

Werk

Label: Periodical issue

Jahr: 1937

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1937_0017|log4

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit geht von Spezialstudien im nördlichen Pyrenäenvorland und in den südwestlichsten Ausläufern des Zentralplateaus aus. Der Wunsch, dort Untersuchungen durchzuführen, wurde in mir bei der Bearbeitung des Paläozoikums der Karnischen Alpen in den Jahren 1927—1929 rege. Sie mußten jedoch wegen anderer Arbeiten bis zum Jahr 1933 zurückgestellt werden. Inzwischen waren im Zuge der vom Göttinger, später Berliner Geologischen Institut unter Leitung von Prof. STILLE durchgeführten Mediterranuntersuchungen neue Arbeiten über das Gebiet der Katalonischen Küstenkette (W. SCHRIEL 1929), über das Keltiberische Variszikum (F. LOTZE 1929), die Sierra Demanda (W. SCHRIEL 1930), über Sardinien (R. TEICHMÜLLER 1931) und die Spanischen Pyrenäen (H. SCHMIDT 1931) erschienen. Zu diesen Gebieten nimmt die Montagne Noire eine Zwischenstellung ein; die Klärung des großtektonischen Zusammenhanges, vor allem die Untersuchung der Zusammenhänge zwischen dem nichtmetamorphen Paläozoikum und dem Kristallin des Zentralplateaus gewannen ein erhöhtes Interesse.

Im Frühjahr 1933 konnte ich Geländeuntersuchungen durchführen, die sich auf die Montagne Noire und das Massiv von Mouthoumet erstreckten. Sie sind ohne die Kenntnis der DEMAYschen Untersuchungen über den Bau der Orthocevennen erfolgt, die mir im Februar 1933 in Berlin noch nicht zugänglich gewesen sind. Ich bin vielfach auf anderen Wegen zu den gleichen Ergebnissen wie dieser Forscher gelangt. Die Ergebnisse von M. THORAL (1933 a, 1935 b) konnte ich schon bei den Feldarbeiten benutzen. Ich muß Herrn THORAL besonders herzlich für das weitgehende Entgegenkommen danken, mit dem er mir seine damals noch nicht veröffentlichten Ergebnisse zur Verfügung stellte.

Die Ausarbeitung der Felduntersuchungen zog sich längere Zeit hin. Die ziemlich abgeschlossenen Arbeiten im Variszikum der östlicheren Teile des westlichen Mediterrangebietes reizten

dazu, die örtlichen Untersuchungen zu einer Arbeit über den Gesamtbau des westeuropäischen Variszikums zu erweitern. Ausgedehnte Literaturstudien beschäftigten mich im Winter 1934/35. Sie führten zu der im 3. Teil gegebenen Darstellung des Zentralplateaus und seiner Faltenverbindungen. Richtunggebend für diese theoretischen Ausarbeitungen waren die Arbeiten von H. STILLE (1927, 1934 a, 1934 b), dessen Nomenklatur ich verwenden werde.

Während der Zusammenstellung des Textes sind die Schriften von HOLLISTER (1934) über die Balearen und von ASHAUER und TEICHMÜLLER (1935) über die Ostpyrenäen und Katalonien erschienen. Sie konnten also noch mitverwertet werden.

Herrn Prof. ANGEL, Graz, habe ich für die sorgfältige Bearbeitung und Auswertung der von mir gesammelten Gesteinsproben in petrographischer und gefügekundlicher Hinsicht herzlich zu danken. Seine Untersuchungen, die als Teil IV dieses Heftes abgedruckt sind, stützen weitgehend die tektonischen Ausführungen im 1. Teil dieser Arbeit. Sein Manuskript ist im Frühjahr 1935 abgeschlossen worden und unverändert in Druck gegangen.

Meine Vorarbeiten waren im wesentlichen Ende 1935 abgeschlossen; widrige Umstände zögerten die endgültige Fertigstellung des Manuskriptes bis zum Herbst 1936 hinaus. Die im Jahre 1936 erschienene Literatur konnte daher nur unvollständig berücksichtigt werden.

Die Arbeit gliedert sich in 4 Teile. Die ersten beiden behandeln das Gebiet der Montagne Noire und des Massivs von Mouthoumet. Für ihren Abschluß wäre es vielfach erwünscht gewesen, sie durch neuerliche Geländeuntersuchungen zu ergänzen, die infolge der Devisenlage des Deutschen Reiches aber leider nicht möglich waren. Die vielen in den ersten beiden Abschnitten gebrachten Einzelheiten von mehr örtlichem Interesse sind durch den Umstand bedingt, daß ich bezüglich der Vergenz und teilweise auch des Alters der Faltung zu abweichenden Ergebnissen gegenüber anderen Forschern gekommen bin und dieses ausführlich begründen mußte. Der 3. Teil versucht in einer theoretischen Darstellung die gewonnenen Anschauungen in den Bau des Zentralplateaus und schließlich der Varisziden einzupassen. Im 4. Teil gibt, wie schon gesagt, F. ANGEL eine petrographische und gefügekundliche Darstellung der gesammelten Gesteinsproben.

Für die Gewährung eines Stipendiums zu den Feldarbeiten habe ich der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaften zu danken. Mein besonderer Dank gebührt Herrn Prof. STILLE, der

die Anregung zur Untersuchung des Massivs von Mouthoumet gab und mir letzten Endes diese Arbeit überhaupt ermöglichte, und der Preußischen Geologischen Landesanstalt, die mir den Urlaub zur Ausführung der Felduntersuchungen gewährte. Rege Aussprache mit Herrn Dr. ASHAUER förderte die Arbeit und klärte die Beziehungen zwischen der Montagne Noire, dem Massiv von Mouthoumet und den Ostpyrenäen.

1. TEIL:

Der Bau der Montagne Noire und des Rouergue.

Einleitung und Problemstellung.

An das eigentliche Zentralplateau und die Cevennen schließt sich im Südwesten noch ein langer Streifen von Grundgebirge an. Durch die Causse von Millau und den Golf von Rodez wird er von der Hauptmasse des Zentralplateaus deutlich abgeschnürt. Er umfaßt das Gebiet der ehemaligen Provinz Rouergue und der Montagne Noire und erstreckt sich über die heutigen Departements Aveyron, Tarn, Tarn-et-Garonne, Hérault und Aude. Die Abgrenzung und die Kennzeichnung der geologisch-tektonischen Einheiten hat BERGERON im Jahre 1889 in unübertrefflicher Weise gegeben. Ich folge seiner Darstellung, die in der Namengebung etwas von den geographischen Begriffsbestimmungen abweicht.

Dieser Streifen ist für das geologische Verständnis des Zentralplateaus ungemein wichtig. In ihm verbinden sich die fossilführenden Sedimente mit dem Kristallin, und vor allem hier kann man Aufklärung über die Altersverhältnisse der Faltungen und Intrusionen erwarten. Die Serie der Sedimente ist ungewöhnlich vollständig, denn vom Unterkambrium bis ins Karbon sind alle Schichten durch Fossilien belegt.

Die Frage nach dem Bau der variszischen¹⁾ Kette kommt hinzu. Meine Studien in den Karnischen Alpen führten mich zur Annahme einer Nordvergenz, einer Bewegung und Überfaltung gegen Norden. Aus dem stratigraphischen Studium ergeben sich engere fazielle Beziehungen zur Montagne Noire, vor allem zur Gegend von Cabrières. Diese Beziehungen wurden schon von FRECH (1892—94) betont und näher ausgeführt. Auch aus den Arbeiten von SCHRIEL (1930) in Katalonien und LOTZE (1929) in Keltiberien ergeben sich Fragen über die mutmaßlichen Faltenverbindungen zwischen Spanien und Südfrankreich, deren Beantwortung in der Montagne Noire zu

1) Variszisch wird hier im Sinne von E. SUESS gebraucht. In der französischen und Schweizer Literatur wird hierfür „hercynien“ angewandt. Doch beruht dies auf einer irrtümlichen Auffassung des Begriffes „hercynisch“, der eine Richtungsbezeichnung ist (vgl. STILLE 1924, S. 81).

suchen ist. Es war vor allem zu entscheiden, ob Nord- oder Südvergenz vorliegt.

Die Klärung all dieser Fragen konnten nur Begehungen und Untersuchungen an Ort und Stelle bringen. So eingehend die bisherigen Arbeiten, vor allem die von BERGERON, die geologischen Fragen darzustellen suchen, reichen sie doch zu einer Entscheidung der Probleme nicht aus. Sie sind ja unter völlig anderen Gesichtspunkten und z. T. mit für uns unwesentlichen, z. T. irreführenden Fragestellungen geschrieben worden.

Wenn in der kurzen für die Feldarbeiten zur Verfügung stehenden Zeit in dem großen Gebiet, welches an Ausdehnung dem gesamten Vogtland gleichkommt, überhaupt gewisse Ergebnisse erzielt werden konnten, so ist dies dem Entgegenkommen der französischen Fachkollegen vom Institute Montpellier, vor allem des Herren THORAL, zu verdanken. Herr THORAL zeigte mir in freundlichster Weise sein Arbeitsgebiet in den Monts de Lacaune; wir konnten zusammen in zwei Profilen die Schiefergebiete des Rouergue durchqueren und so einen gewissen Eindruck von der Tektonik dieses Teiles des Zentralplateaus gewinnen. Infolge dieser Zusammenarbeit brachte die Monographie THORAL's (1935 a) mir nur wenig, was ich nicht schon bei der Geländearbeit in den Grundzügen gekannt hätte. Vor allen Dingen ersparten mir seine stratigraphischen Erkenntnisse ungeheuer viel Zeit, die für tektonische Untersuchungen frei wurde. Die Geländearbeiten sind in der Gegend von Cabrières genauer durchgeführt und später mit mehr profilmäßigen Studien in den westlichen und nördlichen Gebieten ergänzt worden.

Die Studien dieses 1. Teiles der Arbeit hatten die Klärung folgender Fragen zum Ziel:

1. die epirogene Entwicklung der Montagne Noire,
2. die Grundzüge des orogenen Baues, vor allem die Verknüpfung des Kristallins mit den nicht metamorphen Sedimenten,
3. Die Vergenz der Faltung.

Das Gesamtbewegungsbild wird im Schlußabschnitt dargestellt²⁾.

2) Für das Verständnis des Ganzen ist es am besten, erst diesen Schlußabschnitt zu lesen und die Übersichtsskizze Taf. 1, zu benutzen.

A) Stratigraphischer Teil.

1. Das Vorkambrium.

In der älteren Erforschungsperiode der Montagne Noire wurde besonders von BERGERON und MIQUEL (1895) das Vorhandensein von Vorkambrium in den kristallinen Gesteinen der Montagne Noire gezeugnet. Neuerdings kam DEMAY (1931 b) zu einem ähnlichen Schluß. MICHEL-LEVY (1932 a und b) hingegen schied in den Profilen des Orbtals eine vorkambrische Serie aus, der er auch den Orthogneis der Mendic zuzählte. THORAL (1935 a S. 59 und 61 ff.) begründete diese Ansicht genauer und beschrieb die Gesteine dieses Vorkambriums.

Für beide Forscher sind folgende Gründe für die Annahme eines vorkambrischen Alters dieser Gesteine maßgebend:

1. In dem Profil bei Rocozels liegen an der Basis des fossilführenden Kambrium neben Tuffen und Quarzporphyren konglomeratische Gesteine. Ihr Geröllbestand weist saure Eruptiva, granitische Gesteine? und Sedimentgesteine der liegenden Serie auf (THORAL 1935 S. 62). Die Konglomerate treten sehr regelmäßig an der „Basis“ des Kambrium auf.

2. Im Grès de Marcory finden sich gerollte Feldspate und Turmaline [58, 59, 60, 62]³⁾. Sie werden von MICHEL-LEVY als Derivate eines granitischen Gesteins und seines Ganggefolges gedeutet (1932 a). Als Ausgangsmaterial wird der Granit der Mendic und die Pegmatitgänge der Kristallinen Zentralzone angesehen.

3. Das Streichen des Kristallin geht in gewissen Teilen O—W, während das nicht metamorphe Paläozoikum die WSW—ONO-Richtung bevorzugt.

4. Es finden sich keine Übergänge vom Kristallin in das nicht metamorphe Paläozoikum. Besonders liegen am Südrand immer Störungen der regelmäßigen Abfolge vor. (THORAL 1935, S. 56 ff.).

Im tektonischen Teil (S. 81 ff.) werde ich einige der angeblich fehlenden Übergänge beschreiben. Es sei aber schon jetzt kurz darauf hingewiesen, daß sich auch nach THORAL (1935 S. 60) bei Combe Caude am Col de la Bassine westlich Lacaune im kambrischen Kalk Pargasite neugebildet haben. Das Liegende, schon zum Vorkambrium gezählt, bilden albitisierte Serizit-Chlorit-Phyllite [90]. Der Kalk ist also eher höher metamorph als das Vorkambrium.

Das verschiedene Streichen wird gleichfalls im tektonischen Teil eine Erklärung finden, die keine vorkambrische Orogenese voraussetzt.

Es bleiben also die Punkte 1 und 2 zu erörtern. Unzweifelhaft liegt an der Basis der Eruptivserie eine Diskordanz vor, aber sie ist in allen klaren Profilen sehr schwach. Auch sind in dem Profil des Orbtals die Sedimente der als vorkambrisch angesehenen Serie in keiner Weise stärker metamorph als die des hangenden

3) Die Zahlen in den eckigen Klammern beziehen sich auf die Gesteinsbeschreibungen von F. ANGEL im 4. Teil dieser Arbeit.

Paläozoikum. Selbst THORAL (1935 S. 69 und 102) betont die Ähnlichkeit der Sedimente mit denen der jüngeren Serie. Auch die Feldspäte des Grès de Marcory können nicht beweisend sein. Sie sind für genauere Bestimmungen zu klein. (Vgl. S. 79). Die Turmaline hingegen zeigen in der Farbe einen deutlichen Unterschied gegenüber den Turmalinen der Pegmatite der Kristallinen Zentralzone. (Vgl. S. 67). Sie finden sich bei St. Pons in gleicher Weise als Gerölle in der für vorkambrisch gehaltenen Serie [78].

Wenn ich berücksichtige, daß die ältesten durch Fossilführung nachgewiesenen Horizonte noch dem oberen Unterkambrium angehören (COBBOLD 1931, 1935), so möchte ich es für möglich halten, daß das Vorkambrium doch noch als eine ältere kambrische Serie zu deuten ist. Aber selbst wenn wir THORAL folgen und diese Schichten für vorkambrisch halten, so handelt es sich in allen Fällen, wo eine Abgrenzung durchzuführen ist, um kaum metamorphe Sandsteine, Grauwacken, Tonschiefer und spärliche Kalke.

Hingegen geht aus meinem Material nach der Bearbeitung von ANGEL klar hervor, daß an verschiedenen Stellen ein älteres höhermetamorphes Kristallin vorliegt (s. S. 85 ff.). Es sind zweitstufig metamorphe Gesteine, die z. T. bei der variszischen Tektonik diaphthoritisiert worden sind. Von Héripian, aus der Gegend des Marcory, von St. Pons, aus den Profilen des Gorge d'Héric und von Cassagnes sind mir solche Gesteine [116—134] bekannt. Sie haben eine gebirgsbildende Ära mehr mitgemacht als die Gesteine des Paläozoikums (und die der bisher als vorkambrisch erwähnten Serie). In den Gesteinen dieser alten Serie und in ihren auffälligen Begleitern suche ich das Ursprungsgestein des Grès de Marcory und der übrigen kambrischen Sedimente. Hingegen scheint es noch nicht erwiesen, daß die basischen Tiefengesteine [30—34] auch in diese alte Serie gehören.

Zusammenfassung: Dem Vorkambrium läßt sich ein zweitstufiges Kristallin zuordnen, welches bei der variszischen Metamorphose diaphthoritisiert wurde. Nicht ganz so klar ist das Vorhandensein eines nicht metamorphen Vorkambriums im Liegenden der Eruptivserie des Unterkambriums.

2. Das Kambrium.

Das Kambrium wurde in der Montagne Noire zuerst bei Ferals (Bl. Castres) von BERGERON (1888) nachgewiesen und gegliedert. 1899a gibt er den letzten Überblick. Er unterscheidet:

Potsdamien: mehr oder weniger sandige Phyllite (mehrere 100 m),
 Acadien: grünliche phyllitische Schiefer, weinrote und violette Schiefer
 mit reicher Fauna (Mittelacad), Kalkknollenschiefer,
 Georgien: Kalk und Dolomite, sehr mächtig.

Schon früher hatten MIQUEL (1893) und DE ROUVILLE (DELAGE, MIQUEL α R. 1893 a u. b, 1894) als tieferes Glied den Grès de Marcory angefügt, der aber von BERGERON nicht anerkannt, sondern zum Potsdam gestellt wurde. In späteren Jahren folgen ausführliche Faunenlisten und Gliederungen von MIQUEL (1905), die im einzelnen nicht erörtert zu werden brauchen. Ab 1928 beginnen die Arbeiten von THORAL, der z. T. in Gemeinschaft mit BLAYAC in rascher Folge die kambrische Stratigraphie im Norden und Süden der Montagne Noire sicherstellt. Ihren Abschluß findet die Arbeit im Jahre 1935 (a u. b).

Die folgenden Ausführungen beruhen im wesentlichen auf diesem Werk. Ich kann mich deshalb auch kurz fassen und mich auf die Grundzüge beschränken, welche für das Verständnis der Tektonik wichtig sind.

a) Die paläontologische Grundlage.

Als älteste Fauna der Montagne Noire ist die *Olenopsis*-Fauna anzusehen. Sie wurde von THORAL und BLAYAC (1931 a, b) im Grès de Marcory gefunden und ausführlich von COBBOLD (1931) beschrieben. Zwei Trilobitengattungen: *Blayacina* und *Olenopsis* sind bezeichnend. Erstere ist ein neues Genus; über dessen Verbreitung wir wenig wissen. Das Genus *Olenopsis*, das mit einer neuen Art auftritt, ist in England und Amerika im hohen Unterkambrium (Georgium) verbreitet. Die stratigraphische Eingliederung der sardinischen Schichten mit *Olenopsis* ins Mittelkambrium möchte ich mit THORAL (1935 S. 147) für zweifelhaft halten. Es bleibt also bei der bisherigen Einstufung dieser Fauna ins obere Unterkambrium.

Gleichfalls noch in das Unterkambrium gehört eine Fauna, die noch im Kalkhorizont bei Ferrals von THORAL gefunden wurde. COBBOLD (1935) hat daraus das neue Genus *Ferralsia* beschrieben, das zu den Ellipsocephaliden gehört. Etwas tiefer kommt das Genus *Micmacca* vor, welches gleichfalls zu den Ellipsocephaliden gerechnet wird. Beide Genera deuten allgemein auf Unterkambrium. Als Begleitformen ohne spezielleren stratigraphischen Wert treten *Archaeocyathus* und *Coscinocyathus* recht häufig auf, ferner Anneliden und Ostracodenreste.

Unmittelbar über dem Kalk, z. T. ihn noch mit umfassend, beginnt das Mittelkambrium. THORAL kommt zu einer faunistischen Dreigliederung. Im liegenden Teil beginnend folgt:

1. die Fauna mit *Paradoxides Rouvillei* MIQU. in Begleitung von *Solenopleura*?, *Calodiscus* (= *Eodiscus*), *Corynexochus* und *Holocephalina*,
2. die Fauna mit *Paradoxides mediterraneus* (aus der Gruppe des *Paradoxides rugulosus*).

a) mit *Liostracus* und *Conocoryphe héberti* MUN. CHALM. et BERG.

b) mit *Conocoryphe Levyi* MUN. CHALM. et BERG.

Die reiche Begleitfauna beider Horizonte ist aus den Tabellen von THORAL zu entnehmen. Es handelt sich jedenfalls einwandfrei um Mittelkambrium.

3. Zone mit *Paradoxides cf. forchhammeri* ANG. und *Agnostus*. Dieser Horizont ist nur sehr selten fossilführend und liefert nur wenig Exemplare.

Das Mittelkambrium ist der fossilreichste Horizont des südfranzösischen Kambriums. Seine Gliederung wurde an vielen klaren Profilen gewonnen und ist unbedingt sicher. Hingegen liegen aus dem Oberkambrium nur vereinzelte Funde vor, die gerade das Vorhandensein dieser Formation sicherstellen (THORAL 1933).

b) Die Schichtenfolge und die Faziesbezirke.

α) Das Unterkambrium.

