Zentralplateau auf die mannigfaltige Gesteinsserie der Zone von Tulle und Limoges, in der wir metamorphes Briovérien (Algonkium) und eventuell Paläozoikum sehen können.

45) An der Überschiebung finden sich noch Alkaligranite wie in den höheren Decken. Gleichfalls gehören die hochorogenen Granite von Rodez, die wir den Orthocevennen zuzählen, zu den Alkaligraniten.

### 3. Die Gebirgszusammenhänge im Osten des Zentralplateaus.

(Vgl. Abb. 28 und 29.)

Klar und einfach sind die Beziehungen des nördlichen Teiles des Zentralplateaus gegen Osten. Das Morvan findet sein vollkommenes Gegenstück in den Vogesen. Im Breuschtal treffen wir nordvergente Falten und Überschiebungen an. Die auf dem Kristallin liegende Gesteinsserie wird hier gegenüber der des Morvan durch Mitteldevon erweitert, das mit einem Metamorphose-sprung auf den vermutlich ordovizischen Steiger Schiefern liegt. Über diese paläozoische Serie ist ein kata-bis mesozonales Kristallin geschoben, in dem wir Äquivalente der ? vorkambrischen Gneise des Morvan sehen, deren hohes Alter hier besser belegt wäre. Im Süden der Vogesen ist als Ältestes das Oberdevon von Belfort und darüber die weitere Schichtenfolge wie im Morvan bekannt. Dieses muldenförmig gebaute südliche Paläozoikum ist südvergent. Es findet seine Fortsetzung im Lenzkircher Graben des Südschwarzwaldes, wo das Obervisé schon diskordant über einem älteren Bau liegt, in dem das tiefere Unterkarbon nachgewiesen ist. Auch hier sind die Überschiebungen gegen Süden gerichtet, während wir am Nordrand des Schwarzwaldes Nordvergenz feststellen. Die Scheitelung des Morvan setzt sich in die Vogesen und den Schwarzwald fort. Das Streichen ist in den Vogesen noch nordöstlich, schwenkt aber in dem südlichen Schwarzwald über Ost-West in eine südöstliche Richtung ein. Der Bogen wird vom Burgundischen Trog des Rotliegenden wiederholt (STILLE 1928 a, Taf.). Ich werde auf diese Schwenkung weiter unten zurückkommen. Der Südfaltung der Vogesen und des Schwarzwaldes messe ich — im Zusammenhang mit den weithin anhaltenden Südvergenzen des Zentralplateaus — im Gegensatz zu v. BUBNOFF (1930) große Bedeutung bei.

Schwerer als die Fortsetzung der nördlichen ist die der südlichen Zonen des Zentralplateaus zu finden. Das charakteristischste Glied sind die Phyllite und Glimmerschiefer der Orthoevennen. Sie sind von DEMAY (1929 a, b, c; 1935 b) ausführlich mit dem Moravikum verglichen worden. Die petrographische Ähnlichkeit und die Analogien des tektonischen Stiles sind auffallend. Wenn wir von der Gleichstellung eines Teiles der moravischen Phyllite mit dem Devon absehen, läßt sich wohl jedes wichtige Kennzeichen (F. E. SUESS 1926 S. 179—180) des moravischen Baues in den Orthoevennen wiederfinden. Trotzdem ist es nicht angängig, einfach eine Verbindung von Lyon über München bis in die Gegend von Linz zu ziehen, da hier wichtige Züge des ostalpinen Grundgebirges überschritten werden (v. GAERTNER 1934). Sehen wir uns diese Verbindung im ein-

zelen an, und benutzen wir die Zentralmassive der Westalpen für unsere Synthese<sup>46)</sup>, so wird die Unmöglichkeit einer direkten Verbindung noch klarer.

Eine Fortsetzung der Orthocevennen treffen wir in den Glimmerschiefern der nördlichen Belledonne an, die etwas westlich des Montblancmassivs vorbeistreichen müßten. Das Streichen in der Belledonne ist etwa nordöstlich bis fast nördlich. Ein Einbiegen der Orthocevennen in diese Richtung treffen wir schon am Ostende des Zentralplateau auf dem Bl. Valence an. Gleiches Streichen herrscht im variszischen Bau des Montblanc und der Aiguilles rouges (OULIANOFF 1934, hier auch weitere Literatur); es unterscheidet sich hier deutlich vom Streichen der alpidischen Umrahmung. Das Kristallin dieses Massivs ist meso-bis katazonal. Es erinnert lebhaft im Aufbau an die Lyonzone und ist in keiner Weise mit den Gesteinen der südlichen Montagne Noire (Héraultzone) zu vergleichen, welche man im Anschluß an die Orthocevennen hier erwarten müßte. Auch im Aarmassiv finden wir hochmetamorphe Gesteine, die wir weder den Orthocevennen noch der Héraultzone gleichstellen können<sup>47)</sup>. Vielmehr weist dieses Massiv die größten Ähnlichkeiten mit dem südlichen Schwarzwald, also der Morvanzone auf (vgl. vor allem R. LOTZE 1912, H. HUGI 1934 [Literatur]). Unter Berücksichtigung des allgemeinen Streichens müßte das Aarmassiv östlich des Montblancs vorbeiziehen. Wir haben hier also die Aufeinanderfolge Orthocevennen, Lyonzone, Morvanzone, wenn wir von Südwesten gegen Nordosten fortschreiten.

Diese Anordnung gibt ein Spiegelbild der Zonenfolge im Zentralplateau. Sie findet ihre beste Erklärung durch die Annahme, daß die Orthocevennen etwa zwischen Genf und Besançon endigen. Die Lyonzone muß in kurzem, gegen Süden offenem Bogen in das Montblancmassiv, die Morvanzone über Vogesen und Schwarzwald in das Aarmassiv streichen<sup>48)</sup>. Die Schwenkung des südlichen

46) Das variszische Streichen der Zentralmassive kann durch den alpidischen Bau nur wenig verändert werden. Auch kommen für die Zentralmassive, selbst bei Annahme des extremsten Deckenbaues, nur verhältnismäßig geringe horizontale Verfrachtungen in Frage. Hingegen sind Aussagen über die variszischen Verenzen vorläufig nicht möglich.