Von THORAL (1935) werden die Blavierite BERGERON's im Orbtal für die Basis des Kambrium gehalten. Es handelt sich um ausgeschieferte Arkosen, Tuffe und die begleitenden sauren und mittelbasischen Eruptiva. Für diese intressanten Eruptiva möchte ich eine subaquatische Eruption für möglich halten. Mit dieser Serie vergesellschaftet sind Konglomerate, die im wesentlichen wieder Eruptiva, z. T. auch Tiefengesteine, Zweiglimmergranite, aufgearbeitet enthalten. Selten sind Reste der unmittelbar liegenden Sedimentserie. Ein großer Teil der altkambrischen Sedimente und Eruptiva wird für Ultramylonit gehalten und die Entstehung dieser geschieferten Gesteine mit einer bedeutenden Bewegungsfläche in Zusammenhang gebracht. Ich möchte bei der Beurteilung der verschieferten Bewegung vorsichtiger sein. So ist z. B. im Orbtal bei la Rode-Basse das Auflager der völlig verschieferten und serizitisierten Gesteine aufgeschlossen. Die grünlichen Quarzite des unmittelbaren Liegenden zeigen keinerlei über das gewöhnliche Maß hinausgehende Beanspruchung [2]. Es ist anzunehmen, daß die Gesteine mit ihrem hohen Feldspatgehalt im chemischen Ungleichgewicht stehen und deshalb leichter zerfallen als ihre Umgebung. Dies stimmt auch mit den Erfahrungen überein, die ich mit ganz ähnlichen Gesteinen im Schwarzbürger Sattel (Thüringen) machen konnte. Dort liegen Porphyroide als Deckenergüsse in kaum metamorphen, aber geschieferten Quarziten und Tonschiefern. Die Porphyroide sind von einem bestimmten Gehalt an Kieselsäure (unter 77 %) ab völlig zu Serizitschiefern und Serizitgneisen

zersetzt, während die Porphyroide mit 80 % SiO_2 keine chemische Umsetzung und nur spärliche Schieferung aufweisen. Mehrfach liegen beide Typen unmittelbar übereinander ohne daß an den Grenzflächen (im Hangenden und Liegenden) größere Bewegungen zu vermerken wären. Wenn wir dies berücksichtigen, so kann man das Auflager auf die ältere Serie (Vorkambrium) eigentlich an allen Punkten für nicht mehr gestört halten, als es bei allen Grenzen im südfranzösischen Palaeozoikum der Fall ist.

Die porphyroidischen Gesteine treten in zwei getrennten Zügen auf. Bei la Rode-Basse im Orbtal südlich Avène setzt der erste Zug ein. Er läßt sich mit einer Unterbrechung durch das Kohlenbecken von Graissessac bis Plaisance am Rand der Kristallinen Zentralzone verfolgen.

Der nördlichere Zug beginnt im Orbtal bei Rocozeles, wo die Tuffe und Decken besonders gut aufgeschlossen sind, und verläuft von dort als Sattelkern gegen Brusque und als Auflager auf das „Vorkambrium“ von Devèze bis Tauriac. Vereinzelt tritt die Serie noch in einem Sattelkern nördlich Brusque am Pic de Roste hervor.

In dem Profil südlich Sorèze liegen nach meinen Beobachtungen unter dem kambrischen Kalk kurz vor den großen Kehren der Straße nach Arfons erst grünliche Quarzite und Schiefer, in die sich arkosige Grauwacken, Porphyroide und Serizitgesteine einschalten. Es liegt wohl die gleiche Serie vor. Ein Geröllschiefer [85] ziemlich tief aus dieser Serie mag noch erwähnt werden. Im ganzen sind die Porphyroide in mehreren Lagen eingeschaltet, wodurch die ganze Serie mächtiger wird. Das Auftreten der Porphyroide hier im äußersten Westen der Montagne Noire ist von Wichtigkeit, weil die liegende Eruptivserie anscheinend in dem Zwischenstück bei Lacaune fehlt.

Ganz im Norden bei Réquista hat neuerdings MICHEL-LEVY (DURAND & MICHEL-LEVY 1932) ganz ähnliche Gesteine (Bruchstücke von Quarz und Feldspat in einer Grundmasse von Serizitschiefeln) beschrieben. Sie sind vielleicht auch mit unseren Serien an die Basis des Kambrium zu stellen.

Auf die Eruptiva bei Rocozeles legen sich direkt die unterkambrischen Kalke. Im südlicheren Zuge bei la Rode-Basse schiebt sich eine Serie von Glanzschiefern und ausgeschieferten Arkosen in 100—150 m Mächtigkeit zwischen beide ein. Die Arkosen werden von MICHEL-LEVY (1932 b) auf Grund petrographischer Überlegungen für ein Äquivalent des Grès de Marcory gehalten. Im makroskopischen Bilde sind aber beträchtliche Unterschiede vorhanden.

Die Beziehungen der Eruptiva zum nächsten Glied unserer kambrischen Schichtreihe scheinen mir noch nicht genügend geklärt. In den gewöhnlichen Profilen, sowohl im mittleren Teil der Monts de Lacaune und im oberen Orbtal wie auf der Südseite der Montagne Noire südlich St. Pons und bei Ferrals, liegt nämlich unter den Archäocyathinen-Kalken ein heller quarzitischer Sandstein mit Kalkknoten. In ihm kommt die *Olenopsis*-Fauna an mehreren Stellen vor. Er wird neuerdings als Grès de Pardailhan vom Grès de Marcory abgetrennt. (THORAL 1935 S. 135 a.) [58, 59]. Diese hellen Sandsteine sind außerordentlich bezeichnend für die Basis der Kalke. Ihre Mächtigkeit beträgt nur wenige Meter. Es können mehrere Bänke auftreten.

Zu den schon bekannten Fundpunkten möchte ich noch einige hinzufügen. In dem schon von THORAL (1935 S. 87, Abb. 13) beschriebenen Profil von Bas Oupigno fand ich den fehlenden Grès de Pardailhan als hellen Quarzit im Liegenden des Kalkes mit 5 m Mächtigkeit auf der rechten Talflanke, wo er — durch Gerüpp verdeckt — als scharfe Kante in einem kleinen Tälchen hinunterzieht. Von Condades gegen Norden tritt er im Liegenden des Kalkzuges von Condades in vier durch dolomitische Kalke getrennten Bänken auf, von denen die mächtigste 10 m überschreitet. Am Gegenflügel des Sattels ist er zwischen Begot Haute, und Begot Bas gleichfalls an der Basis des Kalkes aufgeschlossen. Auch im Tal von Citou nach Caunes ist er mehrfach festzustellen. Bei einem kleinen Schuppen in der gegen Süden vorspringenden Kurve südost Montbonos führt dieser Horizont Reste von Trilobiten *).

Unter dem geringmächtigen Grès de Pardailhan folgt der Grès de Marcory, eine Serie von graugrünen grauwackenartigen Gesteinen [60, 62]. Mit seinen dicken Bänken von 1—2 m fällt er unter den kambrischen Gesteinen recht auf. Es gibt aber im Oberkambrium ähnliche Gesteine; der Grès de Marcory ist daher mit Sicherheit nur im Zusammenhang mit dem Grès de Pardailhan zu erkennen. Er bildet im Süden die Sattelkerne und findet sich in gleicher Fazies im oberen Orbtal und in den mittleren Monts de Lacaune wieder.

Es muß nun auffallen, daß in den Monts de Lacaune zwischen Gesteinszügen der Folge Kalk, Grès de Pardailhan, Grès de Marcory im Norden und im Süden mit einem Mal die so fremdartig aussehende Eruptivserie von Avène auftritt, in welcher der Grès de Pardailhan fehlt und in der neben den (geschiefernten) Arkosen soviel Tonschiefer an Stelle des Grès de Marcory vorkommen. Ich möchte die Frage aufwerfen, ob nicht die Serie von Avène, — d. h. der annelidenführende Kalk von Avène und die „Blavierite“ von La Rode-Basse — in das Liegende des Grès de Marcory gehören. Die Profile vor THORAL (1935 a Taf. 4 Fig. 1—4) lassen diese Deutung ohne weiteres zu. Der von THORAL hier angenommene

4) SIR COBBOLD hat sich entgegenkommender Weise der Mühe unterzogen, diese Stücke zu besichtigen. Leider erwiesen sie sich als unbestimmbar. Ich möchte ihm aber trotzdem für seine Mühe danken.

Sattel hat verschiedene Flanken. (THORAL 1935 a S. 95, 96). Jedenfalls ist auf der ganzen Erstreckung von Avène bis zum Becken von Graissessac im Hangenden des liegenden Kalkes ein Schieferzug vorhanden. (Prof. 1—4). Die Entscheidung, welche Ansicht die richtige ist, hätten die leider verlorenen Fossilien vom Südhang des Marcou bringen können (THORAL 1935 a S. 98). Bis zu einem solchen Fossilfund möchte ich die Möglichkeit offen lassen, daß 2 Kalkhorizonte und eine kambrische Serie von höherem Alter als der Grès de Marcory vorliegt.

Hingegen scheint der Fall für den nördlichen Zug der Eruptivserie bei Rocozels klarer zu liegen. Hier wechseln die Kalke mit der Eruptivserie. Der Grès de Marcory oder seine Äquivalente fehlen. Da im Hangenden der Kalke mittelkambrische Faunen gefunden sind, vertreten die Kalke wie gewöhnlich das oberste Unterkambrium. Hier reicht also die Eruptivserie bis in die Zeit der *Olenopsis*fauna hinein (THORAL 1935 a, S. 107 ff. und 115 ff.).

Die Kalkdolomitserie ist das Leitgestein im Kambrium der Montagne Noire [53, 55]. Die Kalke treten in den südlicheren Gebieten als steile Wände hervor. Nur auf den Hochflächen z. B. bei Murasson im Norden der Kristallinen Zentralzone verschwinden sie leicht unter Verwitterungsdecken. Meist sind sie an der Basis dolomitisch und werden gegen das Hangende hin mergelig. Ihre Mächtigkeit wechselt stark. Im Süden mögen 500 m normal sein (THORAL 1935 a, S. 91), doch sind sie an einigen Stellen (tektonisch?) von geringer Mächtigkeit. Im Norden erreichen sie im Zuge bei Avène und Melagues über 1000 m, nehmen aber nach Westen und Nordwesten rasch an Dicke ab. Dieser Wechsel zeigt sich auch in der Zunahme der liegenden Falten gegen NW. Schließlich mögen die Kalke bei Lacaune nur noch 100 m erreichen und stark durch zwischengeschaltete Schiefer aufgelöst werden (Complex calcaire de Lacaune THORAL 1935 a, S. 133).

β) Das Mittel- und Oberkambrium.

In den regelmäßigen Profilen auf der Südseite der Montagne Noire gehen die Kalke nach oben in bunte Mergel und Knollenkalke über. Diese Knollenkalke sind oft von den Schichten des Oberdevon nicht zu unterscheiden. Weiter hinauf folgen bunte, gelbe, grüne, rote, weinrote und violette Schiefer. Sie sind z. T. erdig, z. T. wohl infolge tektonischer Vorgänge fest und klingend [68, 69]. Die ganze Übergangsserie umfaßt 30—40 m. Im einzelnen ist die Zusammensetzung wechselnd. Auch ist dieser bezeichnende Horizont oft durch tektonische Vorgänge unterdrückt. In den bunten Schiefen finden sich die Faunen des unteren und mittleren Mittelkambriums.

Nach oben verzahnen die Tonschiefer sich mit grünlichen Quarziten und quarzitischen Sandsteinen, die schließlich vorherrschend werden. Im unteren Teil enthält die Serie noch karbonatische

Knollen mit der Fauna des oberen Teiles des mittleren Mittelkambriums. Diese untere Abteilung ist bei Coulouma 150 m mächtig (THORAL 1935, S. 90). Die sehr mächtige höhere Folge mit einer Wechsellagerung zwischen Quarzit und grünlichen Schiefen schließt an einigen Stellen die Fauna des oberen Mittelkambrium ein. Sie erreicht bei Coulouma mindestens 500 m Mächtigkeit [62 bis 64, 70].

Nicht sehr verschieden von diesen Gesteinen ist das Oberkambrium ausgebildet; es erreicht mindestens 300 m Mächtigkeit. Als Sonderheit wären einige Grauwackenbänke und Kalklinsen zu erwähnen.

Dieses Profil gilt mit ganz geringen Abänderungen für die ganze südliche Montagne Noire. Auch in den Profilen des oberen Orbtals und in den südlichen Monts de Lacaune ist es kaum verändert wiederzufinden.

Hingegen verliert es seine Gültigkeit in der Gegend von Murat-sur-Vabre und Brusque. In seitlichem Fazieswechsel werden die Quarzite und Sandsteine durch Tonschiefer ersetzt. Die Knollenkalke gewinnen an Ausdehnung und beschränken sich nicht wie im Süden auf das Untere Mittelkambrium. Kurz gesagt hört hier allmählich die Einstreu von grobem Material auf. In der noch weiter gegen Norden vorgeschobenen Gegend sind schließlich nur noch knollige Schiefer und schwarze Dachschiefer vorhanden. Die Dachschiefer entsprechen im Aussehen völlig den Hunsrückschiefen des südlichen Rheinischen Schiefergebirges. Die Tonschieferfazies vertritt das gesamte Mittel- und Oberkambrium, greift aber auch noch in das Tremadoc hinein. Nur Faunenfundstellen erlauben jeweils eine genauere Feststellung des stratigraphischen Horizontes.

c) Der Vergleich mit anderen Gegenden.

Das Kambrium der Montagne Noire gehört nach Schichtenfolge und Fossilinhalt durchaus zur Mediterranen Provinz. Die engsten Beziehungen gehen nach Sardinien, unter dem Vorbehalt, daß man die dortigen Profile umkehrt (vgl. hierzu auch THORAL 1935, S. 147, 148). Weniger eng sind die Beziehungen zur Keltiberischen Kette (LOTZE 1929). Zwar bieten die Mureromergel einen ausgezeichneten Vergleichshorizont mit den mittelkambrischen bunten Schiefen, aber die übrigen Glieder lassen sich nur schwer gleichstellen. Ihren tieferen Teil könnte man mit dem „Complex calcaire des Monts Lacaune“, also dem Archäocyathinenkalk, in Einklang bringen. Im Darocaquarzit wäre dann ein Äquivalent des Grès de Pardailhan und des Grès de Marcory zu sehen, während die Villafeliche-Mergel dem mittleren (und höheren?) Mittel-

kambrium gleichgestellt würden. Die Jiloca-Schichten müßten so zusammen mit den Ateca-Schichten das höhere Mittelkambrium und das Oberkambrium vertreten. So unsicher die Vergleiche im Einzelnen sind, so kann man doch die verhältnismäßig geringe Mächtigkeit des Kambriums der südlichen Montagne Noire daraus erkennen.

Für Deutschland ganz besonders wichtig ist die überraschende Ähnlichkeit mit dem Unterkambrium von Görlitz. Man kann hier jedes Handstück vergleichen. Meist dürfte selbst ein Spezialkenner nicht in der Lage sein, den Herkunftsort der Stücke zu bestimmen. Auch faunistisch sind reichliche Anklänge vorhanden, die vielleicht nach dem Erscheinen der genauen Bearbeitung des südfranzösischen Kambriums (THORAL 1935 b) schärfer hervortreten werden (vgl. SCHWARZBACH 1932, 1934).

3. Das Ordovizium.

Das Ordovizium der Montagne Noire hat auf Grund seiner reichen Fauna von jeher das Interesse der Geologen erweckt. Es sind aber bis in die neueste Zeit niemals Versuche unternommen worden, eine eingehende Spezialgliederung durchzuführen. Erst die neuesten Arbeiten von THORAL (1935 a, 1935 b) füllen die empfindliche Lücke aus, welche vor allem BORN [1921] gefühlt hat. In der Arbeit von THORAL befindet sich auch eine historische Besprechung der Literatur.

Die späte Erkenntnis der ordovizischen Stratigraphie hat mancherlei Ursache. Zahllose kleine Störungen lassen kaum irgendwo ein Profil unberührt (vgl. Abb. 27, S. 170 in THORAL 1935 a, oder BLAYAC & DAGUIN 1922, Abb. 2—4). Hinzu kommt ein außerordentlich rascher Fazieswechsel, der selbst so bezeichnende Horizonte wie den Armorikanischen Sandstein verschwinden läßt (THORAL 1935, S. 172). Ferner sind die auf große Erstreckung anhaltenden Überfaltungen in der recht einheitlichen Schieferserie schwer zu erkennen. Hierauf beruht ja der Streit um die Eingliederung der „Schistes de Boutoury“ zwischen MIQUEL (1894, 1895, 1913) und BERGERON (1899). Auch die Fauna hilft nicht ganz leicht weiter. Sie weist viele Eigenheiten bei großem Formenreichtum auf; Graptolithen hingegen sind selten und nur sie erlauben eine exakte stratigraphische Einstufung. Es ist das Verdienst von THORAL, zum ersten Mal die reiche Fauna auf Grund der Graptolithen gegliedert zu haben. So weit er die Schichten behandelt hat, folge ich seinen Ausführungen.

a) Das Tremadoc.

Das bemerkenswerteste Glied des Ordovizium der Montagne Noire ist das Tremadoc. Es entwickelt sich ohne wesentliche Faziesänderung aus dem Oberkambrium. Oft, vor allem im fossilarmen Norden, läßt sich die Grenze nicht genau angeben. Immerhin bildet das Auftreten von rotbraunen Verwitterungsfarben neben der Fossilführung ein gewisses Kennzeichen.

Im Süden treten im unteren Tremadoc (Horizont 1. von THORAL) glimmerige Sandsteine auf. Sie enthalten im unteren Teil noch Kalk, sei es im Bindemittel, sei es in Konkretionen. Sie führen, wie es im unteren Tremadoc so häufig ist, Obolen und Linguliden. Daneben stellen Funde von *Euloma* das ordovizische Alter sicher. Die Mächtigkeit erreicht 300 m (THORAL 1935 a, S. 166).

Darüber folgt ein sandiger Schieferhorizont von wechselnder Mächtigkeit. Sandsteine und kalkige Konkretionen sind nicht selten. Das Auftreten der Gattung *Shumardia* zeigt schon verhältnismäßig hohes Tremadoc an. Der Schieferhorizont scheint im Westen der Montagne Noire stärker hervorzutreten als in der Gegend von St. Chinian.

Erneut stellen sich darüber sandige Schiefer und psammitische Sandsteine von größerer Mächtigkeit ein. Kieselknollen werden häufig und liefern die bekannte reiche Fauna. *Symphysurus*, *Paramegalaspis* und *Megalaspis* kennzeichnen unseren Horizont als ein Äquivalent des *Ceratopyge*-Kalkes und damit des oberen Tremadoc. Das Vorkommen von *Asaphelina*, wohl des häufigsten Fossils, gibt der Fauna ein ausgesprochenes Lokalgepräge. Bei St. Chinian beträgt die Mächtigkeit des oberen Tremadoc 300 m. Die Gesamtmächtigkeit des Tremadoc dürfte 800 m erreichen.

In der Gegend von Arnac-sur-Dordou ist die Entwicklung des Schichtenprofiles die gleiche. Erst bei Murasson treten die Schiefer mehr hervor und die Sandsteine zurück.

Sonst kennen wir in der Montagne Noire wohl noch einzelne Fundpunkte des Tremadoc, vor allem in den Deckschollen von Cabrières, aber nirgends zusammenhängende Profile.

b) Das Arenig.

Das Unterarenig, das früher meist noch zum Tremadoc gestellt wurde, besteht aus schwarzen und grauen Schiefen mit großen Kieselknollen. Mehr oder weniger häufig treten glimmerige Sandsteine mit Phycoden (= *Vexillum rouvillei* SAP.) auf. Die Gesamtmächtigkeit dieses Horizontes überschreitet 600 m. Das Vorkommen von Graptolithen der Genera *Dictyonema*, *Chonograptus* und *Temnograptus* erlaubt einwandfrei die Bestimmung dieses

Horizontes als Unterarenig. Interessanterweise sind zwei dieser drei Graptolithenarten Amerikanische Spezies. Auch in der begleitenden Orthocerenfauna treten Amerikanische Gattungen des Ozark aus der Gruppe *Ellesmeoceras* auf. Sonst fehlen Anklänge an Amerikanische Faunen. Die Hauptbeziehung der vorliegenden Fauna geht nach Böhmen. Im Auftreten der Gattung *Miquelina* zeigt sich wieder ein ausgesprochener Lokaltyp.