47) Es ist nicht unwichtig, daß auch im Unterbau des Pennin nichts derartiges bekannt ist (ARGAND 1934). Eine Verbindung zwischen der Montagne Noire und den Ostalpen ist aus faziellen Gründen wahrscheinlich (v. GAERTNER 1931, stratigraphische Zusammenfassungen der einzelnen Formationen). Sie ist aber nicht mit DEMAY (1935 a) in den Westalpen zu suchen.

48) Diese Biegung erklärt auch die ungeheure Breite des variszischen Kristallins in diesem Raum. Es umfaßt ja außer dem Zentralplateau und den Zentral-

Schwarzwaldes in das Südost-Streichen ordnet sich zwanglos diesem Bilde ein. Der Burgundische Trog findet seine Fortsetzung in dem mächtigen Verrucano des parautochthonen Helvet.

Im Südosten grenzen die Schiefer der Belledonne gegen die Gneise des Pelvoux, in denen wir wohl — wie in den Gesteinen des Mercantour — die hochkristalline Innenkette zu sehen haben. Besser einzuordnen ist das nur wenig von alpidischen Faltungen berührte Massiv von Maures. In seiner Osthälfte besteht es aus Gneisen; im Westteil sehen wir (?epizonale) Glimmerschiefer, die bei Toulon in kaum metamorphe Phyllite übergehen. Kalke und Quarzite lassen eine kambrische Serie vermuten. In die Schiefer des Westteiles ist ein Orthogneis intrudiert, der nach DEMAY (1927) den Kern einer liegenden Falte bildet, aber selbst noch mylonitisiert worden ist. Es herrscht der Bau der Orthocevennen. Die Vergenz geht einheitlich gegen Osten (PILGER 1936). Die Einordnung der östlichen Gneise müssen wir noch offen lassen. In ihnen kann man ein Gneismassiv vom Typ des Gneises von Rodez sehen; sie wären aber auch mit den inneren Zonen vergleichbar. Für erstere Eingliederung scheint mir die im Rahmen des entwickelten Bildes überraschende Ostvergenz zu sprechen, die ein Gegenstück zu der Nordvergenz der Umgebung des Gneises von Rodez bilden würde. Die Scheitelung des südlichen Zentralplateaus müßte in ähnlicher Biegung, wie wir es für die inneren Ketten beschrieben haben, aus dem Rhôneetal in die Gegend westlich von Toulon hinüberziehen. Das Streichen im Massiv von Maures ist Nordnordost. Über den Gesamtbau transgrediert das Stefan, das die älteren Mylonite als Gerölle enthält (DEMAY 1927). Ein spätorogener Granit ist an der Grenze Gneis-Glimmerschiefer aufgestiegen; er hat gleichfalls vorstefanisches Alter.

Bei dem gegen Südosten vergenten Bau der Orthocevennen könnte man in den Zentralmassiven ein Vorland sehen, gegen welches die Faltung gerichtet ist. Die Ostvergenz des Massives von Maures würde diese Meinung unterstützen. Bis auf weiteres spricht gegen diese lange von mir erwogene Annahme:

1. Die Ähnlichkeit zwischen dem Kristallin des Zentralplateaus und dem der Zentralmassive; für sich allein ist dies Argument nur dann beweiskräftig genug, wenn es bei genauerer Kenntnis beider Teile durch viele Einzelheiten gestützt werden kann, was vorläufig nicht möglich ist.
2. Das Fehlen jeglicher Andeutungen von Außenketten mit devonischen und kulmischen Gesteinen in größerer Mächtigkeit; Spuren dieser Gesteine müßten sich vor allem zwischen den Schiefen der Belledonne und den Gneisen des Pelvoux nachweisen lassen.

massiven noch den gesamten Untergrund der penninischen Decken. Es sei auch darauf hingewiesen, daß diese Hypothese vom Umbiegen der Zonen eine variszische Anlage des Rhônegrabens einschließt.

3. Der Charakter des Karbons der Westalpen ist der einer Innensenke; wir haben eine rein kontinentale Entwicklung vor uns, in der das ältere Oberkarbon fehlt<sup>49)</sup>.
4. Die ausgedehnten unterkarbonischen Granitintrusionen von Korsika, die im Fortstreichen der Zentralmassive liegen.

Der nächste Aufbruch von Grundgebirge im Süden des Massives von Maures liegt im Ostteil von Korsika. Das Streichen der kümmerlich entwickelten, paläozoischen Paragesteine ist nord-südlich. Die Vergenz geht nach QUITZOW (1936) wie im Massiv von Maures gegen Osten. Hochorogene Intrusionen glaubt QUITZOW in der Tenda-Halbinsel zu erkennen. Doch ist sicher weitaus der größte Teil der Intrusionen spätrogen. Die Hauptfaltung und die Intrusion der großen Granitmassive ist sudetisch, da das Westfal von Olmi schon Gerölle der Granite enthält. Bewegungen, anscheinend sogar die Intrusion der verschieferten bzw. hochorogenen Granite, sind vor dem Visé erfolgt. Altersverhältnisse und Tektonik könnten etwa denen des Morvan entsprechen, wo ein beträchtlicher Teil der Intrusionen vor dem Obervisé stattgefunden hat. Doch ist eine Eingliederung des korsischen Variszikums ohne Berücksichtigung der Nachbargebiete nicht möglich. Da wir das Massiv von Maures noch den Orthocevenen zuzählten, und dies auch mit dem nordsardinischen Grundgebirge tun werden, dürfen wir Korsika bis auf weiteres in die gleiche Zone stellen.

Das Streichen auf Sardinien geht im Nordteil nord-südlich, schwenkt im Süden des Iglesias in die Ost-Richtung des Sarrabus ein, um schließlich sogar zum Nordost-Streichen zurückzudrehen. Der Bogen ist gegen Norden geöffnet. Die Vergenz geht im Iglesias gegen Westen und im Sarrabus vermutlich gegen Süden (TEICHMÜLLER 1931). Hier treffen wir die Verhältnisse an, die wir bei einer Verbindung der Orthocevenen über den geschilderten Weg erwarten müßten. Zwischen Korsika und Sardinien liegt eine Scheitelungszone.

Die paläozoische Serie von Sardinien ist bedeutend vollständiger als die von Korsika, aber immer noch lückenhaft, klastisch und kalkig entwickelt. Über einem stark gefalteten Kambrium in der Fazies der südlichen Montagne Noire transgrediert tieferes Ordovizium. In konkordanter Lagerung treffen wir die Sedimente des höheren Ordovizium, des Gotland und des Devon an. Hochorogene Intrusionen sind nach TEICHMÜLLER (1931, S. 122) vermutlich älter als ein nicht näher einzugliederndes Unterkarbon, was mit den Fest-

49) Dies sei im Gegensatz zu der andersartigen Deutung von DEMAY (1935 a) betont.

stellungen von QUITZOW auf Korsika gut zu vereinen ist. Die Hauptfaltung ist jünger als dieses Unterkarbon und mit derjenigen Korsikas gleichgestellt (sudetisch).

Wir sind im Iglésiente schon in einer Außenzone des Variszikums. Nur der Nordostteil von Sardinien mit seinen ausgedehnten, meist hochorogenen Intrusionen (TEICHMÜLLER 1931) ist noch den Orthocevennen zuzurechnen. In der Lage zur Außenzone ist dieses Gebiet mit der Kristallinen Achse der Montagne Noire zu vergleichen. Das Iglésiente ist schon gänzlich der südlichen Montagne Noire gleichzusetzen, während der Sarrabus eine Zwischenstellung einnimmt.

Die weitere Fortsetzung gegen Osten könnte man für die Gebiete Nord-sardiniens etwa im Paläozoikum der Toskaniden und weiterhin in den großen Quarzphyllitgebieten zwischen dem Bergell und dem Adamello suchen. Das Paläozoikum der Appuaner Alpen wäre mit dem westlichen und südlichen Teil Sardinien zu vergleichen. So könnte man die von DEMAY (1935 a, b) angestrebte Verbindung der Orthocevennen mit dem Moravikum und der Montagne Noire mit den Karnischen Alpen schließlich doch noch herstellen.

#### 4. Die Gebirgszusammenhänge im Westen und Süden des Zentralplateaus.

(Abb. 28 und 29.)

Den Aufbau der variszischen Ketten im Westen und Süden des Zentralplateaus hat F. LOTZE (1933) ganz kurz dargestellt. Die Faltenzüge der Bretagne und Normandie vereinigen sich etwa so wie die Betische Kordillere und die Kette des Rîf bei Gibraltar. Unter dem Ebrobecken liegt eine Vorlandszone, gegen welche die Falten der Pyrenäen gerichtet sind. Im Süden dieses Vorlandes stoßen wir auf das Grundgebirge der Keltiberischen Ketten, das mit seiner Nordvergenz gleichfalls gegen den Vorlandsporn des Ebrobeckens vergiert. Nach STILLE (1934 a, b) ist das Ebrobecken ein Teil des Vorlandes des Variszikums. Westpyrenäen und Asturien liegen spiegelbildlich zu einander. Die Ähnlichkeit beider Gebiete erklärt sich aus der analogen Lage im variszischen Bauplan und nicht aus einer direkten Verbindung der Ketten.

Etwas anders deutet DEMAY (1934 a, 1934 b) die Gebirgszusammenhänge. Er sieht eine große, geschlossene Geosynklinale von Asturien über die Pyrenäen in die Montagne Noire ziehen. Sie wird im Norden vom Geantiklinalgebiet der Bretagne und des nördlichen Zentralplateaus, im Süden von der Geantiklinale der Iberischen Meseta eingerahmt; zu letzterer zählt DEMAY das Katalonische Küstengebirge und Sardinien. Eine südlichere Großgeosynklinale treffen wir nach ihm in Portugal und im Süden der

Spanischen Meseta an. Eine Verbindung der asturisch-pyrenäischen Geosynklinale mit dem Nordtrog wird nicht erörtert.

Ohne jede nähere Begründung hat E. RAGUIN (1931) vermutet, daß die armorikanischen und variszischen Falten vereint in das Grundgebirge der Pyrenäen hineinziehen.

Zu diesen in der Literatur der jüngsten Zeit erörterten Hypothesen lassen sich aus der Analyse des südlichen Zentralplateaus und der Montagne Noire Beiträge liefern. Eine gewisse Entscheidung dürfte die Klärung folgender Fragen bringen:

1. Ist aus dem Bau des nordwestlichen Zentralplateaus eine Rückkehr der Falten aus der Bretagne im Sinn von F. LOTZE herauszulesen?
2. Wie stehen die Montagne Noire, das Massiv von Mouthoumet und die Ostpyrenäen zueinander?
3. Wie setzen sich die Kristalline Achse und die Héraultzone nach Westen fort?

Als 4. Frage ist ganz allgemein die Stellung der Ebromasse zu erörtern. Die Rolle der ausgedehnten Südfaltung im Bau des Gesamtvariszikum wäre zu klären.