Die Schiefer gehen ohne jeden Hiatus in den Armorikanischen Sandstein über. Dieser besteht im allgemeinen aus dünnplattigen, hellen Quarziten mit Biotiteinstreu und führt neben anderen Lebensspuren Phycoden. Die Quarzite werden durch dünne Schieferbänkchen getrennt. Die Mächtigkeit der Sandsteine dieses Horizontes wechselt sehr stark (THORAL 1935, S. 172). Insgesamt mag er 100—120 m Mächtigkeit bei Ligné und im Tal des Landayran haben. Paläontologisch wird er durch das Auftreten von *Lingula leseuri* und *Didymograptus v. fractus* var. *volmer* NICH. genügend als Mittelarenig gekennzeichnet.

Nach THORAL'S Graptolithenfunden gehören noch die ganzen Schiefer des Landayrantaales ins Arenig. Sie erreichen dort 180 m Mächtigkeit. Es handelt sich wohl um die Äquivalente der „Schistes de Boutoury“. Im tieferen Teil ist *Didymograptus deflexus* HALL, im höheren *Phyllograptus angustifolius* HALL und *Tetragraptus serra* BRONG. bezeichnend für das Alter, welches als höheres Mittelarenig angegeben wird. Damit ist das bisher untersuchte Profil zu Ende. Im Tal des Landayran transgrediert über die Schichtlücke der Quarzit der? Devonbasis.

Diese geschilderten drei Horizonte des Arenig's finden wir weit verbreitet im Ostteil der südlichen Montagne Noire. Südlich Mourèze und am Bois de Boutoury ist die Schichtenfolge bekannt genug. Auch in den Deckschollen von Cabrières kennen wir den Armorikanischen Sandstein und die Schiefer von Landayran. Dagegen muß es vorläufig noch offen bleiben, welche Schieferteile dem Oberarenig zuzuzählen sind.

In den Monts de Lacaune fehlt uns jedes Anzeichen des Armorikanischen Sandsteines. Auch weit im Norden auf dem Blatte Albi, wo einzelne Kieselknollen leider ohne Fossilien immer wieder das Vorkommen von Ordovizium anzeigen mögen, konnte dieser bezeichnende Horizont nicht wiedergefunden werden.

c) Das Llandeilo.

Das Llandeilo, dem bisher die Hauptmasse der Schiefer über dem Armorikanischen Sandstein zugezählt worden ist, ist bisher

in der parautochthonen Serie noch nicht nachgewiesen. In den Deckschollen sind neuerdings etwa 40 m schwarze sandige rauhe Schiefer der Gegend von Laurens auf Grund von Graptolithenfunden in diesen Horizont gestellt worden (J. BLAGAC & CHAUHET 1935).

d) Das Caradoc.

In den südlichen Schuppen der Deckschollen von Cabrières liegt über vermutlichen Arenigschiefern das Caradoc. Am besten ist die Schichtfolge im Tal des Payne, nördlich der Moulin de Faytis aufgeschlossen. Der große Felsen von Grand Glaucy besteht ganz aus braunen mächtigen quarzitischen Sandsteinen. Sie werden im Tal von gelben Kalkschiefern mit zahlreichen Orthiden und Strophomeniden und Caradockalken überdeckt, deren Fauna von KOENEN (1886) beschrieben hat.

Die Fauna ist die übliche. *Trinucleus* wurde in den Sandsteinen neben den Brachiopoden gefunden. Einzelheiten hier aufzuzählen hat wenig Sinn. Die Beurteilung von Faunenlisten bringt ohne die Bearbeitung der gesamten Mediterranen Caradocfauna keine Fortschritte. Auch die Frage, ob noch Ashgill vorhanden, kann aus dem gleichen Grunde vorläufig noch nicht entschieden werden.

Die Sandsteine führen an ihrer Basis kleine Quarzgeröllchen. Sie liegen ganz unvermittelt den graugrünen Schiefern mit Geoden auf, die nach THORAL (1935, S. 230) das Arenig oder Llandeilo vertreten. Deutlich ist die Transgression nach der Lücke mit einem Fazieswechsel verknüpft. Der abrupte Wechsel ist in der Montagne Noire überall zu spüren, wo das Caradoc auftritt. Ich habe kalkige Konglomerate und Quarzite auch in den Deckschollen von Laurens-Gabian östlich Les Jasses gesehen, die wohl ähnlich zu deuten sind, da sie durch Schiefer von den Devonkalken getrennt werden.

Die Beziehungen zum Gotland sind zunächst völlig unklar. Eine deutliche Auflagerung ist nicht zu erkennen. Sie könnte bei Lauriol vorhanden sein. Am Grand Glaucy scheint aber das Gotland nicht in Berührung mit dem Caradoc zu kommen. Jedenfalls sind die auf der Südseite des Payne eingetragenen schwarzen Schiefer, die Pflanzenreste führen, dem Perm (ev. dem Stefan) zuzurechnen.

e) Übersicht über die Faziesverteilung und die Beziehungen zur Umgebung.

Übersehen wir die Schichtenfolge des Ordovizium, so gilt für die älteren Glieder, daß sie im Süden sandig sind und gegen Norden immer toniger werden. Das Verhalten ist nicht von dem des Kambrium verschieden. Im speziellen zeigt der Süden eine stete

Zunahme der „Wassertiefe“ bis ins Unterarenig, es folgt ziemlich plötzlich die rückläufige Phase des Armorikanischen Sandsteines; ein erneutes Absinken wird durch die rein tonigen Sedimente des höheren Arenig und des Llandeilo angezeigt.

Das Caradoc ist dagegen auf den Süden und anscheinend auf die obersten Deckschollen beschränkt. Bei ihm ist die Faziesrekurrenz noch ausgesprochener als beim Armorikanischen Sandstein. Schichtlücke und Konglomerate deuten auf stärkere epirogene Bewegungen, die wohl mit der pallearesischen Faltung der Pyrenäen (SCHMIDT 1931) zusammenhängen.

Im großen paläogeographischen Bild ist das Vorkommen von Tremadoc und die lückenlose Entwicklung vom Kambrium bis in das Arenig eine sehr auffällige Erscheinung. Sie hat nur in gewissen Teilen Marokkos ein Äquivalent im Mediterrangebiet. Auch die große Mächtigkeit und die schiefrige Ausbildung des Unterarenig sind ungewohnte Erscheinungen. Erst in den auffälligen Schiefern des Llandeilo und vor allem im Caradoc gewinnen wir den Anschluß an die gewöhnliche mediterrane Ausbildung des Ordovizium.

4. Das Gotland.

Ähnlich wie das obere Ordovizium schließt sich das Gotland eng der Mediterran-Entwicklung, im speziellen der Ausbildung in den Pyrenäen an. Es kommt in zwei weit von einander getrennten Gebieten vor. Im Norden wurden die Aufschlüsse bei Murasson neuerdings von THORAL (1935 a, S. 199—215) untersucht. Im Süden tritt das Gotland in den südlichen Deckschollen der Gegend von Cabrières und in der Deckscholle von Laurens-Gabian auf.

Bei Murasson liegen mit einer Störungsfläche Kalke auf tieferem Ordovizium. In der üblichen Weise wechseln dann durch das ganze Profil hindurch Kalke, Kalkschiefer und sandige Schiefer mit Kalkknollen. Alles ist durch dunkle, z. T. schwarze, kohlenartige Farben gekennzeichnet. THORAL schätzt die aufgeschlossene Mächtigkeit des Gotland auf 120 m. Falls sein Profil S. 201 Abb. 32 exakt gezeichnet ist, muß diese aber erheblich größer sein, da hier in einem unvollständigen Profil über 300 m abzugreifen sind, von denen allerdings ein Teil auf Kosten der Spezialfaltung abzuziehen ist⁵⁾.

5) Das Hangende der aufgeschlossenen Schichtenfolge ist nicht bekannt, da sie diskordant von einer Überschiebung überdeckt wird. Es kann deshalb die Anwesenheit von jüngeren Schichten (Devon) nicht verneint werden. Wie abhängig das Bild von der Erosion ist, erkennt man sofort, wenn man sich den Über-

Die Fauna ist dürftig und läßt keinen Schluß auf einen bestimmten Horizont des Gotland zu, denn *Monograptus priodon* BRONN selbst, der nach THORAL auf Wenlock deutet, oder ganz ähnliche Formen, die nur bei einem großen Material abgetrennt werden können, kommen in den mediterranen Gebieten noch in sehr viel jüngeren Schichten vor. Die übrigen angeführten Fossilien sind stratigraphisch indifferent. Allein die glatten Rhynchonellen (= Atrypiden BARRANDE'S) könnten auf einen höheren Horizont (Ludlow) hindeuten. Aber ihre Bestimmung ist ohne ein großes und gut erhaltenes Material kaum sicher durchzuführen.

Im Süden sind die Aufschlüsse nicht so klar. Die Bearbeitung dieser Profile ist noch im Gang. Faziell sind die Schichten ganz ähnlich wie im Norden ausgebildet. Nur der Sand- und Tongehalt könnte dort etwas schwächer sein. Auch THORAL (1935, S. 276) meint, daß die Schiefer im Süden den ganzen unteren Teil des Profils einnehmen, während im Norden hier häufiger Kalke auftreten. Die Mächtigkeit übersteigt wohl kaum 150 m.

Die Fauna des Südens zeigt durch die Funde von *Aulacopleura konincki* BARR. das Vorkommen von tiefstem Wenlock an. Auch die reiche *Cardiola*-Fauna deutet auf diese Stufe, in deren Hangendem sie aufzutreten pflegt. Die bisher bekannt gewordenen Brachiopoden der *Megaera*-Gruppe und *Scyphocrinus elegans* ZENK. deuten auf hohes Ludlow. Doch ist das Fehlen von *Rhynchonella tarda* BARR. auffällig und macht diese Alterbestimmung wieder unsicher. Die Schichtenfolge scheint aber ziemlich vollständig zu sein.

Den Verband mit dem Devon fand ich nur in der Deckscholle von Laurens-Gabian störungsfrei aufgeschlossen. Bei Castelsac gehen an und westlich der Eisenbahn schwarze kristalline Crinoidenplattenkalke mit Rhynchonellen der *Megaera*-Gruppe in knollige, schwarze Sandkalke über, die von gelb anwitternden schwarzen Schiefeln durchzogen sind. Es folgen mehr graue Sandkalke und schließlich hellgraue, brecciöse dolomitische Riffkalke, die wohl schon zum Devon zu rechnen sind. Etwas höher findet sich eine Bryozoenfauna.

Der räumlichen Trennung des Gotlands im Norden und Süden der Kristallinen Zentralzone entspricht keine Faziesverschiedenheit. Im großen paläogeographischen Bilde ist hier die gleiche Fazies wie im Massiv von Mouthoumet, wie in den nördlichen und westlichen Pyrenäen

schiebungsrand auf der Karte (THORAL 1935 a, Abb. 31) überall bis zu seinen südlichsten Punkten verlängert denkt. Das ganze Gotland würde dann verschwinden, wie es tatsächlich bei Oulabre der Fall ist.

vorhanden. In unserem Gotland sehen wir keine Andeutung einer Randfazies, wie sie sich im Caradoc findet. Wir müssen daraus schließen, daß beide Vorkommen kleine Denudationsreste darstellen und wohl ehemals zusammenhingen. An den Stellen, wo jetzt das Gotland fehlt, ist es durch Erosion oder tektonisch entfernt worden.

5. Das Devon.

Die Gliederung des Devon wurde wohl zuerst von DE ROUVILLE (1884, 1886) mit Erfolg versucht. 1887 sammelte FRECH, angeregt durch die Arbeiten DE ROUVILLE's, zahlreiche Faunen im Devon und veröffentlichte Fossilisten. Fast gleichzeitig erschienen die Arbeiten von BERGERON, der sich vor allem in seiner Thèse (1889) und in dem Exkursionsführer für den internationalen Geologenkongreß (1899 a—g) mit dem Devon befaßte. Seitdem sind neuere stratigraphische Geländearbeiten im Devon nicht mehr durchgeführt worden. Doch untersuchte THORAL (1935 a) das Auflager des Devon genau. SCHINDEWOLF (1921) veröffentlichte eine Revision der in Deutschland vorhandenen Goniatiten des Oberdevons von Cabrières.

Das Devon ist ausschließlich in der südlichen Montagne Noire verbreitet. Die gründlichste Darstellung erfuhr das Devon der Deckschollen in der Umgebung von Cabrières. In deren Unterlage zieht es als Rand der großen Karbonmulde in geschlossenem Zuge vom Pic de Vissous südlich Cabrières über den Pic de Tentayo südlich Bédarieux und Roquebrun bis unter das Tertiär bei Cessessac. Vereinzelt Vorkommen stecken linsenförmig im Ordovizium der rechten Talflanke des Orbtales (Mezeillés, Fénouilhède). Geschlossene Vorkommen bei St. Pons und Caunes leiten über die Montagnes d'Alaric in das Massiv von Mouthoumet hinüber. Im Norden der Kristallinen Zentralzone kennt man bisher kein Devon.

Von geringen noch zu erwähnenden Ausnahmen abgesehen ist die Gesamtfazies recht einheitlich. Hingegen sind örtliche Schwankungen in der Ausbildung der Kalke nicht selten. Doch erschwerten sie nirgends die Erkenntnis der großen stratigraphischen Zusammenhänge.

a) Die Basis des Devon.

α) Die Auflagerungsfläche.

Durch die Untersuchungen THORAL's (1935 a, S. 212—241) gewinnen die Basisschichten des Devon und die Form ihrer Auflagerung erheblich an Interesse. Seine Ausführungen kann ich in einigen interessanten Punkten ergänzen.

Im Landayrantal erhebt sich auf der Südflanke des Sattels von Roquebrun die „Mur quartzeux“, jene Felsrippe von verquarztem Sandstein, die bisher für Caradoc gehalten wurde. Den Ausführungen THORAL's entnehme ich, daß er die Gesteine jetzt für bedeutend jünger hält. Die Funde von zweifelhaften Spiriferen erscheinen mir weniger entscheidend, als die unbezweifelbare Wechsellagerung der Quarzite mit den Dolomiten der Devonbasis (vgl. Abb. 39 bei THORAL 1935 a). An der Basis dieser Quarzite hat THORAL einen kleinen Eisensteinhorizont von örtlich konglomeratischer Ausbildung gefunden. Da außerdem Winkeldiskordanzen (THORAL 1935 a, S. 226, Abb. 40) auftreten, schließt er mit Recht auf größere Bewegungen zwischen diesem Horizont und seiner Unterlage, d. h. dem Mittelarenig.

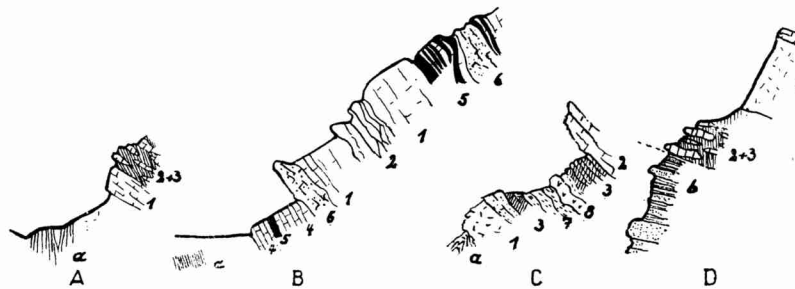


Abb. 1. Die Basis des Devon.

A. Profil nahe bei Ruines de Balaure, Höhe etwa 2 m; B. Profil an der Straße von Clermont-Hérault nach Bédarieux südlich von Mourèze, Höhe etwa 2,50 m; C. Profil südlich der Alm Dauterribe, Höhe etwa 2 m; D. Profil im Bronctal, Höhe etwa 7 m.

a. Ordovizium, b. Armorikanischer Sandstein, 1. Heller, splitteriger Dolomit, 2. Dunkler Knollenkalk, 3. Feste, dunkle Mergel, 4. Dunkle Plattenkalke, 5. Kieselknollen- und Knollenlagen, 6. Sandkalke, 7. Braune, sandige Mergel, 8. Diabas [5].

Die Auflagerungsfläche läßt sich um die ganze Devon-Karbon-Mulde herum weiterverfolgen. Je weiter wir nach Norden gelangen, auf um so tiefere Schichten, wahrscheinlich bis auf Oberkambrium, greift das Devon über. Südlich Mourèze zeigt sich die diskordante Überlagerung besonders gut (Abb. 1 A). Die Faltenzüge des Armorikanischen Sandsteins streichen unter das Devon. Das hier knollige, mergelige Devon läßt keine größere Abscherung an seiner Basis erkennen. Auch finden die Überkipfung des Armorikanischen Sandsteins und seine starke Spezialfaltung am Bois de Boutoury sich nicht in der ziemlich ebenen Auflagerungsfläche des Devon. Freilich wird Abscherung noch eine gewisse Rolle spielen.

Auch in den nördlicheren Schuppen der Deckschollen von Cabrières sind schwache Diskordanzen an der Basis des Devon vorhanden, die man nicht immer auf Abscherung zurückführen kann. So liegt im oberen Bronctal Devondolomit schwach diskordant über Armorikanischem Sandstein (mit *Tigillites* und dgl.) (Abb. 1 D). Das Devon beginnt hier mit dünnplattigen, gelben, splitterigen Kalken und Knollenmergeln, die jede größere tektonische Bewegung anzeigen würden.

Erst in der südlichsten Schuppe stellen sich Gotland und Caradoc unter dem Devon ein. Auf die schwarzen Kalke und Kalkschiefer des Gotland folgen mit scharfer Grenze und ohne Übergang dolomitische devonische Sandsteine von ziemlicher Mächtigkeit (30—50 m). Erst weiter im Südwesten scheint das Profil vollständiger zu werden, und in der Deckscholle von Laurens-Gabian ist der schon beschriebene Übergang festzustellen (vgl. S. 19).

β) Die Basissedimente (Unterdevon).

(Vgl. Abb. 1.)

Die Basis des Devon wird, im großen gesehen, von splitterigen dolomitischen Kalken gebildet. Sie erreichen eine ziemliche Mächtigkeit, haben aber noch nirgends eine Fauna geliefert. Im speziellen schalten sich in dem Zug vom Pic de Vissous gegen Roquebrun an der Basis gern Sandkalke mit Kieselknollen ein. Ich sah sie an der Straße Clermont-Hérault-Bédarieux, östlich der Einmündung der Straße von Mourèze (Abb. 1 B), und an der Straße von Bédarieux nach Faugères. Die Einschaltung von geringmächtigen Quarziten an der Basis in diesem Zuge hat THORAL (1935 a) beschrieben. Sie erscheinen im äußersten Osten an der Straße von Villeneuve nach Mourèze und dann im Sattel von Roquebrun. Auch bei St. Pons finden wir sie wieder.

Die Sandkalke zeigen sich ferner in den südlichen Schuppen der Deckschollen von Cabrières. Von ganz besonderem Interesse ist aber das Auftreten eines Diabasmandelsteines, also eines Oberflächenergusses, im Basisdolomit südlich Dauterrie. Das Profil von Abb. 1 C ist dort an dem Wege aufgeschlossen, der zu der Barytgrube führt. Der Diabasmandelstein [5] liegt in braunen sandigen Mergeln, die von Sandkalken unterlagert werden. Nach dem Hangenden zu folgen graue dolomitische Kalke, die bald in den weißen zuckerkörnigen Dolomit übergehen.

Der dolomitische eisenschüssige Sandstein vom Plateau von Falgairas wurde schon erwähnt. Er scheint im Streichen nicht

anzuhalten und ist wohl nur eine örtliche Sandschüttung, wie sie in Riffen nicht selten ist.

Das Alter all dieser Sedimente ist unbestimmt. Man kann nur sagen, daß sie älter als Mitteldevon sein müssen. Im Plateau von Falgairas liegt noch hohes Obersilur mit *Scyphocrinus elegans* ZENK. unter dem Sandstein.

b. Das Mitteldevon.

Die reiche fazielle Gliederung des Mitteldevons von Cabrières und sein Fossilreichtum sind weltbekannt. Schwieriger steht es mit seiner stratigraphischen Aufteilung. Denn die Beschreibungen von FRECH (1887) sind fehlerhaft. Er übersah die weite Verbreitung des Karbon und deutete die Tektonik falsch, indem er sie für viel zu einfach hielt. Andererseits sind die Gliederungen von BERGERON auch nicht für feinere stratigraphische Untersuchungen zu verwenden, da er viel zu großzügig zusammengefaßt hat. Eine eingehende Revision des Devons mit Neuaufnahmen im Gelände würde hier gute Früchte tragen. Aus Zeitmangel mußte ich auf diese lohnende Aufgabe verzichten. Ich gebe nur eine kurze kritische Besprechung der Ansichten von BERGERON und FRECH und führe einige petrographisch aufgenommene Profile vor.

FRECH (1887) stellt einen großen Teil der Kalke des Pic de Vissous ins Unterdevon. Dies hat die berechtigte Kritik von BERGERON (1889) und HOLZAPFEL hervorgerufen. Die strittige Fauna mit den Anarcesten (aus einem losen Block, FRECH, 1887, S. 386) gehört zweifellos dem Unteren Mitteldevon, nicht dem Unterdevon, an. Schon der von FRECH geführte Vergleich mit dem Mnenianer und Greifensteiner Kalk weist darauf hin. Die Kalke mit *Mae-necerias* sind dagegen Oberes Mitteldevon (Givet). Ferner enthält FRECH's Fossilliste von La Serre gemischte Faunen, da er die Mergel- und Kalkfossilien nicht getrennt hat (s. u.). In der Liste von BERGERON (1899, S. 647/648) sind gleichfalls Arten des Unteren und Oberen Mitteldevons gemengt. Diese kurzen Andeutungen mögen genügen.

Als Ergänzung des Profiles von FRECH über La Serre möchte ich einen von mir aufgenommenen Schnitt kurz beschreiben; er ist auch ein Beispiel dafür, wie schwer die Angaben von FRECH im Gelände zu verfolgen sind (Abb. 2). Über den splitterigen Dolomiten des Unterdevon folgen dunkle, ziemlich weiche Mergel, welche die Fauna mit *Spirifer cultrijugatus* enthalten. Sie gehen seitlich in gelblich anwitternde Dolomite über. Die Mächtigkeit dieser bittermergeligen dunklen Dolomite wechselt außerordentlich. Sie

schwankt zwischen 20 und 0 m. Seitlich verzahnen sie sich in raschem Wechsel, der in vielen Aufschlüssen zu verfolgen ist, mit plattigen dunklen Kalken, welche die verkieselten Korallen führen. Die plattigen Kalke bilden Inseln in mehr knolligem und massigem Dolomit. Sie werden nach oben zu massiger, führen aber in einer Mächtigkeit bis zu 50 m noch die Kieselkorallen. Schließlich be-

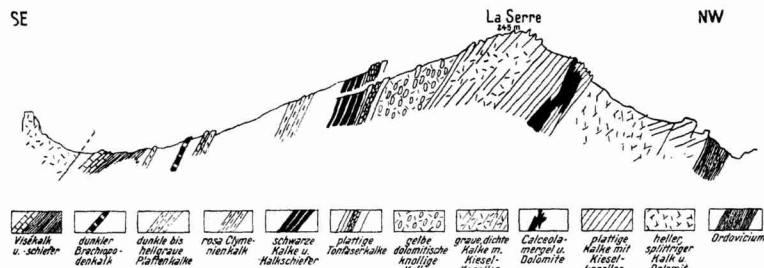


Abb. 2. Profil durch das Devon bei La Serre.

decken hell angewitterte, plattige Crinoidenkalksteine in ca. 10 m Mächtigkeit die unteren Schichten.

Die Crinoidenkalksteine werden durch rostigen, dunklen Dolomit von geringer Mächtigkeit überlagert. Dieser fällt seinerseits unter helle oder gelb angewitterte, knollige dolomitische Kalksteine, die 15—20 m mächtig sein dürften. Es folgen 7 m erst rote, dann schwarze, plattige Kalksteine und weiterhin schwarze Kalkschiefer mit Kalkknollen und Goniatiten der *Cheiloceras*-Stufe. Mit FRECH'S Profil vom gleichen Punkt (1887, S. 386) ist die Mergelzone und die Mächtigkeit der Kieselkalksteine in guter Übereinstimmung. Auch die *Manticoceras*-Stufe und das höhere Oberdevon sind richtig geschildert. FRECH'S 10 m mächtige dunkle, plattige Dolomite, die er noch in das Mitteldevon stellt, dürften die crinoidenführenden, hellen Kalksteine sein. Gänzlich fehlen aber dem FRECH'schen Profil die knolligen, dolomitischen, gelben Kalksteine, obwohl gerade diese auf dem ganzen Plateau von La Serre weit verbreitet sind. Sie vertreten teilweise die Kalksteine mit den Kieselkorallen des Oberen Mitteldevons und reichen wohl noch in das Oberdevon.

Alles in allem sind die kalkig-dolomitischen Ausbildungen aller Schichten, das Fehlen stärkerer Einschwemmungen von Ton und Sand und das Vorkommen von verkieselten Korallen die bezeichnenden Merkmale des Mitteldevons.

c) Das Oberdevon.

Die reiche Fossilführung und Gliederung des Oberdevons hat es zu dem am längsten bekannten Glied des Paläozoikums der

Montagne Noire gemacht. Aus ihm wurden 1847 von VERNEUIL die ersten Fossilien beschrieben. Die grundlegende Gliederung und Einstufung des Oberdevons verdanken wir FRECH (1887). Leider gibt er keine genauen Fundpunkte und Profile (s. o.) an, sodaß noch manches ungeklärt bleibt. Bei den Geländebegehungen gewann ich den Eindruck eines ziemlich raschen Fazieswechsels im Oberdevon. Völlige Klarheit können hier nur neue profilmäßige Aufsammlungen bringen, die auch für die allgemeine Stratigraphie des Oberdevons von Wichtigkeit wären.

Das Oberdevon beginnt am Col de Bataille, bei La Tourrière und bei Notre Dame la Boissière mit schwarzen Plattenkalken. All diese Vorkommen liegen in der unteren Schuppe der Deckschollen. In der höheren Schuppe ist bei La Serre (nördlich des Isarnetales) entgegen der Angabe von FRECH (1887, S. 370) die *Manticoceras*-Stufe durch dolomitische Knollenkalke vertreten; in den tiefsten Lagen der schwarzen Plattenkalke findet sich schon *Tornoceras simplex* neben Cheiloceren, also typisches Oberdevon II. Im Profil des Pic de Vissous, d. h. im Untergrund der Deckschollen, ist die *Manticoceras*-Stufe nach den Angaben von FRECH (1887, S. 389) durch rote Kalke vertreten.

Auch in der *Cheiloceras*-Stufe ist eine gewisse Faziesgliederung zu erkennen. Am Pic finden sich rote Kalkschiefer mit vererzten Goniatiten und rote Kramenzelkalke. Nur wenig abweichend, aber schon als fester roter Kalk ausgebildet ist die *Cheiloceras*-Stufe am Col de Bataille und bei La Tourrière. Auf den Japhet-Hügeln liegen in diesem (?) Oberdevon II graugrüne Tonschiefer mit vererzten Fossilien; an anderen Stellen ist es nicht von den hangenden Kalken zu trennen. Die *Cheiloceras*-Stufe ist also als roter, mehr oder weniger flaseriger Kalk ausgebildet; selten überwiegt der Tongehalt völlig. Im Profil von La Serre, in der höheren Deckscholle also, ist die *Cheiloceras*-Stufe als schwarzer Plattenkalk und als schwarze Kalkschiefer mit Kalkkonkretionen entwickelt, die Fazies des Gotland wiederholend.

Das höhere Oberdevon scheint dem Fazieswechsel nicht so stark zu unterliegen. Graue bis rote Flaser- und Plattenkalke herrschen vor. Die oberen Bänke am Pic de Vissous sind grau und dickbankig; am Col de Bataille, westlich Mas de la Roque aber rot; hier führen sie Goniclymenien. Am Pic de Vissous treten in den letzten Kalkbänken vor den Kieselschiefern *Sporadoceras* und *Cyrtoclymenia* auf. Ich sammelte einige Exemplare in der Fallinie unter dem Gipfel.

Die Profile weiter im Westen sind noch wenig untersucht,

dürften sich aber den übrigen anpassen. So ist nördlich von Causses-et-Veyran am Mont Peyroux die *Cheiloceras*-Stufe wie am Pic de Vissous als roter Tonflaserkalk, z. T. mit vererzten *Gonia-*titen ausgebildet. Unter der Führung von THORAL besuchte ich die Deckscholle von Cabanon westlich Vailhan. Hier ist die *Manticoceras*-Stufe als schwarzer Plattenkalk, die *Cheiloceras*-Stufe als weißer und hell rötlicher Flaserkalk vorhanden. Das höhere Oberdevon ist stark eisenschüssig. Es handelt sich alles in allem um die Fazies der unteren Schuppe der Deckschollen.

Die faunistische Bearbeitung der von FRECH und anderen gesammelten Fossilien von Cabrières durch SCHINDEWOLF (1921) erbrachte den Nachweis aller Oberdevonstufen. Die Stufe VI wurde aber nur bei La Serre und am Pic festgestellt. Wocklumerien sind nicht gefunden worden.

Neuerdings glaubt R. BÖHM (1935 a) im Oberdevon der Montagne Noire mehrere größere Schichtlücken erkannt zu haben. Leider fehlt aber noch die faunistische Begründung der Lücken. Die Beobachtungen von FRECH über das Auftreten des höheren Oberdevons am Pic de Vissous habe ich im Gegensatz zu BÖHM nur bestätigen können, so daß hier die Schichtlücke an der Basis des Visé nur Teile des tieferen Unterkarbons umfassen dürfte.

d) Die weiteren Devonvorkommen der Montagne Noire.

Die Stratigraphie der westlicheren Devonfazies und sogar die Verbreitung und Abgrenzung dieser Devonkalke vom Kambrium sind umstritten. Bei St. Pons kommen Kalke des Mitteldevons vor. Wie weit sie im Streichen fortsetzen, ist noch fraglich (vgl. THORAL 1935, S. 234, 235).

Etwas vollständiger ist das Vorkommen bei Caunes. Hier sind fossilführende Kramenzelkalke des Oberdevons bekannt. Man erkennt ferner die plattigen Kalke des tieferen Oberdevon und massige Kalke, die wohl zum Mitteldevon zu rechnen sind. Alle sind mit einander verfaltet, so daß klare Profile bei dem einmaligen Besuch nicht gewonnen werden konnten. Im großen weicht die Fazies etwas von der der östlicheren Vorkommen ab. Sie findet sich weiter südlich am Fuße der Montagne d'Alaric wieder.

e) Zusammenfassung und Ausblick.

Das Devon beginnt mit hellen Dolomiten und Sandkalken, z. T. auch mit Sandsteinen. Es liegt diskordant zum Untergrunde. Über das Ausmaß der Diskordanz ist genaueres nicht bekannt. Jedenfalls ist sie aber auf eine orogene Phase zurückzuführen und nicht nur auf epirogene Vorgänge. Das Alter der Phase ist nicht

genau zu bestimmen, da alle Schichten zwischen dem Llandeilo und dem Devon fehlen. Die Profile der Deckschollen, in welchen das Devon konkordant auf Gotland und Caradoc liegt, können nicht zur Altersbestimmung herangezogen werden.

Durch Fossilien ist bis jetzt Mittel- und Oberdevon belegt. Die Gliederung des Mitteldevons ist noch unsicher. Sehr bezeichnend sind plattige Kalke mit verkieselten Korallen, die sicher ins höhere Mitteldevon, vielleicht auch noch in das tiefere Oberdevon hinaufreichen.

Das Oberdevon ist fossilreich und gut zu gliedern. Im unteren Teil sind Faziesunterschiede vorhanden; die Faziesgrenzen folgen den Deckengrenzen. In den höheren Stufen ist die Fazies einheitlicher. Graue und rote Flaserkalke mit Übergängen zu Mergelschiefer sind bezeichnend. Paläontologisch sind die Horizonte I—VI nachgewiesen. Die *Woklumeria*-Stufe scheint zu fehlen.

Von benachbarten Gebieten zeigt das Devon von Mouthoumet die größte Ähnlichkeit. Die gleichen Kalke mit verkieselten Korallen beherrschen das Mitteldevon. An der Basis liegt wieder der helle Dolomit. Auch das Oberdevon ist faziellich ähnlich entwickelt: nur ist der Fazieswechsel im Massiv von Mouthoumet größer. Die geringmächtige Flaserkalkfazies im Mitteldevon, wie sie z. B. bei Mouthoumet auftritt (vgl. S. 103 ff.), ist bei Cabrières noch nicht gefunden; nur die Profile bei Caunes zeigen geringe Anklänge. Des weiteren scheint in den Pyrenäen östlich vom Meridian von Seo d'Urguel das Devon ähnlich entwickelt zu sein. Die Faziesgrenzen des Unterdevons queren die Pyrenäen. Im Westen haben wir „Rheinische“ Fazies mit klastischen Sedimenten, im Osten die Riff- und Cephalopodenkalke. Je weiter wir nach Osten kommen, um so unvollständiger sind die Profile. Ähnlich wie in der Montagne Noire scheint unter dem Devon eine kleine Schichtlücke (über dem Gotland) zu liegen und erst das Mitteldevon zu transgredieren. Die Transgression des „Mitteldevon“ bzw. eines Unterdevons ganz ähnlicher Ausbildungen ist bei Barcelona nachgewiesen (SCHRIEL 1929, ASHAUER & TEICHMÜLLER 1935).

Auch die Profile aus dem Gerrei auf Sardinien zeigen kalkige Fazies des Devon über älteren Schichten. Es sind bisher dort nur Clymenien gefunden worden. Doch wäre eine Mächtigkeit der Clymenienschichten von „vielen 100 m“ (TEICHMÜLLER 1931, S. 25) für das Mediterrangebiet etwas ganz Außergewöhnliches. Ich möchte deshalb bis zum Beweis des Gegenteiles annehmen, daß die Clymenienfunde an der Basis der Kalke tektonisch bedingt sind. Die Kalke können daher in der Hauptmasse mitteldevonisch sein. Dies dürfte um so wahrscheinlicher sein, als der genaue Fundpunkt nicht bekannt ist und die Profile von TEICHMÜLLER (1931, S. 27, Abb. 12 und S. 28, Abb. 13) eine intensive Faltung aufzeigen.

Viele Anklänge an die alpine Entwicklung des Devon beherrschen im Großen die Profile der geschilderten Gegenden. Die kalkige Ausbildung der tiefsten Schichten, der gelegentlich vorhandene Übergang von Gotland ins Devon, die Ausbreitung der Cephalopodenkalke über größere Gebiete sind nicht zu übersehende gemeinsame Merkmale.

6. Das Unterkarbon.

Das Unterkarbon der Montagne Noire hat man bis vor kurzem für eine vollständige Serie gehalten, die sich langsam aus dem Devon entwickelt. Allein schon SCHINDEWOLF (1921, Tab.) hat hier eine Transgression des Kulm angenommen. Jetzt haben BLAYAC, BÖHM & DELÉPINE (1935, BÖHM 1935 a, 1935 b) eine typische Fauna des tiefsten Visé mit *Pericyclus* in den Lyditen der Karbonbasis nachgewiesen, so daß man eine Schichtlücke annehmen muß, die sich über die Zeit vom Oberdevon VI bis zum Visé erstreckt. In den folgenden Ausführungen schließe ich mich im wesentlichen an R. BÖHM 1935 a an, ergänze aber seine Darlegungen durch eigene Beobachtungen.

Der Aufbau des Unterkarbons ist im einzelnen recht unregelmäßig. Viele kleine Störungen, Falten, Stauchungen und Überschiebungen lassen kein vollständiges Profil zur Entwicklung kommen. Außerdem dürften innerhalb des Visé noch schwache Diskordanzen, jedenfalls aber ein scharfer Fazieswechsel vorhanden sein. Da diese Erscheinungen aber nicht so ausgeprägt wie im Ordovizium sind, konnten schon DE ROUVILLE und BERGERON die Hauptzüge der Schichtenfolge feststellen. Sie unterschieden von oben nach unten

3. Visékalk mit *Productus giganteus*,

2. Schiefer und Grauwacken mit *Archöocalamites* und *Lepidodendron veltheimianum* STERN,

1. Kieselschiefer mit hangenden Kalken.

Neuerdings trennte R. BÖHM die Kalke im Hangenden der Kieselschiefer unter dem Namen Calcaire de Faugères als besondere Stufe ab. Ferner fand er im oberen Teil der Schiefer 2. die gleiche Fauna wie in den Kalken 3., sodaß die Schiefer nur als besondere Fazies der Visékalken erscheinen.

a) Die Kieselschiefer.

In allen Profilen, in denen ich die Kieselschiefer über dem Devon in ungestörtem Verbands beobachten konnte, scheinen sie konkordant dem Devon aufzuliegen und durch Wechsellagerung aus ihm hervorzugehen. Allerdings zeigt die nähere Untersuchung

der Profile am Pic de Vissous, daß die Kieselschiefer in der Falllinie auf (tektonisch unter) einem grauen in Knollen zerfallenden Kalk liegen. Auf der westlichen Schulter hingegen bedecken sie rote und graue Tonflaserkalke, noch etwas weiter hin dolomitische Kalke. Wie weit hier eine schwache Diskordanz oder nur disharmonische Faltung vorliegt, wage ich nicht zu entscheiden.

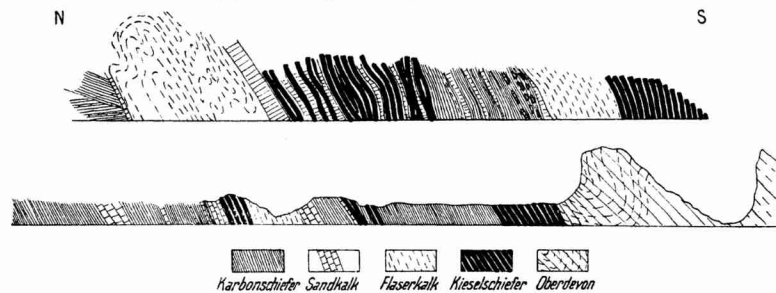


Abb. 3. Profile durch die Kieselschieferserie.

Oben: Profil an der Straße von Roquebrun nach Laurenque bei „Carrière“.
Unten: Profil an der Straße von Roquebrun nach Vieussan westlich Moulin de Grais.

Beide Profile sind überkippt! Länge der Profile zwischen 70—150 m.

Daß aber die Auflagerung des Visé auf keinen Fall regelmäßig ist, haben BLAYAC, BÖHM & DÉLÉPINE gezeigt. Die unruhige Sedimentation geht aus Abb. 3 hervor. In beiden Profilen, die in ungefähr 4 km Entfernung von einander aufgenommen wurden, tauchen inmitten der Kieselschieferserie noch einmal Tonflaserkalke auf. Dieses gleichartige Vorkommen macht es unwahrscheinlich, daß die Flaserkalke eine Auffaltung aus dem Liegenden darstellen. Sie sind auch sonst häufiger vorhanden. Führen wir noch an, daß BERGERON (1899 a, S. 655) Cephalopoden aus den Kalken angibt, so scheint erwiesen, daß die Cephalopodenfazies noch bis in das Visé hinaufreicht.

Im übrigen ist bei allen Profilen der stete Wechsel zwischen schwarzen Kieselschiefern, „Adinolen“ (gelb, grün, rot), Sandkalken und Schiefen festzustellen. Hierbei liegt stets eine geschlossene Serie von Kieselschiefern, die reichlich Phosphatknollen führt, an der Basis. Die Mächtigkeit der Kieselschiefer dürfte 10—15 m umfassen. Aus diesem Horizont stammen die von BÖHM beschriebenen Faunen. Die Goniatiten entsprechen dem tiefsten Visé; sie sind etwas älter als der Kalk von Erdbach-Breitscheid, der dem Calcaire de Faugères entspricht. Es folgen Sandkalke, in denen die Kieselschiefer bald durch die bunten Adinole ersetzt werden. Die Sandkalke zeigen in manchen Bänken ausgezeichnet die Er-

scheinung der subaquatischen Rutschung. In den Adinolen finden sich gelegentlich Kalkknollen. Sandkalke und Adinole gehen seitlich ineinander über. Sie sind gleichzeitig abgelagert, was für Flachsee spricht. In diese Gesteine schieben sich Tonschiefer ein. Schließlich verschwinden die Kalke, und die ersten kreuzgeschichteten Sandsteine stellen sich ein. Doch noch immer zeigen gelegentliche Rekurrenzen von Adinol- und Sandkalkbänken an, daß die Sedimentationsbedingungen nur unwesentlich verändert waren. Am Pic de Vissous stellte ich unter Ausscheidung der Faltung eine Mächtigkeit dieser Serie von 50 m fest.

b) Die Schiefer.