Die 1. Frage ist verhältnismäßig einfach zu beantworten. Im westlichen Zentralplateau schließt sich nördlich und südlich an den Granit von Gueret je eine Faltenkette. Die Scheitelungen der beiden Ketten müssen sich hart westlich des Zentralplateaus vereinigen. Sie laufen dann als einheitliche Scheitelung in die Cornouaille-Achse — den großen Sattel der südlichen Bretagne — hinein. Ihr Kern zeigt in Metamorphose und Intrusionsmechanismus viele Anklänge an das Zentralplateau. In der Cornouaille-Achse liegt die Scheitelung der Bretagne, die LOTZE (1933) auf seiner Karte erst außerhalb des aufgeschlossenen Grundgebirges weiter im Südwesten angegeben hat. Das ganze Gebiet südlich der Achse scheint einheitlich südvergent zu sein. Diese südvergente Zone setzt sich in die gleich gerichtete Tuller Zone fort. Der ganze Aufbau des westlichen Zentralplateaus ist mit einer Deutung im Sinn von F. LOTZE nicht nur zu vereinen, sondern legt sie sogar nahe. Durch die Rückkehr der Faltenzüge erklärt sich die Zweistämmigkeit des nordwestlichen Zentralplateaus am zwanglosesten.

#### a) Die Zusammenhänge der Montagne Noire mit dem Massiv von Mouthoumet und den Ostpyrenäen.

Die Fortsetzung der südlichen Zone der Bretagne führt uns in die Montagne Noire. Eine solche Verbindung ist oftmals in der Literatur gesucht und neuerdings auch von DEMAY (1934 b) in

dem tektonischen Teil seiner Synthese angenommen worden. Wir wollen aber zunächst die Verknüpfung der Montagne Noire, im besonderen der Héraultzone, mit den südlicher gelegenen Aufbrüchen von Paläozoikum erörtern.

Die Héraultzone und das Massiv von Mouthoumet sind in ihrer Entwicklungsgeschichte bis gegen Ende des Unterkarbons nur wenig verschieden. Geringe Unterschiede sehe ich in der Konkordanz zwischen Gotland und Ordovizium und in der reichhaltigeren Entwicklung des Gotland im Massiv von Mouthoumet. Auch die Lücke (bzw. Diskordanz) zwischen Gotland und Devon hat nur geringe Bedeutung. Gleichfalls fehlt bretonische Faltung im Massiv von Mouthoumet; nur eine Sedimentationslücke stammt aus dieser Zeit.

Der Baustil beider Gebiete ist durchaus zu vergleichen. Gefaltete Decken und jüngere Deckschollen zeigen, daß wir in Mouthoumet wie im Norden etwa einen helvetischen Baustil vor uns haben.

Aber das Alter der Faltung ist in beiden Gebieten verschieden. Ich konnte für die Montagne Noire eine gleichzeitige Bildung der hochorogenen Intrusionen in der Kristallinen Achse und der Decken in der Héraultzone aus dem Bewegungsbild erweisen. Die Intrusionen sind im Gardbecken älter als das obere Westfal (BERTRAND 1920, 1928), welches schon auf den abgetragenen Kernintrusionen transgrediert. Wir erkennen hier eine sudetische Hauptfaltung. Im Massiv von Mouthoumet glaubten wir hingegen auf Sedimente des Namur zu treffen, in denen weiterhin schon Gesteine aus den Intrusionszonen aufgearbeitet sind. Die Hauptfaltung wäre jünger als das Namur und mithin asturisch. Es ergäbe sich ein Wandern der Faltung gegen Süden, das gut zu dem Gesamtbilde der Südvergenz paßt.

Im Süden des Massivs von Mouthoumet sollten wir Vortiefen-Sedimente von westfälischem und stefanischem Alter erwarten, da wir uns immer mehr dem Vorland nähern. Überraschender Weise stoßen wir aber erneut auf Granite und Orthogneise. Um die Granite entwickeln sich normale Kontakthöfe; die Orthogneise hingegen haben einen Hybrid-Glimmerschiefer-Kontakthof. Die Art dieser Intrusionen ist Gegenstand petrotektonischer Diskussionen zwischen ERDMANNSDÖRFER (1914) und LACROIX (1898, 1900) gewesen. Ersterer nimmt hier hochorogene Intrusionen und eine Primärschieferung der Granite an, während letzterer eine spät-orogene (statische) Intrusion zu erkennen glaubt. Die auffällige Parallelstruierung der Ränder hat ASHAUER ( $\alpha$  TEICHMÜLLER 1935) dazu geführt, sich für hochorogene Intrusionen zu entscheiden.

Andererseits hat E. RAGUIN (1933 a, b) erneut von einer spätrogenen Intrusion mit weitgehenden Aufschmelzungen an den Rändern beim Massiv von Querigut gesprochen.

ASHAUER ( $\alpha$  TEICHMÜLLER 1935) hält die Faltung mit den gleichzeitigen oder anschließenden Intrusionen für sudetisch; das Vorkommen von Granitgeröllen in den Grauwacken des jüngsten Visé bis Namur weist gleichfalls auf ein höheres Alter der Intrusionen als Oberkarbon hin<sup>50</sup>). Wenn ich auch nicht unbedingt von dem hochrogenen Charakter der Intrusion der Granite überzeugt bin, so bleibt doch ihr sudetisches Alter bestehen; die Falten, welche von den Graniten durchdrungen werden und das ältere Visé als Muldenkern enthalten, müssen dann gleichfalls der sudetischen Faltung zugehören.

Diese sudetische Intrusionszone erinnert außerordentlich an die Intrusionen der Grobgranite in der Kristallinen Achse der Montagne Noire, vor allem aber an den Granit der Mendic und seine Umgebung. Im großen mögen in den Ostpyrenäen die Grobgranit-Äquivalente in ein tektonisch noch höheres Niveau aufgestiegen sein als der Granit der Mendic. Wir treffen demnach im Süden der Hérault-Zone erneut auf ein Bauelement, welches den Orthocevennen entspricht.

Südlich der verhältnismäßig schmalen Intrusionszone der Ostpyrenäen erreichen wir wieder einen Raum, der nach Gesteinen und Baustil ganz an das Massiv von Mouthoumet erinnert. Aber ein auffälliger Unterschied liegt in der großen Beteiligung spätrogenen Tiefengesteine, die den nördlichen Gebieten fehlen<sup>51</sup>).