Nach dem Verschwinden der Kalke kommen einige kalkige Sandsteinbänke; sie liegen in den typischen grünlichgrauen, scherbzig zerfallenden, meist etwas glimmerigen Karbonschiefern. Die Mächtigkeit der Tonschiefer mag in der Gegend des Vissous über 100 m betragen. Überdeckt wird die Serie von Quarzkonglomeraten, die sich in mehreren Bänken auf die Schiefer legen. Auf ihnen steht z. B. die Bergerie Dauterribe nordöstlich von Cabrières im sogenannten Plan de Cadenas. Die Gerölle erreichen 3 cm Größe. Sie bestehen aus Milchquarz, Kieselschiefer, Adinol, Sandkalk, dolomitischen kreuzgeschichteten Sandsteinen, schwarzen und hellen, splittrigen Kalken. Alle sind gut gerundet. Die Quarzgesteine betragen etwa 90%. Der Verband zu den umgebenden Schiefen war nicht genauer festzulegen, da die beiden Konglomeratbänke immer abgeschert in den Schiefen liegen. Doch dürften größere Diskordanzen nicht vorhanden sein. Die Verbreitung dieser Konglomerate scheint auf die weitere Umgebung von Cabrières beschränkt zu sein. Jedenfalls begegneten sie mir nicht in den Profilen bei Roquessells-Laurens und Roquebrun-Laurenque-Le Lau.

Etwas anders gestaltet ist das Hangende der Kieselschiefer-Adinol-Serie bei Faugères und Caussimiojous. Hier liegen über den gewöhnlichen Sandkalken und Adinolen schwarze Schiefer mit zahlreichen Löchern, die von aufgelösten Kalkknollen herrühren [72]. Diese Schieferfazies, die etwas an die „Schistes trouées“ im Kambrium der Montagne Noire erinnert, ist schon in der Mulde nördlich Les Crozes nordwestlich Cabrières weit verbreitet. Sie wird auch in den Mulden unter dem Pic de Tentayo südlich Bédarieux gefunden. Diese rein tonig-kalkigen Sedimente unterscheiden sich auffallend von den gröberen Scherbenschiefern und Sandsteinen, die am Pic de Vissous das Hangende der Kieselschiefer bilden und auch sonst die normale Ausbildung

des Visé darstellen (z. B. bei Laurenque-Roquebrun). Über die Beziehungen beider Gesteinsarten habe ich nichts genaueres feststellen können.

Im Hangenden der Quarzkonglomerate findet man die gleichen Scherbenschiefer und Sandsteine. Sie haben zwar kein kalkiges Bindemittel; das kommt aber auch häufig schon im Liegenden der Konglomerate vor.

Ziemlich hoch im Schichtprofil scheinen die Phillipsien-Bänke zu liegen. Ferner treten im gleichen Niveau 20—30 m unter den Visékalken am Nordhang des Pitrouxtales Sandsteine mit Pflanzenresten auf. Überhaupt sind dort fast alle Sandsteine mit kleinen Kohlestückchen durchsetzt; selbst einige Brandschieferlagen sind festzustellen. Sie finden sich auch im oberen Isarnetal, an den Kehren der Straße westlich Mas de Laroque, im Liegenden der Visékalke. Diese mehr terrestrische Entwicklung scheint eine Eigentümlichkeit der Deckschollen zu sein, die ich in der Liegendserie nie beobachtet habe.

R. BÖHM (1935 a) hat neuerdings die Schiefer in zwei Horizonte eingeteilt, die sich aber im Gelände nicht trennen lassen. An Fauna bestimmte er aus der Gegend südlich Faugères *Productus semireticulatus* MART., *Posidonomya becheri* BRON., *Phillipsia* sp. (R. BÖHM 1935 a, S. 140). Er widerlegt die Ansicht von BERGERON (u. a. in 1899, S. 356), daß Tournai vorhanden sei. In den pflanzenführenden Sandsteinen über den Quarzkonglomeraten fand er *Asterocalamites scrobiculatus*.

c) Die Kalkserie.

Die Visékalke sind vielleicht das fossilreichste Glied der paläozoischen Serie von Cabrières. Neuerdings bestimmte und beschrieb R. BÖHM (1935 a, S. 153—165) einige Fossilien aus ihnen. Vor allem aus der Bestimmung der Korallen und einem vereinzelt Goniatitenfund geht hervor, daß es sich um das allerjüngste Visé handelt. Von ganz besonderem Interesse ist der von R. BÖHM geführte Nachweis des gleichen Horizontes innerhalb der Schieferserie. Damit wird die schon lange bestehende Vermutung, daß die Kalke nur linsenartig im Schiefer auftreten, bestätigt.

Nach meinen Beobachtungen kann man zwei verschiedene Ausbildungen der Kalke unterscheiden. Wir kennen Knauern und Linsen von Kalk in den Schiefen, wie sie z. B. am Aufstieg von Cabrières nach St. Rome auftreten (Abb. 4). Sie sind reich an Produkten der *Giganteus*-Gruppe. Auch im Pitrouxtal finden sie sich wieder. Es ist völlig klar, daß es sich nicht um einen ge-

schlossenen Horizont handelt. Auch graue Kalke ohne Fossilien schalten sich gelegentlich mitten in die Schiefer ein. So liegt in einem kleinen Hügel südlich Laurens westlich des Mayronbaches ein solcher Kalk konkordant in einer mächtigen Schieferserie. Er wird von einem flyschartigen Sandstein mit zahlreichen Wurm-
spuren überlagert.

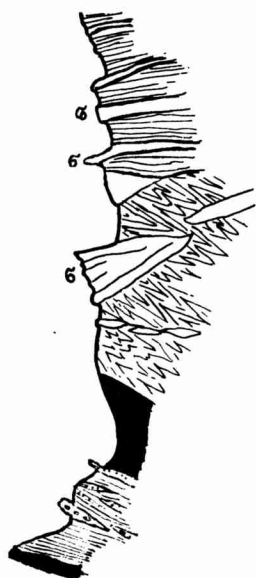


Abb. 4. Profil durch das Visé bei Cabrières am Aufstieg nach St. Rome.

Schwarz: Schwarze, glänzende, kohlige Schiefer.

Punktiert: Graue, grobe Kalksandsteine.

Mit Strichen: Schwarze, z. T. rötliche, scherbzig zerfallende, feste Schiefer.

Weiß: Graue, tonige Kalke mit Gigantellen, Orthiden und Korallen.

Höhe etwa 6 m.

Die eigentlichen Visékalke sind meist 40, manchmal bis zu 70 m mächtige Komplexe, die mit ihren Felsen das Bild der Schieferlandschaft beherrschen. Sie bilden immer den hangenden Teil des Kulmprofils; ich fand sie an keiner Stelle von Schiefen überlagert. An der Basis liegen meist mergelige bis plattige Kalke mit reicher Korallen- und Brachiopodenfauna. Im Hangenden werden die Kalke reiner, fester und heller.

d) Zusammenfassung und Vergleich.

Die geschilderte Schichtfolge zeigt eine Mannigfaltigkeit, die wir bei den übrigen Formationen nicht kennen. Alles weist auf eine lebhaftere Zunahme der Reliefenergie und auf gewisse tektonische Bewegungen hin. Sie verstärken sich zweimalig, zuerst zwischen Oberdevon VI und Visé, d. h. in der Zeit der bretonischen Faltung. Wie stark die Bewegungen damals waren, ist noch nicht recht ersichtlich. Sollte sich aber die Angabe von BLAYAC & BÖHM (1934) bewahrheiten, daß bei Roquessels das Ordovizium sattelförmig aus den Karbonschiefern heraustaucht, und sollte es sich dort nicht

um einen eingewickelten Teil der Deckschollen handeln⁶⁾, so hätten wir sogar mit einer recht lebhaften Faltung zu rechnen. Sie wäre aber räumlich recht begrenzt, da in den sonstigen Profilen das Visé ohne merkliche Diskordanz über verschiedenen Gliedern des Oberdevons liegt. Eine schwache synorogene Bewegung ist auf jeden Fall zu verzeichnen.

Schwieriger ist das Auftreten von Geröllen des tieferen Visé in den Quarzkonglomeraten zu deuten. Eine stärkere Epirogenese ist sicher anzunehmen, und die genaue Auskartierung der Quarzkonglomerate wird vielleicht noch eine schwache Diskordanz im Visé aufdecken.

Als besonders bezeichnend für das Unterkarbon der Montagne Noire ist die Entwicklung der Kieselschiefer-Adinol-Serie im tieferen Visé und das Auftreten von Kalken im hohen Visé anzusehen, während dazwischen eine recht mächtige Schiefer- und Sandsteinfolge mit marinen Fossilien und eingeschwemmten Pflanzen liegt.

Die Faziesbeziehungen weisen in das benachbarte Pyrenäenvorland und in die nordöstlichen Pyrenäen. Im Karbon der Montagne d'Alarie finden sich die Scherbenschiefer und die Kieselschiefer-Adinol-Serie wieder. Auch das tiefere Karbon des Massivs von Mouthoumet ist faziesgleich. Die dortige Kieselschiefer-Adinol-Serie ist nach DELÉPINE, DURBAR & LAVARDIÈRE (1928) auch in das Visé zu stellen. Die darüber folgenden Scherbenschiefer sind nicht von denen der Montagne Noire zu unterscheiden. Überdeckt wird diese tiefere Serie gleichfalls von einem Aufarbeitungshorizont, der dort aber sehr viel gröber entwickelt ist, und zweifellos diskordant bis auf das Devon übergreift (vgl. S. 107). Das jüngere Karbon von Mouthoumet kann nicht mehr direkt mit dem der Montagne Noire verglichen werden. Die Entwicklung in den nordöstlichen Pyrenäen ist wohl in keinem wesentlichen Punkt von der in der Montagne Noire verschieden (DELÉPINE, DURBAR & LAVARDIÈRE 1929). Doch schon im Segretal (H. SCHMIDT 1931, S. 53) liegt das Karbon mit einem „ansehnlichen“ Konglomerat auf der Goniclymenien-Stufe. Es enthält die Kieselschiefer-Adinol-Serie schon aufgearbeitet und ist mit den höheren Karbonschichten von Mouthoumet zu vergleichen. Äquivalente der Kieselschiefer-Adinol-Serie in der Fazies fast reiner Cephalopodenkalke kennen wir aus der Gegend von Canfranc (H. SCHMIDT 1931, S. 55—56). Hier liegt eine Transgression ohne die stärkere Faltung des Ostens vor. Die Profile bei Barce-

6) Es fehlen der Umrandung des Ordoviziums die Kieselschiefer, welche bei Transgressionsverband zu erwarten wären.

lona (SCHRIEL 1929, S. 32—35 und 45—47 und ASHAUER & TEICHMÜLLER 1935) weisen wieder die größte Ähnlichkeit mit dem Karbon von Mouthoumet auf. Das Liegende der Purpurschiefer von Papiol gleicht völlig der Kieselschiefer-Adinol-Serie, deren zeitliches Äquivalent es auch sein dürfte. Sie liegen mit schwacher Diskordanz dem Devon auf. Darüber folgt ein sehr mächtiges zweites Konglomerat, welches der höheren Karbonserie von Mouthoumet entspricht.

7. Das Oberkarbon und Perm.

Die jüngeren Schichten wurden nicht in den Rahmen der Untersuchung hineingezogen. Deshalb seien sie hier nur soweit erwähnt, wie zum Verständnis der Tektonik notwendig ist.

Im ganzen Zentralplateau transgrediert das Oberkarbon über dem tief abgetragenen variszischen Faltenbau, der auch noch die spatorogenen Granite umschließt. Die Sedimentation beginnt in einzelnen Becken. Die ältesten Beckenanlagen liegen im Südwesten. So erkannte BERTRAND (1920, 1928) im Gardbecken noch jüngeres Westfal. In unserem Gebiet scheint das Westfal nach den Untersuchungen von THORAL (1935 a, S. 258) im Becken von Graissessac zu fehlen; die Sedimentation beginnt hier mit dem tiefsten Stefan. Ein zweites südlicheres Becken bei Neffiez ist neuerdings noch nicht wieder untersucht worden. Für unsere Zwecke genügt es zu wissen, daß hier kontinentales Stefan über den Deckenbau hinweggreift. Im ganzen Gebiet ist aber auch das Stefan noch verstellt und gefaltet.

Im Perm kommt es zu beträchtlichen Beckenerweiterungen. Die südlichen Becken vereinigen sich; das Perm erreicht hier beträchtliche Mächtigkeit (bei Lodève mehr als 500 m). Es ist anscheinend weniger gefaltet als das Oberkarbon. Eine Diskordanz wurde aber nicht festgestellt.

Hingegen liegt das Perm bei Neffiez diskordant unter der Trias. Der Diskordanzwinkel beträgt 15°.

8. Zusammenfassender Rückblick auf die epirogene Entwicklung des Paläozoikums der Montagne Noire.

Das Diagramm (Abb. 5) zeigt in schematischer Weise die Entwicklung des Paläozoikums. Zu oberst sind die Faziesänderungen eingetragen. Sicher haben wir im Unterkambrium ganz landnahe Sedimente vor uns. So sind die Archäocyathinenriffe mit ihren Annelidenresten in der Flachsee abgelagert worden. Auch der Grès de Marcory dürfte nicht weit von der Küste entfernt ge-

bildet worden sein. Die mittelkambrischen Schiefer hingegen deuten auf ruhigeres und tieferes Wasser. Mit ihrer Feinschichtung und den gut erhaltenen Tierresten müssen sie zu mindestens den Wellenbewegungen entzogen gewesen sein. Die hochmittel- und oberkambrischen Sedimente hingegen bedeuten eine erneute Belebung der Erosionstätigkeit auf dem Festland und eine Annäherung an den Meeresspiegel. Im Ordovizium dauert zunächst die Fazies fort; die klastische Einstreuung wird erst gegen das Unterarenig zu feiner und tritt dann zurück. Die Küste entfernt sich. In dem

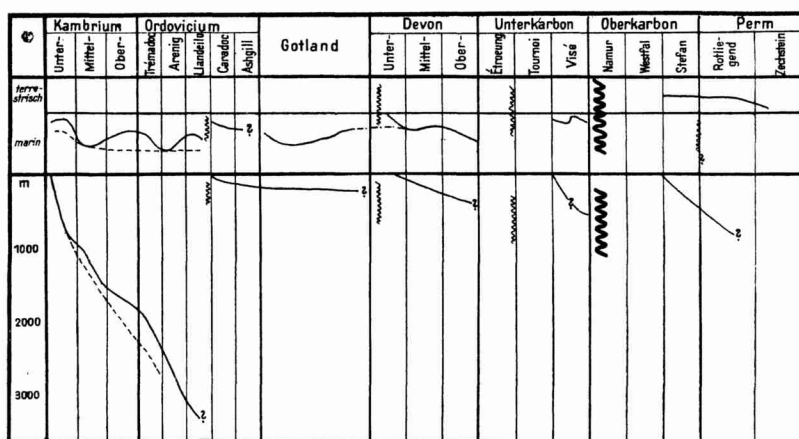


Abb. 5.

Diagramm der epirogenen Entwicklung in der Montagne Noire. Die gestrichelte Linie zeigt die abweichende Fazies der Monts de Lacaune an. Die Wellenlinien bedeuten die Faltungen.

nördlichen Gebiet in den Monts de Lacaune bleibt die Schieferfazies vom Mittelkambrium bis im Ordovizium hinein gleich. Im Mittelarenig bringt der Armorikanische Sandstein wieder Flachwasser mit sich; doch bald wird die Flachwasserfazies durch die Graptolithen- und Trilobitenschiefer des Landayrantaales verdrängt. Nach kurzer Unterbrechung beginnt das Caradoc mit klastischen Sedimenten, die bald in Kalke übergehen. Beide sind nicht im tiefem Wasser abgesetzt. Das gleiche gilt für das Gotland, über das wir im übrigen zu wenig wissen, um genauere Aussagen machen zu können. Das Devon beginnt meist mit einer Schichtlücke. Nur in den Deckschollen kennen wir durchlaufende Sedimentation. Die Riffkalke des Devon gehören sicher der Flachwasserfazies an. Gegen das Oberdevon zu dürfte das Auftreten der Cephalopodenkalke auf ein geringes Absinken hindeuten. Das Visé bringt ziemliche Faziesschwankungen mit sich. Die Quarzkonglomerate mögen die

größte Küstennähe anzeigen. Im großen ganzen weist das Faziesbild des Paläozoikum nur geringe Schwankungen auf. Der Einfluß der Küste und die Untiefe des Schelfes machen sich immer bemerkbar.

So gering hier die Unterschiede in der Fazies zu den verschiedenen Zeiten sind, so verschieden ist die Sedimentmächtigkeit der kambrisch-altordovizischen Serie und der jüngeren Schichten. Mit dem Caradoc ist das kräftige Absinken und die rasche Sedimentation wie abgeschnitten. Alle jüngeren Schichten bis zur Hauptfaltung erreichen noch nicht einmal die Hälfte der Mächtigkeit der kambrisch-altordovizischen Ablagerungen⁷⁾.

B) Tektonischer Teil.

1. Der Bau der Umgebung von Cabrières.

Die kleine Gemeinde Cabrières war der Ausgangspunkt für die stratigraphische Erkenntnis der Schichtenfolge in der Montagne Noire. Hier begann nach den Fossilfunden von FOURNET & DE GRAFF vor allem DE ROUVILLE mit der systematischen Beschreibung der Horizonte. Er legte die Fossilfundorte der vielen privaten Sammler Cabrières' nach Lage und Gestein fest. Seine Arbeit gipfelte in der Beschreibung der Gemeinde Cabrières (DE ROUVILLE 1886 und DELAGE & DE ROUVILLE 1892). Angeregt durch diese Vorarbeit und gestützt auf sie lieferte FRECH 1887 seinen für die Stratigraphie des Devons so wichtigen Beitrag zur Geologie unserer Gegend. Gleichzeitig arbeitete BERGERON auf dem Blatte Bédarieux; er stellte in seinen Veröffentlichungen von 1889 und 1899 a zum ersten Mal die Grundzüge der Tektonik neben wichtigen stratigraphischen Erkenntnissen dar. Sein Hauptverdienst ist der Nachweis des Deckenbaues. Die Herkunft der Decken vermutete er in dem Süden unter Tertiär und Trias. Auf dem Blatte Bédarieux hat er die Deckengrenzen eingetragen und in seiner Arbeit 1899 durch

7) Eine bemerkenswerte Analogie, die sich auch auf das lange Hinauszögern der Ausfaltung fast fertig vorgebildeter Sedimentationsräume erstreckt, bietet die Schichtenfolge von Thüringen. Dort erreichen Tremadoc und Arenig zusammen fast 2000 Meter. In der Mitte der Geosynklinale könnte darunter noch Kambrium liegen. Das jüngere Ordovizium ist mit 600—800 Meter Mächtigkeit nicht zu hoch geschätzt. Dann setzt die Sedimentation fast ganz aus; das Gotland erreicht 150, das Devon 250 Meter. Erst mit dem Unterkarbon beginnt wie in der Montagne Noire wieder eine kräftigere Sedimentation. Sie mag noch einmal 800 Meter einbringen. Unmittelbar anschließend wurde die Geosynklinale ausgefaltet.

eine Reihe von Profilen ihren Bau erläutert. Dann brachten lange Jahre keine neue Erkenntnis, wenn man von den Neubearbeitungen der oberdevonischen Goniatiten durch SCHINDEWOLF (1921) absieht.

So war es von großem Interesse diese Gegend neu zu untersuchen, vor allem weil aus den Profilen BERGERONS die Vergenz nicht deutlich hervorging. Besonders sprachen das Profil durch den Pic de Vissous (DE ROUVILLE 1886) und eine Reihe der Profile BERGERONS (1899 a, Abb. 6 und 11) sehr gegen eine Herkunft der Decken aus dem Süden. Überfaltung gegen Süden war in diesen Profilen klar zu erkennen, während die Vergenz in den anderen Profilen weniger klar erschien. Ich nahm wesentliche Teile der Gegend von Cabrières im Maßstabe 1:50000 unter weitgehender Verwendung der Karte von BERGERON neu auf und sammelte Tatsachen für eine profilmäßige Darstellung. Die beigegefügte Skizze Abb. 6 und die Profile Abb. 7 sind das Ergebnis.

a) Die Profile am linken Ufer des Boyne.

(Abb. 7 Profil A—B.)

α) Der Pic de Vissous.

(= Pic de Cabrières bei FRECH 1887.)