In diesem verhältnismäßig hoch liegenden, sudetisch versteiftem Block suche ich die Ursache der auffälligen Nordvergenz im Ostteil des Massivs von Mouthoumet. Sie entspricht ihrer Entstehung nach der Nordfaltung am Südrand der Kristallinen Achse der Montagne Noire.

Die Einfügung dieser gleichsam rückläufigen Zone der sudetischen Faltung in den Gesamtbau stößt auf gewisse Schwierigkeiten. Am einleuchtendsten war mir eine mechanische Erklärung. In diesem Rindenstück waren zur Zeit der sudetischen Faltung magmatische Körper ziemlich weit nach oben gelangt; auf

---

50) ASHAUER entscheidet noch nicht, ob die kristallinen Gerölle von einer bretonischen Innenkette oder aus der sudetischen Intrusionszone kommen. Da ich wahrscheinlich machen konnte (S. 113), daß die Gerölle aus den Ostpyrenäen selbst stammen, und da in diesen eine bretonische kristalline Zone nicht vorhanden ist, müssen wir uns für die 2. Möglichkeit entscheiden.

51) Auf das Vorkommen von Tiefengesteinen im tieferen Untergrund südlich der Montagne Noire könnte die magnetische Anomalie hindeuten, welche die Montagne Noire im Süden begleitet (J. JUNG 1933).

diese Tatsache deuten ja auch die ausgedehnten, nur wenig jüngeren Intrusionen in der gleichen Zone hin. Während das Land im Süden und Norden zur Zeit der sudetischen Faltung weitgehend konsolidiert gewesen ist, war diese Zone infolge der hochliegenden, nicht verfestigten Intrusionskörper schon faltbar. Die entstandene Faltenkette wird sofort wieder abgetragen und streut ihren Schutt nach Süden und Norden, wo infolge des Auswanderns von granitischen Massen, welche der Intrusionsnarbe zuströmen, sich Senkungszone bilden. Durch diese weitere Senkung werden auch die nördlichen und südlichen, bisher nicht gefalteten Gebiete der Faltung zugänglich. Die innere Ursache der Intrusionen in dieser Zone ist vielleicht in einer epirogenen Anlage begründet, die leider bei dem augenblicklichen Stand unserer Erkenntnis nicht nachzuweisen ist.

Unter diesem Gesichtspunkt erscheint es unnötig, nach einer Verbindung zwischen der Kristallinen Zentralzone und den ostpyrenäischen Intrusionen zu suchen. Eine solche Verbindung würde das Massiv von Mouthoumet mit seiner jüngeren Faltung umfassen müssen; die Verbindung könnten wir im Westen über Toulouse oder im Osten etwa über Montpellier ziehen. Im letzteren Fall würde vom Außenrand der Orthocevennen ganz grob die gewaltige Einbuchtung des Innenrandes in der Zone des Rhönetales wiederholt werden. Ich ziehe aber die oben angegebene Klärung, die keine komplizierte Linienführung der Gebirgszusammenhänge erfordert, dieser zweiten Möglichkeit vor.

In den Ostpyrenäen treffen wir auf ältere Sedimente, die uns im Massiv von Mouthoumet infolge der geringeren Heraushebung nur unvollständig begegneten. Die älteren, meist stärker metamorphen Kalke, welche die Intrusionssättel umgeben, dürften den kambrischen Kalken der Montagne Noire entsprechen. Das tiefere Ordovizium ist in seinen Einzelheiten noch wenig gegliedert. Im großen dürfte die gesamte Entwicklung geringere Mächtigkeiten umfassen<sup>52)</sup> und die ganze Form der Sedimentation küstennäher sein. Die südliche Küste zeigt sich besonders deutlich in der Zunahme der Geröllgröße in den Caradoc-Konglomeraten (ASHAUER & TEICHMÜLLER 1935, Abb. 24). Wir erkennen, daß wir uns gegen Süden dem Geosynklinalrand nähern, was mit den in der Montagne Noire gewonnenen Anschauungen übereinstimmt; aus der etwas lückenloseren Entwicklung des Massivs von Mouthoumet hätte man vielleicht auf das Gegenteil schließen können.

Überblicken wir den gesamten Bau des östlichen Zentralplateaus, der Montagne Noire, der Ostpyrenäen und des katalonischen Küstengebirges, so erkennen wir einen selten vollständigen Schnitt durch das variszische Gebirge. Von den kristallinen Innen-

52) ASHAUER (& TEICHMÜLLER, 1935, Abb. 23, S. 27) gibt 2,5 km Gesamtmächtigkeit für die Sedimente der Ostpyrenäen an. In der südlichen Montagne Noire, d. h. in dem geringer mächtigen Teil, erreicht allein das Kambrium und Unterordovizium über 3 km Dicke. Auch in den Mächtigkeiten des Unterkarbon ist der Unterschied deutlich; 400—500 m in der Montagne Noire stehen gegen 100 m in den Ostpyrenäen.

zonen des Morvan und der Gegend von Lyon über die kristallinen Decken des Cevennenkomplexes und die liegenden Falten und Decken der Orthocevennen erreichen wir in der Héraultzone die äußeren („helvetischen“) Ketten des Gebirges. In ihnen bleiben wir bis in das Katalonische Küstengebirge. Die Faltung der inneren Teile ist bis in die Héraultzone sudetisch, während gegen außen die asturische Faltung an Bedeutung zunimmt und im Massiv von Mouthoumet und dem Priorat zur Hauptfaltung wird. Das gesamte Gebirge in einer Breite von 600 km quer zum Streichen ist bis auf geringe Zonen der Gegenbewegung einheitlich südvergent<sup>53)</sup>. Zum Vergleich sei erwähnt, daß die nordvergente Zone zwischen der Scheitelung der Vogesen und dem Brabanter Massiv nur eine Breite von 350 km aufweist. Die Entwicklung der kristallinen Innenzone auf der Nordseite des Orogens ist in diesem Schnitt bedeutend geringer als die der Südseite.

#### b) Die Verbindungen des südlichen Zentralplateaus gegen Westen.

Es muß uns jetzt noch die Frage beschäftigen, wie sich die breite Zone der Südvergenz gegen Westen fortsetzt. Gibt der Bau der Außenzone eine Antwort auf diese Frage?

Ein Vergleich der Fazies durch die verschiedenen Formationen in der Bretagne und in der Montagne Noire läßt mancherlei Analogien erkennen. Für das Kambrium hat solche lithologischen Ähnlichkeiten THORAL (1935 a, S. 146) ausführlich beschrieben. Sie beschränken sich auf die Ausbildung der Konglomerate an der Basis des Kambrium und auf das Vorkommen von Kalken und kalkigen Sedimenten in einer mittleren Zone. Darüber hinaus sind im Kambrium genügend Unterschiede vorhanden.

Von ganz besonderer Bedeutung ist aber das völlige Fehlen des Tremadoc und die Transgression des Armorikanischen Sandsteines im Nordwesten. In den höheren Schichten des Ordoviziums herrscht in großen Zügen Übereinstimmung. Die kambrischen, sowohl wie die jüngeren ordovizischen Faunen der Montagne Noire zeigen Beziehungen zu englischen und skandinavischen Faunenbezirken, die eine nordwestliche Meeresverbindung nahelegen (THORAL 1935 b).

Das Gotland der Bretagne weist mit seinen liegenden Sandsteinen und den Mergeln der mittleren Abteilung auf eine Küstennähe, die dem Massiv von Mouthoumet und der Montagne Noire fremd ist. Desgleichen zeigt das Devon nur örtlich in den Kalklinsen des Unter- und Mitteldevon Anklänge an die Entwicklung der Montagne Noire und der Ostpyrenäen. Für das Unterkarbon sind Ähnlichkeiten nicht vorhanden und bei der weiten Verbreitung der bretonischen Diskordanz auch nicht zu erwarten.

Alles in allem lassen sich wohl mehr Unterschiede als Analogien feststellen. Diese Tatsache veranlaßt DEMAY (1934 b) und VON BUBNOFF (1930, S. 668, Abb. 200), die Montagne Noire in einen

<sup>53)</sup> Die bedeutendste dieser eingeschalteten Zonen mit Nordvergenz ist die zwischen dem Tarn und Rodez. Sie hat eine Breite von 60 km.

anderen Faziesbereich zu stellen als das Armorikanische Massiv. Letzterer zählt die Montagne Noire schon zu den Paläodinariden und glaubt in ihr ein den Rheniden fremdes Element zu erkennen. In Fortsetzung seiner Anschauung müßten wir den gesamten Ostpyrenäen die gleiche Stellung zuerkennen. Die Analogien der Montagne Noire zu den Karnischen Alpen sind größer als die zur Bretagne; daher ist eine paläogeographische Trennung von Montagne Noire und Armorikanischem Massiv durchaus berechtigt.

Diese paläogeographische Trennung muß aber nicht mit einer Trennung der Geosynklinalräume gleichbedeutend sein. Die Montagne Noire nimmt faunistisch eine Mittelstellung zwischen der nördlichen (rheinischen) und südlichen (herzynischen) Entwicklung ein, was auch, aus der Kalkfazies des Devons ersichtlich wird. Ferner erkennen wir in den Pyrenäen den gleichen Übergang zwischen einer westlichen sandigen und einer östlichen kalkigen, Fazies. In den Mittelpyrenäen sind Sedimente und Faunen beiderlei Herkunft verzahnt. Ähnliches gilt auch für das Ordovizium, soweit die Faziesbereiche dieser Formation schon geklärt sind.

Die paläogeographische Entwicklung läßt also die Möglichkeit einer Faltenverbindung offen, ohne eine solche Annahme besonders zu unterstützen.

Die variszische Vergenz der Pyrenäen scheint zum mindesten in den Südpynäen recht einheitlich gegen Süden gerichtet zu sein. Man wird auf diese Feststellung Wert legen dürfen, da die alpidische Vergenz weithin gegen Norden gerichtet ist und die Südfaltung dem variszischen Unterbau nicht sekundär aufgeprägt worden sein kann.

Das variszische Streichen schwankt im allgemeinen um die Ost-West-Richtung. In den Ostpyrenäen ist es nach ASHAUER ( $\alpha$  TEICHMÜLLER 1935, Taf. 7) mehr gegen Westnordwest gerichtet; es bildet einen spitzen Winkel mit dem Ostnordost-Streichen des Massivs von Mouthoumet und der Montagne Noire. Man wird wohl annehmen können, daß die Streichrichtung der letzteren Gebiete sich in einem gegen Norden offenen Bogen gleichfalls nach Westnordwest umbiegt. Wie DEMAY (1934 b S. 326) betont hat, wird diese Verbindung durch eine magnetische Anomalie unterstrichen. Ähnliche Anomalien begleiten den Nordwest- und Südwestrand des Armorikanischen Massives und deuten den Zusammenschluß der Falten an. Die Anomalie des Südwestrandes verlängert sich bis zur Garonnemündung und streicht so auf eine Linie im Süden der Montagne Noire zu, die etwa in der Höhe von Toulouse endet (J. JUNG 1933, Taf. 3).

Die Faltung scheint in den westlicheren Pyrenäen und im Katalonischen Küstengebirge jünger zu sein als in den Ostpyrenäen. Das tektonische Streichen der variszischen Faltung könnte in Westnordwest-Richtung die Pyrenäen spießbeckig durchschneiden; diese Folgerung hat schon ASHAUER ( $\alpha$  TEICHMÜLLER 1935, S. 27) angedeutet.