Südlich von Mourèze liegt das Devon diskordant, aber ohne größeren Bewegungshorizont auf den ordovizischen Falten. Die Auflagerungsfläche ist, soweit man sie um den Bois de Boutoury verfolgen kann, flach gelagert; erst weiter südlich sinkt das Devon mit seigerem Fallen ab, wie vor allem die Aufschlüsse des Boyne-tales zeigen. Geht man vom Bois de Boutoury über den P. 391 nach Süden, so quert man ein ziemlich ungestörtes Profil des Devons. Am Bissounel⁸⁾ fällt das Oberdevon steil nach Norden unter die älteren Devonkalke. Es beginnt die zuerst von DE ROUVILLE (1886) und FRECH (1887) erkannte Überkipfung, die am ganzen Südrand des Devons bis in die Gegend von Villeneuveville zu verfolgen ist. Das Profil von FRECH (1887, Abb. 5, S. 385) ist frei erfunden. Von den dort angegebenen Störungen ist nicht eine in der Natur vorhanden. Das Devon geht ohne jede Unterbrechung in die Kiesel-schiefer-Adinol-Serie, diese in die Karbonschiefer über. Die Überfaltung hat wechselnde Ausmaße. Sie kann im Osten bis zu einer Überkipfung von 30° führen. Auch im Westteil am Bissounel ist sie sehr stark. Andererseits kann sie fast ganz zurücktreten,

8) Die Ortsangaben folgen zunächst der Karte 1:50000, dann der Spezialkarte von Cabrières bei DE ROUVILLE 1886 und FRECH 1887.

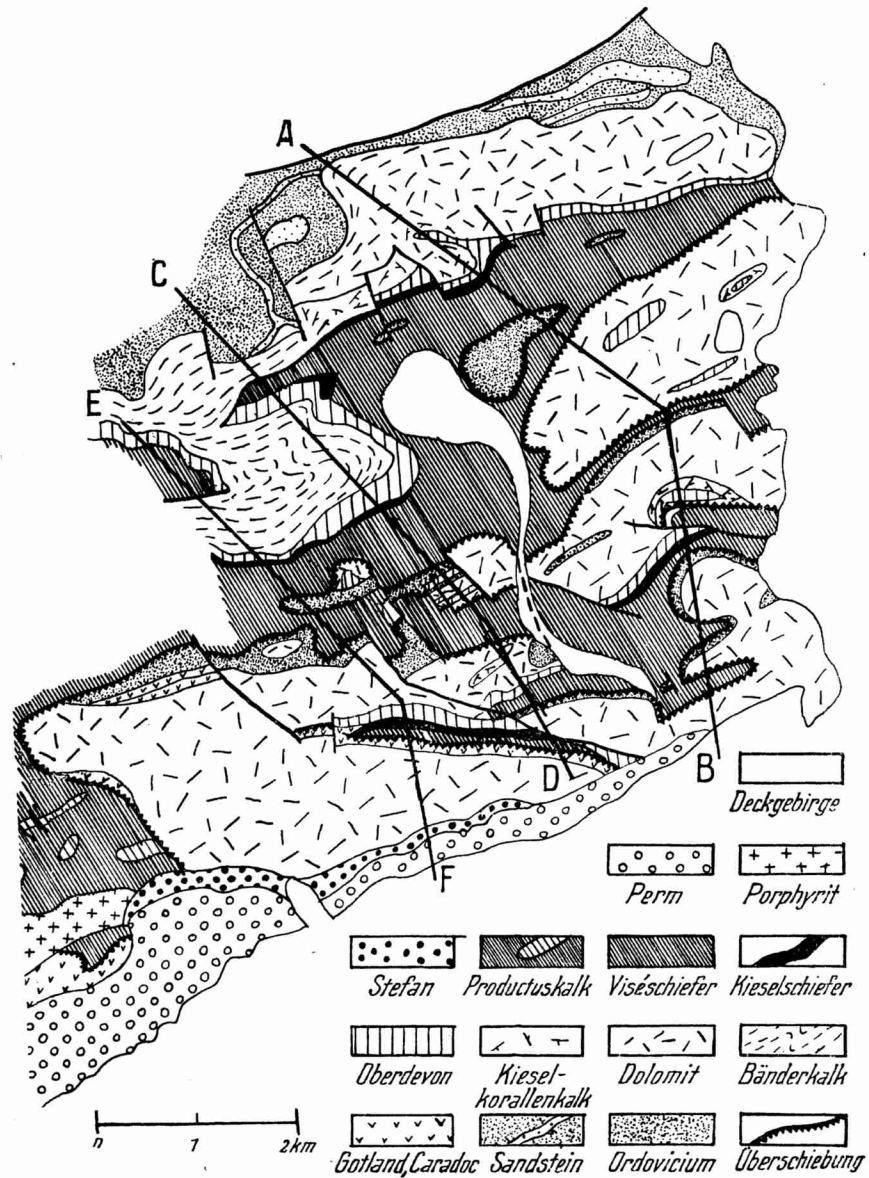


Abb. 6. Geologische Skizze der Umgebung von Cabrières.

Im rechten Teil ist durch einen großen weißen Fleck innerhalb des Paläozoikum das Boynetal gekennzeichnet. Wegen der übrigen Örtlichkeiten sind die Profile der Abb. 7 heranzuziehen, deren Lage angegeben ist.

wie unter dem Gipfel des Visseous. Die Kieselschiefer-Adinol-Serie ist in sich sehr stark gefaltet. Auch flache Abscherungen (z. B. nördlich Dauterriben) sind nicht selten.

Schwierig ist der Gipfelaufbau des Pic de Vissous (= Pic de Cabrières) zu deuten. Östlich des Berges steht man in den bunten Flaserkalken des mittleren Oberdevons. Über mehrere, alte Marmorbrüche kann man die bunten Kalke bis zu dem Steinbruch nördlich des Pic im Bois Mégé verfolgen. Das Fallen ist immer flach. Die Mitteldevonkalke des Gipfels liegen also auf dem Oberdevon. Im Sattel selbst steht aber das Oberdevon der Unterlage schon steil. Die Abbiegung der bunten Kalke ist hart südlich des alten Bruches auf dem Kamm vom Sattel gegen den Pic deutlich wahrzunehmen. Die Oberdevonkalke gehen nördlich des Sattels mit verhältnismäßig schwacher Überkipfung in das Karbon über. Auch auf der Westseite des Pic sind die bunten Flaserkalken weit gegen Norden in der Richtung auf den Steinbruch nördlich der Vissousspitze zu verfolgen. Doch ist kein unmittelbarer Zusammenhang der beiden Vorkommen festzustellen. Der Gipfelaufbau ist weitgehend vom Oberdevon unterlagert und von den Mitteldevonkalcken des Bois Mégé getrennt. Man kann ihn als Schenkel einer liegenden Falte oder als Deckscholle ansehen. Im Rahmen der allgemeinen Tektonik neige ich letzterer Ansicht zu.

Vor dem Pic de Vissous liegt mehrere 100 m tiefer die Ebene

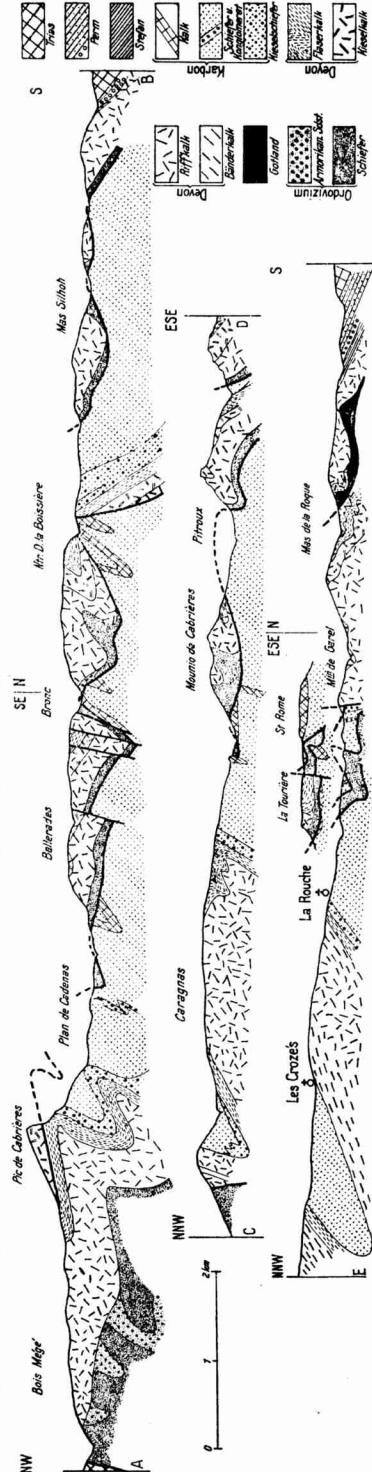


Abb. 7. Profile durch die Umgebung von Cabrières. Die Schnittlinien sind in Abb. 6 angegeben.

Cadenas. In ihr stehen weithin Tonschiefer, Sandsteine und Konglomerate des Karbons an. Das Einfallen ist im allgemeinen steil, das Streichen wechselnd. Nordfallen herrscht vor. Alle Kleinfalten sind deutlich südvergent (Abb. 8). Als ein Fremdkörper liegt südlich des Pic auf dem linken Ufer des Boyne flacher gelagertes Ordovizium dem Karbon auf. Es hat eine ganze Reihe von Fossilien des Arenig und ?Llandeilo geliefert. Das Karbon zieht sich deutlich unterhalb des Ordoviziums entlang, was man besonders gut am Ufer des Boyne und am Rand des Ordoviziums feststellen kann. Es liegt ein rings von Karbon umgebener Deckenrest vor.

An den Hängen des Bissounel findet sich nördlich des Boyneknies noch ein zweiter solcher Lappen, der eingefaltet ist. Die Nordgrenze des Ordovizium fällt, entsprechend der Überkipfung am Bissounel unter das Karbon ein. Einen gleichen Deckenrest trifft man nördlich Dauterribe. Die Deckenbahn ist also ziemlich stark gefaltet. Die Faltung ist, wie die des Untergrundes, südvergent. Doch sinkt gleichzeitig die Decke gegen Süden ab.

β) Plateau von Ballerades und die Japhethügel.

Südlich der Straße von Villeneuve nach Cabrières liegt überall Devon auf dem Karbon. An der Grenze stellen sich häufig völlig ausgequetschte Reste der ordovizischen Unterlage ein. Die Grenzfläche ist südwestlich Dauterribe am Wege zu einer Barytgrube aufgeschlossen. Sie fällt mittelsteil gegen Süden ein. Weiterhin scheint sie sich oftmals steil zu stellen, wie überhaupt ein häufiger Wechsel im Einfallen recht bezeichnend für alle Schichten, im besonderen aber für die Deckenbahnen ist.

Verfolgt man das Auflager des Devons um das Plateau von Ballerades herum, so gelangt man ohne Unterbrechung in das Bronctal. Immer liegen die Karbonschiefer unten, das Devon oben. An der Grenze stellen sich gewöhnlich Linsen und Keile ordovizischer Schichten ein. Die Grenzfläche scheint am Westrande stellenweise recht flach zu liegen. Aber im Bronctal selber steht sie an vielen Stellen ungewöhnlich steil; das Fallen geht vorwiegend nach Nordnordwesten.

Die Karbonschichten der Unterlage bestehen aus durchweg steilstehenden Karbonschiefern und Sandsteinen, denen bei der Boynebrücke nördlich Cabrières und im Bronctal Linsenzüge von Visékalke eingefaltet sind. An ersterer Stelle streichen die Kalke deutlich unter die Grenzfläche.

Das Plateau selber besteht vorwiegend aus dem zuckerkörnigen dolomitischen Kalk des Unterdevons. Beim P. 309 ist ihm eine Mulde von mitteldevonischen Kieselkalken aufgelagert, deren Südflügel mit 20—30°, deren Nordflügel mit 10—30° etwas flacher einfällt. Weiter südlich treten erneut die Kieselkalke mit 45° Südfallen auf. Sie werden von schwarzen Plattenkalken des Oberdevons überlagert. An Verwerfungen schneiden sie gegen graue Schiefer mit Lamellibranchiaten und Rhynchonellen (*Cheiloceras*-Stufe?) und höheres Oberdevon ab. Gegen das Bronctal stellen

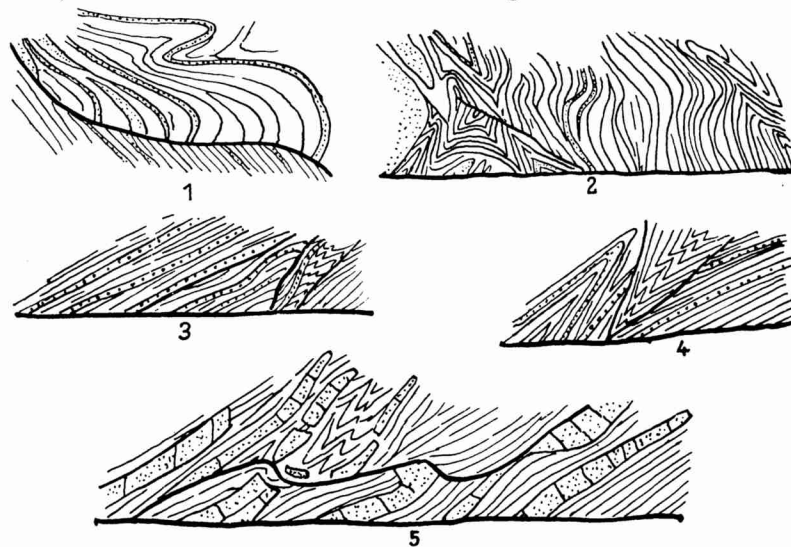


Abb. 8. Kleinfalten im Karbon der Umgebung von Cabrières.

1. Im Graben südlich St. Rome. 2. An der Straße nach Les Crozes nördlich St. Rome.
3.—5. An der Straße von Villeneuvevette nach Cabrières.
Die Aufschlüsse sind etwa 2-7 m lang. Rechts ist Süden, nur für 2 liegt rechts Osten.

sich wieder die Unterdevondolomite ein, wie es BERGERON (1899 a, Abb. 11, S. 676) darstellt. Im Gegensatz zu ihm bin ich aber der Ansicht, daß die jüngere Serie grabenförmig versenkt ist und nicht als eine isoklinale Mulde zu deuten ist. Vor allem konnte ich für die gezeichnete Überfaltung gegen Süden keine Anhaltspunkte gewinnen. Eine zweite nördliche Störungszone scheint im Tal der Combe obscure entlang zu ziehen⁹⁾.

Zusammenfassend ist demnach das Plateau von Ballerades als Deckscholle von Devon über steil zusammengestauchtem Karbon anzusehen. Als Gleitmittel an der Überschiebungsbasis dienten die

9) Ob die Grenzfläche weiter im Westen flacher wird, wie es die Profile von BERGERON 1899 andeuten, wurde nicht nachgeprüft.

Schiefer des Ordoviziums. Die Überschiebung ist mit derjenigen unter dem Ordovizium des Plan de Cadenas zu verbinden. Vielleicht entspricht auch die Devonscholle am Gipfel des Pic de Vissous dem Devon von Ballerades.

Die Tektonik des südlich an das Tal des Bronc anschließenden Japhet-Hügelzuges stellte BERGERON 1899 a auf vier Profilen (Abb. 8 bis 11, S. 674—676) dar. Im Westteil zeichnet er eine unvollständige Oberdevonmulde mit fehlendem Nordflügel. Hier soll das Oberdevon unmittelbar auf dem Ordovizium liegen. Die Mulde zieht sich dann weiter in das Innere des Kalkzuges hinein, ohne daß ihr Nordflügel vollständig würde. Mir scheint eine steilstehende Verwerfung die Verhältnisse zwangloser zu erklären. Auch ist die Verbreitung des höheren Devons wie überhaupt der Devonkalke gerade hier viel zu ausgedehnt dargestellt.

Im Ostteil bildet BERGERON auf Abb. 11 wieder eine (dieselbe?) Oberdevonmulde ab. Diesmal ist der Südflügel unvollständig. Doch deuten schon die eigentümlichen Mächtigkeitsverhältnisse auf eine wesentlich verwickeltere Tektonik hin.

Steigt man von der Kirche Notre Dame la Boissière über Peret nach Westen hin gegen den Sattel südlich P. 308 an, so bleibt man fast ausschließlich in den Riffkalken des tieferen Devons, die von bunten Flaserkalken überlagert werden. Alles fällt flach nach Norden ein. Unterhalb des Weges stehen Scherbenschiefer und Visékalke des Karbons an, die sich deutlich unter das Devon erstrecken. Zwischen beiden liegt eine Überschiebungsfläche, die im Sinne von BERGERON mit der aus dem Bronctal zu vereinigen ist. An der Überschiebungsbahn fand BERGERON noch einige Reste von Ordovizium.

Verfolgt man das Profil aus den bunten Kalken des höheren Oberdevons gegen Norden, so gelangt man bald in die schwarzen fossilführenden Kalke der *Cheiloceras*- und *Manticoceras*-Stufe, die mit gleichbleibendem flachen Nordfallen auf den bunten Flaserkalken liegen. In dem kleinen Tälchen nordwestlich Notre Dame la Boissière fallen die schwarzen Kalke ungefähr mit dem Südhang ein. Sie werden auf der Nordseite des Tälchens von Kieselkalken und dolomitischen Kalken überlagert. Letztere ziehen sich bis in die Südhänge des Bronctales hinein, wo sie verschiedene Glieder des Ordoviziums überlagern (Abb. 1). Dieses liegt seinerseits wieder auf dem Karbon. Die Störungsfläche ist, mehrfach gestört, bis in die Gegend von Cabrières zu verfolgen. Südlich des Ortes überschreitet der Kalkzug mit steilen, vermutlich durch Verwerfungen bedingten Grenzflächen das Boynetal.

Auf der Südostseite der Japhethügel glaubt man zunächst die gleiche Überschiebung wiederzufinden. Auch BERGERON (1899a) hat seine Profile dieser Annahme entsprechend gezeichnet. Doch läßt schon seine Darstellung auf Blatt Bédarieux diese Auffassung nicht mehr zu¹⁰⁾.

Südlich der Moulin de Vailhé schneidet eine Störung das tiefere Devon ab und setzt es gegen das südlich vorgelagerte Karbon. Hingegen fällt nördlich der Mas Silhoh das Devon der Japhethügel normal mit Oberdevon und Kieselschiefern unter das Karbon ein. Eine beträchtliche Metamorphose bewirkt an dieser Stelle eine deutliche Um- und Verkieselung, verschleiert aber den Verband nicht wesentlich. Hier taucht also die Decke, welche wir vom Plateau de Ballerades bis hierher verfolgten, unter das Karbon. Dies Karbon streicht ohne Unterbrechung bis gegen Peret, wo es sich mit dem Karbon südlich Notre Dame la Boissière verbindet. Letzteres liegt wiederum seinerseits deutlich unter der Decke (vgl. hierzu auch die Profile von BERGERON, 1899, Abb. 9—11, S. 674—676). Zur Lösung dieser Fragen bieten sich uns zwei Möglichkeiten, die im Grundsätzlichen nicht sehr verschieden sind. Wir können erstens eine weit vorgetriebene Überfaltung des Devons annehmen. Die Kieselschiefer müßten sich dann vom Oberdevon begleitet bis in die Gegend von Peret ziehen. In den fetzenartigen Resten von Flaserkalken u. ä., welche sich immer wieder unter dem tieferen Devon entlang ziehen, könnte man die Reste eines solchen Liegendschenkels suchen. Das tiefere Devon selbst bildet mit der Deckenbahn zusammen einen Sattel, in dessen Kern das Karbon der Gegend südlich Notre Dame la Boissière hineinzieht. Diesen Sattel stellt BERGERON richtig dar. Für die zweite Möglichkeit, der ich in meinen Profilen gefolgt bin, müssen wir eine größere Verwerfung annehmen, welche den Deckensattel im Süden begrenzt und dessen südliche Flanke stärker absenkt. Für diese Möglichkeit scheinen mir vor allem die Schubfetzen von Ordovizium zu sprechen, welche in Begleitung der oben erwähnten Flaserkalke die Deckenbahn kennzeichnen. In gleicher Richtung weisen die Visékalke, die gleich unter der Deckenbahn als normales Hangendes des Karbons liegen. Bei einer Überfaltung sollte sich eigentlich erst die ganze tiefere Karbonserie einschalten. Deshalb rechne ich das Karbon südlich Notre Dame la Boissière der Deckenunterlage zu. Die erste Auffassung würde dies Karbon noch der Decke

10) Seine Kartendarstellung von 1899, S. 670 hat er hier ganz beträchtlich geändert. Sein Profil S. 674 unten besteht also auch nicht mehr zu recht.

selbst zuzählen und das Abtauchen des Devons weiter nördlich in der Gegend von Peret annehmen lassen.

γ) Die Gegend der Mas Silhoh.