Der Bau des pyrenäischen Grundgebirges deutet also auf eine Fortsetzung der Falten nach Westnordwesten hin. Die jüngeren (asturischen) Falten würde man etwa in die Gegend südlich der magnetischen Anomalie im Südwesten der Bretagne verlängern müssen, während die Montagne Noire ihr Äquivalent nördlich dieser Anomalie hätte. Unter diesen Annahmen liegt die Anomalie in beiden Gebieten etwa in der gleichen tektonischen Zone.

### 5. Zusammenfassung und Ausdeutung.

(Abb. 28 und 29.)

Die Großzonen des Zentralplateaus verfolgten wir gegen Osten und Westen.

1. Die Morvanzone zieht über die Vogesen in den Schwarzwald. Weiterhin glaubten wir sie im Aarmassiv wiederzuerkennen. Die Scheitelung des Morvan stellten wir im Osten zum letzten Mal im Schwarzwald fest. Gegen Westen setzt sie sich in die Scheitelung der Bretagne fort, nachdem sie sich mit der von Süden herankommenden Scheitelung des Limousin vereinigt hat.
2. Die Fortsetzung der Lyonzone suchten wir im Montblancmassiv.
3. Die Zone der Orthocevennen erkannten wir in den Glimmerschiefern der Belledonne wieder; wir nahmen an, daß sie zwischen Besançon und Genf ihr nördliches Ende fände. Eine südlichere Fortsetzung bilden das Massiv von Maures, ? Korsika und der nordöstliche Teil von Sardinien. Im Westen des Zentralplateaus könnten die kaum metamorphen Phyllite im westlichen Teil der Zone von Tulle eine Fortsetzung bilden.

Die Spezialscheitelung der Orthocevennen setzt sich zwischen der Ostvergenz Korsikas und der Westvergenz Sardinien fort. Der westliche Scheitel des Zentralplateaus könnte eventuell mit diesem südlichen zu verbinden sein.

4. Eine Fortsetzung der Héraultzone zeigt sich trotz der geringmächtigeren und lückenhafteren Entwicklung der Sedimente in Sardinien und in der Bretagne.

5. Im Süden gliedert sich an die Héraultzone ein asturisch gefalteter Raum an, der das Katalonische Küstengebirge, Teile der Ostpyrenäen und das Massiv von Mouthoumet umfaßt.
6. Die Faltenzüge der Bretagne laufen gegen Westen zusammen (F. LOTZE 1933). Der Bau der Nordwestecke des Zentralplateaus stützt diese Ansicht.
7. Im ganzen Gebiet zwischen Morvan und dem Ebro herrscht einheitliche Südvergenz, der ein Wandern der Faltung von der sudetischen Innenkette zu der asturischen Außenkette entspricht.



Abb. 28. Die Verteilung der Vergenzen und Scheitelungen des variszischen Gebirges im östlichen Teile von Westeuropa.

Die starken Linien folgen dem tektonischen Streichen; die Pfeile geben die Richtung der Vergenz an; die punktierten Linien zeigen den Verlauf der Scheitelungen.

Für uns ergibt sich aus der festgestellten Ausdehnung der Südvergenz und dem verschlungenen Verlauf der Innenzone die Frage nach dem Sinn und der Ausdeutung der Bewegung. Der ganze Bauplan zeigt den Bau der Atlantiden (STILLE 1934 b). STILLE hat den westlichen Außenrand des Variszikum etwa mit dem Rand des europäischen Schelfes zusammenfallen lassen. Das Vorland des variszischen Gebirges ist der Atlantische Ozean. Gegen ihn entsendet das variszische Gebirge zwei große und breite Lappen.

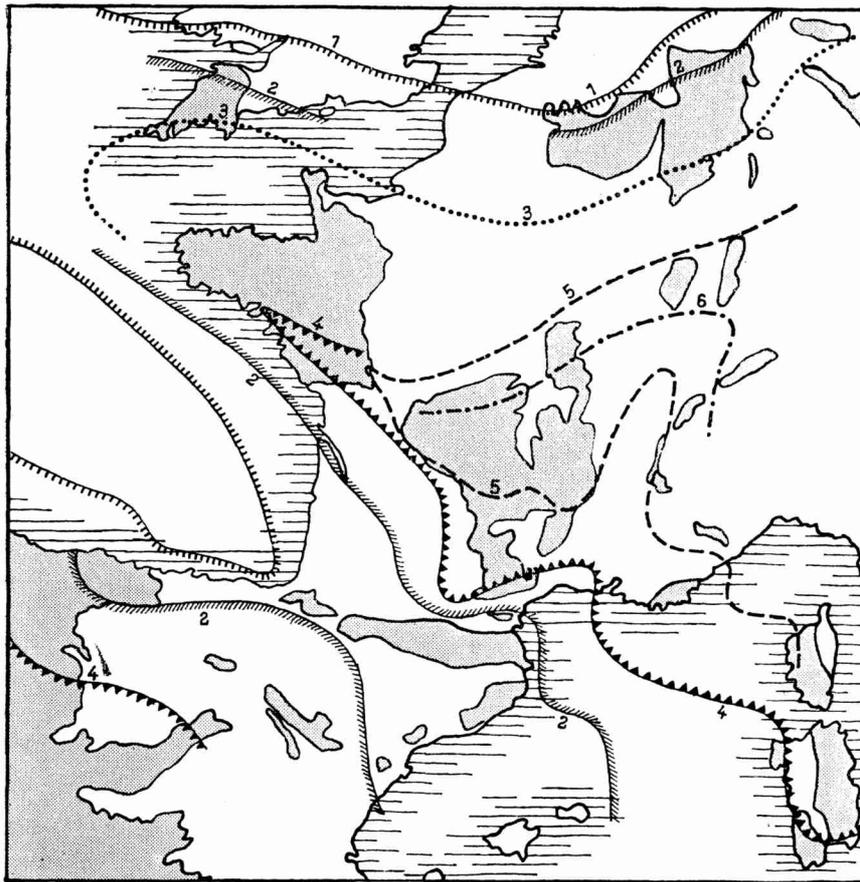


Abb. 29. Grenzen der variszischen Gebirgseinheiten im östlichen Teile von Westeuropa.