Das Karbon im Hangenden der Decke von Ballerades bedeckt die ganze Niederung südlich der Straße von Cabrières-Peret. Es steht gelegentlich steil, zeigt aber auch südvergente Falten (z. B. in dem kleinen Tälchen südwest P. 172). Über dem Karbon liegen die dolomitischen Kalke des tieferen Devons der Mas Silhoh, des P. 172 und des südlichen Grenzkammes gegen die Trias. An der Basis des Devons findet sich an vielen Stellen noch das Ordovizium in ganz verquetschten Linsen¹¹⁾. Wir sehen also, wie sich auf die Decke von Ballerades noch eine höhere Decke legt. Wir werden so im Gegensatz zu BERGERON dazu geführt, zwei Decken anzunehmen, welche der Unterlage aufliegen.

δ) Zusammenfassung.

Überblicken wir noch einmal die bisher dargestellte Tektonik, so erscheinen uns die Überfaltung am Pic de Vissous, die Scholle des Gipfelbaus, die Decke von Ballerades mit den Deckensätteln des Bronctales, die Decke von Peret mit der isoklinal gegen Süden überfalteten Oberdevonmulde nördlich Notre Dame la Boissière und die Decke bei der Mas Silhoh als die wesentlichen Züge. Das ganze Bewegungsbild deutet auf Südvergenz. Die Überfaltung des Vissous, die Kleinfaltung des Karbons und der Unterlagen, die isoklinale Mulde bei Notre Dame la Boissière und die südvergente Kleinfaltung des Karbons bis unter die Bahn der höheren Decke lassen nur den Schluß auf eine Bewegung gegen Süden zu. Da aber die Deckenbahnen in der gleichen Richtung absteigen, kämen wir ohne die Beachtung der Einzelheiten der Kleinfaltung zu dem von BERGERON gezogenen Schluß einer südlichen Herkunft der Decken. Auch könnte man wohl gelegentliche Nordvergenzen, z. B. im Bronctal, in diesem Sinne deuten. Doch scheint mir die Nordvergenz leicht durch jüngere Bewegungen zu erklären sein; ist doch die Trias

11) Die Aufnahme von BERGERON (Blatt Bédarieux) ist in dieser Gegend etwas zu berichtigen. Das weit ausgedehnte Ordovizium bei Peret ist zum größten Teil Alluvium, welches von Trias unterlagert wird. Anstehend tritt letztere z. B. an der Straße Cabrières-Peret gleich unterhalb des Sattels nördlich P. 173 heraus, von da zieht sie sich weit gegen Norden. Die Verbindung der Decke von der Mas Silhoh mit dem Ordovizium nördlich Peret, welches zu ausgedehnt dargestellt ist, ist nicht vorhanden. Auch steht in dem Sattel nördlich P. 172 noch Devonkalk an. Das Ordovizium geht nicht durch den Sattel.

bei Clermont-Hérault in nordwestvergente, bei St. Chinian in nordvergente Decken gelegt.

b) Das rechte Boyne-Ufer.

a) Das Plateau von Caragnas.

(Vgl. Abb. 7 Profil C—D).

Auf den ersten Blick scheint nördlich von Cabrières das rechte Boyne-Ufer völlig vom linken verschieden zu sein. Die weite Schieferebene des Ostens wird von den Kalke des Plateaus von Caragnas abgelöst. Das ungebrochene Fortstreichen der Kalke des Bissounel über den Boyne herüber in den Kalkzug südlich der Mas Boussière zeigt aber, daß keine größere Störung vorliegt.

Im Boynetal steht die Grenze des Devon gegen das Ordovizium steil; sie legt sich auf den Höhen weiter westlich rasch flach, so daß, von etlichen Querstörungen abgesehen, die Grenze spiegelbildlich zum linken Boyne-Ufer weit gegen Norden vorstrebt¹²⁾. Andererseits fallen die Kalke am ganzen Ostrand des Plateaus von Caragnas — allerdings mit sehr steilen Winkeln — unter die Karbonschiefer des Plan des Cadenas ein. Oberdevon ist regelmäßig, die Kieselschiefer sind gewöhnlich eingeschaltet. Der Sattel des Plateaus von Caragnas wölbt sich infolge des Auftauchens der Achse gegen Westen aus den Karbonschiefern der Ebene Cadenas heraus; wir sehen einen tieferen Anschnitt als weiter im Osten.

Die Schiefermulde südlich des Kalkzuges der Mas Boussière entspricht den eingemuldeten Deckenresten an den Hängen des Vissous und Bissounel. Der Nordflügel der Mulde steht seiger, der Südflügel fällt sehr flach ein; das Oberdevon zieht sich weit gegen die Mas Vic hinauf. Die Schiefer der Mulde heben sich gegen Westen rasch hinaus, setzen aber nördlich Les Crozes wieder ein¹³⁾. An ihrem Nordflügel wird sie in dem westlichen Abschnitt von Oberdevon bedeckt, das bis zur Horizontalen überfaltet ist. Kieselschiefer scheinen zu fehlen.

Am Südrand des Plateaus steigen die Kalke unter intensiver Verfaltung von Kieselschiefern und Oberdevon nördlich der Straße Cabrières-Les Crozes unter das Karbon ab. Auch hier bilden sich liegende Falten aus. Die Überfaltung ist an der Straße nach Les

12) Die Kalke bedecken noch die Höhen weit nördlich der Mas Boussière. Das Blatt Bédarieux gibt ihre Ausdehnung zu gering an.

13) Hier ist das Karbon in den Tälern wesentlich weiter gegen Norden bis zu den Verzweigungen des Tales verbreitet.

Crozes südlich La Rouche und in den verschiedenen Tälern, die vom Plateau von Caragnas gegen Süden herunter ziehen, aufgeschlossen. Die deutlich südvergente Tektonik, die mit ihren liegenden Falten, die Zusammenstauchung am Pic de Vissous an Intensität weit übertrifft, hat die Kalke zu Bänderkalken umgewandelt. Die Übergänge in das normale Devon sind aber so deutlich, daß man am Ostrande noch vielfach die Kieselkalke des Mitteldevons, im ganzen Gebiet, die bunten Flaserkalken des Oberdevons erkennen kann.

β) La Tourière und Mounio de Cabrières.

(Abb. 7. Profil C—D und E—F).

Die Decken setzen erst südlich der Straße Les Crozes ein. Sie deuten sich schon an der Straße selbst durch liegende Falten mit allerdings sehr wechselnder Vergenz an (Abb. 8, 2). Auch findet sich wohl am Passe nördlich La Tourière die eine oder andere Schuppe von Ordovizium im Karbon. Doch erst südlich der Straße gelangt man in die geschlossene Schichtfolge der Decke. Beim Anstieg von dem genannten Sattel gegen La Tourière kommt man aus den Karbonschiefern mit Kalken in stark und unregelmäßig gefaltete und gestauchte schwarze milde Schiefer mit Sandsteinbänken und Geoden (Llandeilo bis Arenig). Die Vergenz ist in den Schiefen sehr wechselnd ausgebildet. Meist ist die Lage der Faltenachsen seiger. Am Fuße der Felswand fallen gelbe sandige Dolomite mit 70—80° nach Süden ein und werden von 40 m grauen und massigen Kalken der Grenze Mittel-Unterdevon überlagert. Dies Profil wurde in seinen Grundzügen von BERGERON richtig gedeutet.

Auf die massigen Kalke folgt das bekannte Oberdevon, welches von FRECH 1887 näher untersucht wurde. Sein Profil (Abb. 3 S. 378) ist tektonisch falsch. Vor allem ist der mächtige Kohlenkalk in der Natur nicht vorhanden. Aber auch das Profil von BERGERON (1899, Abb. 4, S. 671) ist noch zu ergänzen. Es fehlt in ihm die steile bis gegen Süden überkippte Aufrichtung der Schichten am Nordrande der Deckenmulde, welche FRECH richtig wiedergibt. Die Schichten legen sich an der Basis der Deckscholle rasch flach, wobei auch die einzelnen Spezialfalten, vor allen in den roten Flaserkalken der Südwestseite, deutlich südvergent sind.

Auf der Südseite wird die Deckscholle von einer Verwerfung abgeschnitten, welche die unterlagernden ordovizischen Schiefer auf die Kammhöhe bringt. In die Schiefer ragt aus der Unterlage ein Visékalk hinein. Dieser Visékalkzug läßt sich als Mulde in

den Karbonschiefern noch weit gegen Le Temple verfolgen. Er dürfte im Osten seine Fortsetzung, in dem von BERGERON so ausführlich als „Éscarpe à l'Espagnol“ beschriebenen Zuge finden.

Auf dem Sattel nördlich St. Rome scheinen die eng gefalteten ordovizischen Schiefer von kaum beanspruchten Karbonschiefern überdeckt zu werden. Man kann das Ordovizium noch ein Stück gegen Süden bis unter die Felsen von St. Rome verfolgen und gewinnt so den Eindruck, als ob die ordovizischen Schiefer völlig in das Karbon eingewickelt sind. Jedenfalls sind die Grenzflächen immer Störungen; von einer Transgression kann keine Rede sein.

Auch weiter im Westen liegt in den Kämmen von La Rouche gegen die Moulin de Garel mehrfach Karbon über Ordovizium. Immer ist das Karbon bedeutend weniger beansprucht als das Ordovizium.

Es ist mir nicht gelungen, in der Kürze der Zeit und bei dem Mangel an geeigneten Kartenunterlagen völlige Klarheit über die gegenseitigen Beziehungen zu bekommen. Die Falten des Ordoviziums, soweit solche überhaupt bestehen, zeigen neben der Südostvergenz auch häufig gegen Nordwesten übergelegte Teile.

Erst mit den geschlossenen Kalken des Plateau von Falgairas kommt ein großzügiger und einheitlicher Zug in die Tektonik. Die Auflagerungsfläche des Devons auf den wechselnden Gliedern des Ordoviziums ist sicher eine Abscherungsfläche großen Stils. Erst gegen Lauriol scheint das Ordovizium vollständiger zu werden. Die Auflagerungsfläche selbst liegt flach. Bei Le Temple und nördlich der Moulin de Garel schieben sich die Kalke als isolierte Lappen auf die linke Seite des Pitroux-Baches vor¹⁴). Besonders einleuchtend ist das flache Einfallen der Kalkunterlage am Oststrand des Kalkberges nördlich der Moulin de Garel zu erkennen. Der Weg auf diesen Berg verläuft noch lange unter den Gipfelkalken in Karbonschiefern, denen hier einige steilstehende Konglomeratbänke eingelagert sind. Diese ziehen den Hügel hinauf und stoßen gegen Kalke und Dolomite ab, die als flache Kappe die Spitze des Berges aufbauen. Ordovizium scheint zu fehlen. Unmittelbar südlich des Weges treten aber auf einem Weinfeld Geodenschiefer des Ordoviziums auf, welche von Riffkalken abgelagert werden. Die Riffkalke sind an ihrer Basis gebändert. Dies deutet auf größere tektonische Bewegungen hin, welche vermutlich im Zusammenhang mit der Abscherung und der Deckenüberschiebung stehen.

Der Felsen von St. Rome, in dem ich karbonische Brachio-

14) Eine den Pitroux begleitende steile Störung kompliziert die Verhältnisse.

poden fand, wird auf seiner Nordseite von ungestörten Scherben-schiefern des Karbon unterlagert. Im Süden grenzt er an Ordovizium. Der Kontakt beider Formationen ist von den Schuttmassen des Felsens verhüllt. Eine kleine Verwerfung dürfte das Ordovizium in ein tieferes Niveau als den Visékalk des Gipfels versenkt haben. Jedenfalls zeigen die Aufschlüsse in dem Bachriß westlich St. Rome dies Ordovizium deutlich über den Karbonschiefern. Die Kleinfalten im Karbon beweisen mit ihrem eigenartigen Wechsel von Störungsflächen und Faltenbildern die gegen Süden absteigende Tektonik (vgl. Abb. 8, 1). Auch in den stark verruschelten ordovizischen Schiefer kann man Ähnliches erkennen. Diese Überschiebung entspricht derjenigen, welche wir vom Tourrière-Felsen her kennen.

Recht schwierig wird die Deutung der Tektonik an der Mounio de Cabrières. Zahlreiche Querstörungen zerstückeln den Zusammenhang der Kalk- und Schieferzüge und verschleiern die Tektonik. Unmittelbar ostwärts St. Rome setzen die ordovizischen Schiefer ein kurzes Stück aus. Am Wege von St. Rome nach Cabrières stellen sich kurz vor dem Sattel die Geoden mit den so bezeichnenden großen Asaphiden schon wieder ein. Die Grenze gegen das Karbon rückt von Querstörungen begünstigt gegen Osten immer weiter in das nördliche Tal hinunter, um es schließlich mit dem Wege zugleich zu erreichen. Die Aufschlüsse am Wege bieten einen guten Einblick in die Schichtenstörungen an der Deckenbasis (Abb. 4 S. 32). Überlagert wird das Ordovizium von Devonkalken, welche über das Boynetal hinüber sich mit dem Zug von Notre Dame la Boissière verbinden. Der Nordostrand ist wegen der steilen Lage der Grenze und des Fehlens der ordovizischen Schiefer im Tal vermutlich eine Verwerfung, die sich mit der schon erwähnten bei der Moulin de Vailhé (S. 43) verbindet.

Die Kalke der Mounio de Cabrières sind zu einem Sattel mit ordovizischen Schiefen im Kern und zu einer südlicheren Mulde mit Oberdevon in der Mitte zusammengestaucht; BERGERON (1899, S. 673, Abb. 6) zeichnet dies völlig richtig. Nur ist die Mulde fast bis zu horizontaler Lagerung isoklinal gegen Süden überfaltet. Die ganze Kalkmasse liegt an ihrem Südrande deutlich auf den Karbonschiefern, welche fossilführend mit dem linken Hange des Pitrouxtales einfallen. Die Überschiebung liegt im Westteil der Mounio flach, wird aber gegen das Boynetal zu rasch steiler und fällt an der Straße nach Fontes fast seiger ein (BERGERON 1899, S. 774, Abb. 7). Da die Schiefersandstein- und Kalksandsteinbänke des Karbon hier seiger stehen, ist die steile Stellung der Grenzfläche auf eine Faltung der Deckenbahn, nicht auf eine einfache

Querstörung zurückzuführen. Nur gelegentlich zeigen sich in dem steil stehenden Karbon Faltenbilder, die sowohl Süd- wie Nordvergenz aufweisen und keine klare Entscheidung über ein Vorwiegen der einen oder anderen Richtung zulassen. Dies Karbon weicht faziell in seiner Fossilführung und im Auftreten von Sandstein- und Kalkbänken von dem des linken Boyneufers ab und schließt sich mehr der Entwicklung im Norden der Kalke, also dem der „autochthonen“ Unterlage der Deckschollen an. Es ist dementsprechend auch von den Kalken der Mounio (d. h. der tieferen Deckenserie I) überschoben. Eine das Boynetal entlangziehende bedeutende Querstörung scheint die Grenze gegen das Karbon links des Boyneufers zu bilden, welche auch der Serie I angehört. Der Sinn der Bewegung entspricht dem Abtauchen der Faltenachsen am Ostrand des Plateau von Caragnas.

Wir sehen von der Mounio de Cabrières bis nach La Tourière einen muldenförmig gebauten Zug aus Devonkalken, der dem Karbon aufgelagert ist. Die überschobene Serie verbindet sich mit der Überschiebungsserie I auf dem linken Boynetal, und zwar speziell mit dem Zuge von Notre Dame la Boissière. Der Sattel des Pitroux-Tales ist ein Deckensattel. Über die Moulin de Garel und Le Temple hängt die Deckenmulde von La Tourière mit dem Devon des Plateau von Falgairas zusammen, welches also gleichfalls der Serie I angehört. Örtlich findet sich das Ordovizium in sackähnlichen Formen noch ziemlich tief unter der Überschiebungsfläche in die liegenden Karbonschiefer eingewickelt. Die Kleintektonik entspricht einem gegen Süden absteigenden Deckenbau.

γ) Col de Bataille und La Serre.

(vgl. Abb. 7. Profil C—D und E—F).

Auf der Südseite des Pitrouxtales liegt weithin Devonkalk auf den Karbonschiefern. Die Basisüberschiebung ist mit der Basis der Mounio de Cabrières zu verbinden. Ungefähr bei der Mas de Pitroux zieht eine Querstörung gegen St. Rome hinauf. An ihr ist der Westteil versenkt. Die Überschiebung, welche wir zunächst in Gedanken in die Luft hinein verlängerten, taucht hinab. Das Ordovizium liegt in der schon geschilderten Weise auf dem Karbon und wird von dem Devon des Col de Bataille-Zuges überdeckt.

Der gezackte Kamm des Col de Bataille selbst besteht aus einer steil eingefalteten Mulde von Kieselkalken. Der Muldenbau ist auch vom Boynetal aus gut zu überblicken. Die Muldenachse streicht west-nordwestlich dem Hauptkamm parallel. Am Ostende

des Kammes biegt sie an einer nicht sehr großen Querstörung in die Nord-Nordwest-Richtung um. Eine flache Sattelwölbung mit Ordovizium im Kern schließt sich im Süden an die Mulde; sie ist von der Straße im Boynetal besonders gut zu sehen. Die Weinfelder markieren das Auftreten der Schiefer.

Kieselkalke stellen sich gegen die Combe Isarne zu erneut ein und werden von dem bekannten Oberdevonprofil überlagert. Kieselschiefer und Scherbenschiefer des Karbon folgen. Das Fallen ist sehr wechselnd. Meist geht es steil bis sehr steil nach Süden. Südlich der Straße nach Neffiez liegen wieder gänzlich verruschelte Schiefer des Ordoviziums auf dem Karbon. Die Kalke der Höhe 245 (La Serre), welche die bekannten Fundpunkte des Mitteldevons einschließen, liegen gleich darüber. Wir stehen in der höheren Decke. Im Gelände hängt sie deutlich mit den südlichsten Devonkalken des linken Boyneufers zusammen, welche, wie oben ausgeführt, gleichfalls der höheren Serie angehören.

Ein ganz ähnlich entwickeltes Profil treffen wir südlich der Moulin de Garel an. Die Kieselkalke bei der Mühle bilden eine Mulde. Der Nordschenkel steht ziemlich steil, der Südschenkel folgt ungefähr dem Fallen des Hanges. Ein kleiner Spezialsattel bringt mit dem Auftreten von Schiefer und roten Kalken Komplikationen, die vorläufig nicht deutbar sind. Weiterhin beginnt vom Kamme gegen Süden jenes prachtvolle Profil der Combe Isarne, welches FRECH (1887) zum ersten Male ausführlich beschrieb. Auf die weißen zuckerkörnigen dolomitischen Kalke des tieferen Devons folgt das obere Mitteldevon und das gesamte Oberdevon. Im Tale von Maison de la Rocque wird es ohne zwischengeschaltete Kieselschiefer von Karbonschiefern mit Kohlenkalk überlagert. Im Steinbruch zwischen den Kehren der Straße nach Neffiez finden sich häufig Gigantellen und andere Fossilien des Visé. Die Karbonschiefer lassen sich von hier noch weithin gegen Fontes verfolgen. Überlagert werden sie von geringmächtigen ordovizischen Schiefen und einem deutlich entwickelten Gotland mit schwarzen Kalkschiefern und Kalken, in denen ich *Scyphocrinus* neben Graptolithenresten fand. Das Devon beginnt mit eigentümlichen rostroten dolomitischen Sandsteinen, die sonst nirgends in der Gegend von Cabrières auftreten.

Es müßte sich hier um die Deckenserie II handeln. Man gelangt von der Moulin de Garel in immer klaren Aufschlüssen bis in das Isarnetal bei Maison de la Rocque. Immer bleibt man dabei in der Serie I und erst mit dem Gotland erreicht man eine nächsthöhere Serie, die als II bezeichnet werden muß.

Diese Deutung der Beobachtung ist nicht ohne weiteres mit jener zu vereinen, welche wir den Kalken von La Serre (Höhe 245) gaben. Diese Kalke sollen auch der Serie II angehören, weil sie in der Combe Isarne die Serie I überlagern. Sie verbinden sich östlich von Maison de la Rocque scheinbar mit dem Oberdevonprofil des oberen Isarnetales. Doch ist unschwer zu erkennen, daß das Karbon des unteren Isarnetales im Westen von einer steilstehenden nordwest-südöstlich streichenden Störung abgeschnitten wird. Die Störung schneidet weiter im Süden das Oberdevonprofil des oberen Isarnetales spießwinklig ab. An dieser Störung dürfte der Westflügel soweit gehoben sein, daß die Serie I östlich von Maison de la Rocque noch einmal an die Oberfläche kommt. Doch ist hier noch eine eingehende Aufnahme erforderlich, um zu entscheiden, ob nicht eine Serie III vorliegt. Für letzteres spricht das Auftreten der unterdevonischen Sandsteine, das Vorkommen des Gotlands und weiter im Westen das Auftreten des Caradocs, welche alle den sicheren Gliedern der Serie II fehlen.