1. Der variszische Außenrand.
2. Der Außenrand der sudetischen Faltung.
3. Der Außenrand des Saxothuringikums.
4. Der Außenrand der Orthocevennes.
5. Der Außenrand der hochkristallinen Innenzone.
6. Die Grenze zwischen Lyon- und Morvanzone.

Die subvariszische Saumtiefe zieht in schmaler Zone in das Ebrobecken bis zu den Balearen zwischen dem nördlichen Armorikanischen und dem südlichen Iberischen Bogen hinein.

Die Außenränder selber sind uns nicht erhalten, so daß wir über ihre Form nichts genaueres aussagen können; hingegen treffen wir in der Bretagne und im Zentralplateau auf die inneren Umbiegungsstellen. Hier sehen wir, daß die Leitlinien, z. B. die Scheitelungen, keine eigentliche Umbiegung, sondern mehr eine Gabelung aufweisen. Die einheitliche Mittelscheitelung des Bogens in der Bretagne gabelt sich — wie die zugehörigen Faltenzüge — am Zentralplateau in zwei Äste. Statt der Bogenform sehen wir eher eine Virgation, ein Auseinandergleiten der Faltenzüge. Verbunden ist die Virgation mit einem allmählichen Herausheben der Geosynklinale gegen Westen. Es zeigt sich deutlich in einem Vergleich der Schichtenmächtigkeit in der Montagne Noire und in der Bretagne.

Wir erkennen, daß die kristalline Innenzone nicht bis in die Spitze des Bogens hineinzieht. Diese Beobachtung macht uns auch den Sinn des Nord-Süd streichenden Randes der Innenzone zwischen Montblanc und Sardinien verständlich. Die Biegungen der äußeren Ketten, das Hin und Her zwischen Ebrosporn und Iberischem Bogen macht die Innenzone nicht mit. Ihren atlantidischen Rand sehen wir in den Nord-Süd verlaufenden Teilstücken. Das Zentralplateau selber ist als Kern des Armorikanischen Bogens gegen Westen vorgeschoben. Aus seiner Mittelstellung in einem Gebirgsknoten ergibt sich auch die Erklärung für die fast auf allen Seiten vom Zentralplateau weggerichtete Bewegung. Nur das Morvan und die Lyonzone halten die Verbindung nach Osten offen.

Die Faltung ist im Westen und Süden des Zentralplateaus gegen das Ebrobecken gerichtet. In ihm erkennen wir eine Vorlandszone, die mit westnordwestlichem Streichen den Südrand der Pyrenäen begleitet. Die gleiche Vorlandszone dürfte in der Nachbarschaft der westvergenten Balearen (HOLLISTER 1934) einen mehr nord-südlich verlaufenden Rand haben; das nord-südliche Streichen Sardiniens zeigt uns, daß diese abweichende Richtung längere Zeit anhält und sich bis in die inneren Teile der Außenkette erstreckt. Die Entfernung Sardinien-Balearen entspricht ungefähr dem Abstand der Montagne Noire vom Priorat.

Die ganze Vorlandszone ist sicher in den letzten Zeiten der variszischen Faltung sehr schmal gewesen, wenn sie nicht überhaupt völlig von der Faltung überwältigt worden war. Wir werden in ihr kaum die eigentliche Ursache der großen Südvergenz sehen

dürfen. Im Süden des Ebrobeckens treffen wir auf ausgedehnte Nordbewegungen, die bis in das Grundgebirge der Keltiberischen Ketten anhalten, wo F. LOTZE (1929 Abb. 38, S. 264) eine Scheitelung festgestellt hat. Die Zone zwischen den letzten südvergenten Falten und der Scheitelung ist nicht ganz 200 km breit. Im Süden der Scheitelung sieht der gleiche Verfasser bis in die Gegend von Cadix in der ganzen etwa 600 km breiten Meseta ein südvergentes Gebirge. Auch im Iberischen Bogen scheint die Südvergenz — wenigstens räumlich — bedeutend zu überwiegen. Das gegenseitige Verhältnis ist hier noch unterschiedlicher als im angeführten Beispiel des nördlichen Bogens (1 : 3 gegen 2 : 3).

Wir können in dem ganzen Raum des westlichen Europa, der etwa mit dem atlantischen Abschnitt der Varisziden zusammenfällt, trotz der gegen Westen gerichteten Bögen einen sehr bedeutenden Zusammenschub in der Nord-Süd-Richtung feststellen. Nur in dem unregelmäßigen Verlauf der Zonen und in dem plötzlichen Einschub jünger gefalteter Teile zeigt sich ein Unterschied gegenüber den lang durchstreichenden Rheniden und Gondwaniden der östlicheren Teile der variszischen Kette.

Klarer noch als im Verlauf der Außenzonen kommt der atlantidische Bau in dem Außenrand der Innenkette zum Ausdruck. Längere, nord-südlich verlaufende Teile lassen den Einfluß eines ähnlichen Randes weiter im Westen vermuten. Diese sozusagen atlantidischen Abschnitte verbinden sich mit mehr ost-westlich streichenden rhenidischen bzw. gondwanidischen Teilen.

Eine Entscheidung, ob wir es im einzelnen mit Gondwaniden oder Rheniden zu tun haben, ist nicht möglich; dies ist ja gerade ein Kennzeichen des atlantidischen Baus. Die paläogeographische Entwicklung zeigt innerhalb derselben Geosynklinale mehr gondwanidische Fazies im Osten und mehr rhenidische im Westen. In dem Überwiegen der Südvergenzen, das gegenüber unseren bisherigen Anschauungen (vgl. z. B. H. CLOOS 1928) besonders überraschend ist, zeigt sich aber im Raum Westeuropas doch wohl ein überwiegender Einfluß des in sich mehr gefestigten Gondwana-Kontinentes.