δ) Das Westende des Plateaus von Falgairas.

Vom Maison de la Rocque zieht sich das Karbon und Gotland noch ein gutes Stück gegen Westen in den Sattel hinein, welcher das Tal der Isarne abschließt. Doch konnte ich das Durchstreichen des Mittel- und Oberdevons gegen Tiberet und Lauriol nicht feststellen, welches BERGERON darstellt.

Das weite Plateau von Falgairas habe ich nicht weiter begangen. Ich konnte deshalb nicht entscheiden, ob das Gotland von Lauriol, welches BERGERON angibt, zur Serie I gehört oder ob sich hier nicht die faziell besser passende Serie II verbirgt.

Bei Vailhan und von da gegen Neffiez bietet der Südrand des Plateau einen großartigen Einblick in den Deckenbau. Die hellen Devonkalke ziehen mit fast horizontaler Unterkante am Horizont entlang. Auf sie zu und unter sie streichen die steil stehenden fossilführenden Visékalke. Sie zeigen so den Faltenbau und die Aufrichtung des Karbonuntergrundes an, welche älter sind als die Deckenüberschiebung.

Das Plateau setzt sich nicht weiter nach Westen fort. Im Süden wird es von Stefan abgeschnitten, welches glatt über die Überschiebung transgrediert. Erst im Paynetal tauchen die Deckschollen wieder auf. Von der hangenden Serie wird aber nur das Ordovizium und Gotland sichtbar. Das Stefan keilt weiter östlich aus und das Rotliegende legt sich unmittelbar auf das Alte Ge-

birge¹⁵⁾. Eine wirkliche Diskordanz zwischen Rotliegendem und Stefan ist nicht zu bemerken.

c) Zusammenfassung.

Wir sehen in der Umgebung von Cabrières einen intensiven Faltenbau. Die Kleintektonik dieses Faltenbaues ist südvergent. Die Symmetrieebenen der Falten stehen im allgemeinen recht steil. Dieser aus Karbon und Devon aufgebaute Untergrund wird von Deckschollen überlagert. Die Deckschollen machen die enge Faltung des Untergrundes nicht mit. Die Deckenüberschiebungen sind jünger als diese Faltung. Der feste Kern der Decken wird von Devon gebildet, während das Ordovizium (und Gotland) als Schmiermittel dient. Karbonschiefer sind örtlich im Hangenden der Kalke erhalten.

Die Deckschollen selber zeigen in sich und mit ihren Überschiebungsbahnen eine ziemlich intensive südvergente Faltung an. Die Symmetrieebenen der Falten liegen ziemlich flach. Es sind sicher zwei übereinander gelagerte Deckenserien vorhanden. Das Vorkommen einer dritten ist noch fraglich.

Über den Deckschollen und den Untergrund transgrediert das Stefan oder ein andernorts mit diesem konkordantes Rotliegendes. Mit in den Deckenbau einbezogen ist noch das jüngste Visé.

2. Die Tektonik zwischen Bédarieux und Caunes.

Westlich von Cabrières scheint nach unserer bisherigen Kenntnis die Tektonik etwas einfacher und großzügiger zu werden. Ein entschiedener Wechsel im Bild der Oberfläche tritt an dem Orbtal ein. Denn westlich von ihm streichen fast nur kambrische und ordovizische Schichten aus; östlich des Flusses hingegen gelangen wir über einen schmalen Devonsaum in die große Karbonmulde, welcher die Deckschuppen von Cabrières aufgelagert sind. Das ganze Gebiet wurde von mir auf einzelnen Profilen begangen, die einen guten Einblick in die Tektonik gewährten. Selbstverständlich hatten solchen profilmäßigen Untersuchungen gerade im fossilarmen Alten Gebirge große Unsicherheiten an, deren ich mir bei den folgenden Darlegungen immer bewußt bin.

15) Auf dem Blatte Bédarieux ist die Ausdehnung des Gotlands zu groß angegeben. Südlich des ostwestlich laufenden Teiles des Payne nördlich der Moulin de Faytis steht unmittelbar Rotliegendes mit *Callipteris conferta* über dem Flusse an. Die schwarzen für Gotland gehaltenen Schiefer sind rotliegende Brandschiefer. Das Gotland fehlt also am linken Payneufer.

a) Das Profil zwischen Bédarieux und Gabian.

Südlich von Bédarieux erinnert die Tektonik noch lebhaft an die Gegend von Cabrières. BERGERON (1898) hat das erste Profil durch den Pic de Tentayo gegeben. Einzelheiten wurden durch BLAYAC & BÖHM (1934), BLAYAC & CHAUBET (1935) und R. BÖHM (1935 a, S. 122) hinzugefügt. Das Profil von BERGERON ist in den Grundzügen richtig und bedarf nur weniger Ergänzungen.

An der Straße von Bédarieux nach Faugères gelangt man an den Kehren nördlich des Pic de Tentayo hinter der steilen Aufschiebung des Paläozoikums auf die mesozoischen Kalke in ordovizisch-kambrische Schiefer. Sie sind stark gestört und von zahlreichen Ruscheln parallel zur Randüberschiebung durchzogen. Auf sie folgen mit flachem Fallen stark gestriemte devonische Bänderkalke; die Striemungsachsen liegen ziemlich horizontal und folgen dem ost-westlichen Streichen der Schichten. Sie zeigen eine rollende Tektonik an; man kann aber nicht entscheiden, ob ab- oder ansteigende Tektonik vorliegt.

Kurz vor dem Straßentunnel an der Höhe 574 erreicht man eine schmale, isoklinal mit 45° gegen Süden fallende Mulde mit einem Kern aus Karbonschiefern. Auch die Kleintektonik läßt gegen Norden übergelegte, isoklinale Falten (Länge: größter Breite = 4:1) erkennen. Die Nordvergenz ist hier klar und eindeutig. Die Metamorphose ist sehr stark, ähnlich oder sogar stärker als bei Les Crozes in der Gegend von Cabrières. Den Tunnelberg baut ein Sattel von Oberdevonkalken auf, die neben ihrer gewöhnlichen horizontalen Striemung auch eine intensive Querfaltung aufweisen. Am Süden des Tunnels sind erneut Karbonschiefer aufgeschlossen, die zur Karbonmulde von Soumartre gehören. Im Tunnelleinschnitt ist zu erkennen, daß die Bänderkalke gelegentlich gegen Süden überfaltet sind, im großen aber flach mit 30° unter die Karbonschiefer einfallen.

Das Karbon der Mulde selbst ist bei der tektonischen Zusammenstauchung in einzelne Linsen zerlegt worden und zeigt keine regelmäßigen Profile. Bei Soumartre trifft man auf die Kieselschiefer des südlichen Muldenflügels, die — stark zusammengestaucht — sich fast seiger herausheben. An der Hauptstraße selber ist diese Grenze nicht recht aufgeschlossen; nach schwachen Andeutungen von Kieselschiefern stößt man jenseits einer Störung auf dolomitische Kalke des tieferen Devons. Auch hier ist das Schichtenfallen steil. Kleinere Ruscheln neigen dazu, sich gegen Nordwesten überzulegen, und fallen mit $70\text{--}90^{\circ}$ gegen Süden ein.

Im großen ist also auch die Mulde von Soumartre mit ihrem steilen Süd- und flachem Nordflügel nordvergent.

Erst in dem großen Kalkgebiet zwischen La Caunette und Faugères schlägt langsam die Nordvergenz in Südfaltung um. Die Lagerung bleibt bis vor die Höhe 361 westlich les Trois Tours steil. Das Fallen schwankt zwischen 80° und 40° Süd. Weiter gegen Süden wird es allmählich flacher. Durch einen Wechsel des Einfallens werden sanfte Faltenwellen erzeugt; sie zeigen eine langsam deutlicher werdende Vergenz gegen Süden. Etwa 100 m vor den ersten Häusern von Teissonier gelangt man in die Kieselschiefer, die mit 45° gegen Süden einschieben. Die letzten Oberdevonkalke sind doppelt geschiefert; ein Schieferungssystem fällt gegen Norden, das andere gegen Süden ein. Im Eisenbahneinschnitt zwischen der Station Faugères und dem Tunnel sind Oberdevonkalke und Kieselschiefer mit einander deutlich südvergent verfaltet. Die Vergenz führt zu einer steilen Überkippung des Devons auf die Karbonschiefer. Die Überkippung konnte ich bis Caussimiojouis verfolgen; nach dem Kartenbild hält sie bis Le Lau an, wo ich sie wieder selbst feststellte.

Der innere Bau des großen Devonsattels zwischen La Caunette und Faugères ist verwickelt. Von den Schieferbändern, welche BERGERON auf seiner Karte eingetragen hat, konnte ich an der Straße nichts finden. Hier sind wohl nur Zonen intensiver Durchbewegung innerhalb der Kalke gemeint, an denen die Kalke zu Kalkphylliten ausgeschiefert worden sind. Dagegen zeigten sich bei Boirie Nouvelle, nördlich von Caberolles eigentümliche Verhältnisse. Bei Boirie Nouvelle tauchen unter den Devondolomiten oberdevonische bunte Bänder- und -Flaserkalke, schließlich sogar schwarze Tonschiefer von durchaus karbonischem Aussehen heraus. Ganz deutlich ist das sattelförmige Auftauchen der Schiefer aufgeschlossen, an deren Deutung als Karbon bei der petrographischen Gleichheit mit den sicheren Karbonschiefern kaum zu zweifeln ist. Die Karbonschiefer, welche am Südrand des ganzen Devonzuges bei Caberolles und Faugères unter das Devon einschießen, kommen also fensterartig wieder heraus. Der ganze Sattel ist eine liegende Falte, die stark gegen Süden vorgewandert ist. Die intensive Durchbewegung ist mit dieser Deutung durchaus im Einklang, ja nur durch diese zu erklären.

Den Bau der großen Schiefermulde zwischen Faugères und Gabian konnte ich im einzelnen nicht klären. Weite Gebiete sind dem Ordovizium zuzuzählen (BLAYAC & BÖHM 1934). Das Ordovizium dürfte zu den Deckschollen gehören und nicht sattelförmig

aus dem Karbon heraustauchen. In sich sind die Karbonschiefer stark gefaltet und zeigen vielfach Linsenbau. Südvergenz ist vorherrschend (BLAYAC & BÖHM 1934), aber Nord-Süd gerichtetes Streichen mit Ostvergenz macht sich vielfach bemerkbar. Die einzelnen in den Schiefen auftretenden Kalkfetzen sind sehr verschieden zu deuten; Visékalk, Kalke der Kieselschiefer-Adinolserie (BÖHM 1935 a, S. 122) und Devonkalke, letztere teils als Deckenlappen, teils als Auffaltung aus dem Untergrund, sind daran beteiligt.

Als Gesamteindruck kann man das Vorherrschen einer Nordvergenz im nördlichen Teil des Devonzuges und einer sehr starken Südvergenz im südlichen Teil mitnehmen. Die Verhältnisse innerhalb der Schiefermulde sind wechselnd, lassen aber auch das Vorherrschen einer Südvergenz erkennen.

b) Das Profil durch Roquebrun am Orb.

(vgl. Abb. 9 oben).

Das nächste im Westen folgende von mir untersuchte Profil beginnt östlich von Tarassac am Zusammenfluß des Orb und Jaur und läuft über den Berg La Taillade, Le Lau, Roquebrun zum Mont Peyroux. Den südlichen Teil hat schon BERGERON (1889) im wesentlichen richtig dargestellt. Am Mont Peyroux erkennen wir deutliche Südvergenz mit mehreren Schuppen von Karbon und Oberdevon. Die dort erkennbare Überfaltung hält im Ordovizium des Sattelkernes noch eine Weile an; erst nördlich des Landayrantales herrscht normales Schichtenfallen. Gegen Roquebrun zu beginnt Überkipfung gegen Norden. Sie beherrscht den Bau des Devonzuges nördlich von Roquebrun, dessen Schichten mit 45° überkippt gegen Süden fallen. Die Tektonik ist in dem Tal, welches von Roquebrun gegen Laurenque führt, wundervoll aufgeschlossen. Das Oberdevon liegt mit all seinen Schichtgliedern überkippt auf dem Karbon (vgl. Abb. 3 und BERGERON 1899 Taf. 18). Hier herrscht eine recht einheitliche Nordvergenz. Sie zeigt sich auch in der Kleintektonik der Karbonschiefer bis kurz vor Laurenque, um dann in Südvergenz umzuschlagen.

Die Südvergenz kommt besonders gut in dem Falten- und Schuppenbau des Devons nördlich von Le Lau zum Ausdruck. Der Hügel mit den „Cabanes“, nordöstlich Le Lau besteht aus einem gegen Süden überfalteten Sattel von Mitteldevon. In dem kleinen Tälchen nördlich des Hügels sind Kieselschiefer als schwache Mulde eingequetscht. Der anschließende kleine Devonsattel taucht, wie man in dem Wasserriß gegen La Tour du Pin deutlich sehen kann,

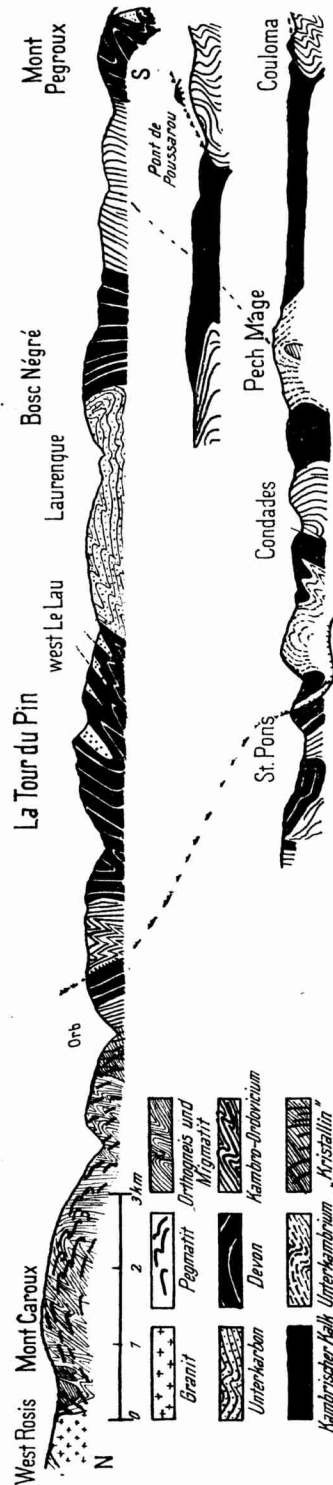


Abb. 9. Profile durch den mittleren Teil der südlichen Montagne Noire.

bald unter die Karbonschiefer. Auf diese ist Mitteldevon geschoben. Zwei weitere Mulden von Oberdevon und Karbon gliedern die Kalkmassen. Die Mulden sind isoklinal in die mit 45° nördlich fallenden Kalke eingeschoben. Besonders schön zeigt der Hang unterhalb des Tour du Pin die Überfaltung gegen Süden. Die dortige Karbonmulde verfolgte ich bis gegen La Madeleine, wo in ihrem Kern noch die jüngsten Visékalke eingeklemmt sind. Die Überkippung im nördlichen Devonzug, der mit 80° einfällt, ist weniger stark; sie bleibt aber noch in den ordovizischen Schiefen des Nordrandes von La Taillade deutlich und schlägt erst kurz vor dem „kambrischen“¹⁶⁾ Kalk von Tarassac in Nordvergenz um.

In diesem Profil fällt die starke Schuppung gegen Süden an der Grenze Devon—Karbon bei Le Lau und am Mont Peyroux als wichtigstes Element auf. Wo Nordvergenz, wie bei Roquebrun herrscht, sind die Bewegungen weit weniger intensiv. Im Gesamtbild tritt die Überfaltung gegen Norden zurück; sie läßt sich unschwer durch das Hineinpressen der starren Devonkalke in die beweglicheren Karbonschiefer erklären. Von Interesse ist es auch, daß die Mulde von La Madeleine die Ablösung der nordvergenten Mulde von La Caunette über-

16) Da dieser Kalk im Fortstreichen der Devonkalke von St. Pons liegt und das östlichste Glied der „Kalke mit Crinoiden“ darstellt, dürfte er noch zum Devon gehören (vgl. S. 60).

nommen hat, und daß der ganze Kalkzug mit der Mulde deutlich südvergent ist. Die nordvergente Zone, südlich von Bédarieux wird im Fortstreichen nach beiden Seiten im Osten bei Les Crozes und im Westen bei La Madeleine südvergent.

c) Die Querfaltung im Nord-Südstück des Orbtals.

Mit dem Orbtal wechselt das Bild der Landschaft und die aufbauenden Gesteine. Links des Tales finden wir Devon und Karbon, rechts Ordovizium und Kambrium. Schon frühzeitig wurde als Ursache der Erscheinungen eine intensive Querfaltung erkannt. (BERGERON 1898, S. 484/85, Abb. 5). Auf lange Erstreckung schwankt das Streichen der Schichten um die Nord-Südrichtung. Der ost-westlich laufende Devonzug von La Taillade schwenkt allmählich in die Nord-Südrichtung um. Bei Vieussan biegt er dann gegen Osten nach Roquebrun aus und umläuft den ordovizischen Sattel. Längs des Zuges ist Devon auf Karbon überkippt, so daß die Devonkalke wie eine Halskrause das Ordovizium des Sattelkernes umgeben. Die Querfaltung ist einheitlich ostvergent.

Sie macht sich noch weit in das Gebiet der alten Schiefer hinein bemerkbar. Mit Nord-Süd-Streichen sind einige isoklinal westlich fallende Devonmulden zwischen Fénouilhède und dem Berlou eingeklemmt (THORAL 1935, S. 231 ff.). Auch das Kambrium ist auf das Tremadoc gekippt worden, wie vor allem das Profil vom Signal de Naudet gegen Osten zeigt. Selbst die Züge der kambrischen Kalke östlich der Linie St. Etienne-Pont de Poussarou, welche meist Sattelkerne darstellen, enden nicht durch einfaches axiales Untertauchen, sondern sind weit gegen Osten vorgeschoben. Hierbei kam es zu Abscherungen an der Basis der Kalke, die bis auf das Oberkambrium vorgeglitten sind. Am Col Fumat und am Ostende des Sattels der Pech Mage (s. u.) konnte ich die gleiche eigentümliche Kragenbildung feststellen, wie am Sattel von Roquebrun.

Mechanisch ist diese Kragenbildung außerordentlich schwer zu erklären. Die eigentlichen tektonischen Kräfte haben vermutlich tiefer als der heutige Anschnitt angegriffen; im Aufschlußniveau sehen wir nur Ausweichbewegungen. Dabei dringen die starren Kalke überall in die gleitfähigen, faltbaren Schiefer ein. Die Querfaltung ist an eine bestimmte Zone gebunden, die etwa auf den Raum zwischen dem Ostende der kambrischen Kalke und den Devonkalken beschränkt ist. Sie ist noch weit im Norden zu spüren; in der gleichen Zone taucht z. B. die Kristalline Zentralzone östlich unter ihre Schieferhülle.

d) Das Profil von St. Pons gegen St. Chinian.

(vgl. Abb. 9 Mitte und unten).

Die Gegend zwischen St. Pons und St. Chinian gehört zu den am häufigsten beschriebenen in der Montagne Noire. Der vor allem durch J. MIQUEL ausgebeutete Fossilreichtum und die guten Aufschlüsse in den tief eingeschnittenen Tälern regten frühzeitig zu eingehenderen Darstellungen an. BERGERON (1898) gab das erste vollständige Profil durch die Gegend. BLAYAC & DAGUIN (1922), ferner H. TERMIER (1924) stellten auf zwei Schnitten den Südteil des Gebirges genauer dar. BLAYAC & THORAL (1931 a, b) fanden unterkambrische Fossilien im „Gres de Marcory“ und entschieden damit endgültig den alten Streit, welchen DE ROUVILLE und J. MIQUEL auf der einen Seite, BERGERON auf der anderen begonnen hatten, dahin, daß die Quarzite der Pech Mage (= Gres de Marcory) in einem Sattelkern und nicht in einer Mulde liegen. THORAL (1935 a, S. 88 f.) ergänzte die früheren Profile durch die Feststellung von Südüberschiebungen am Südrand des Sattels der Pech Mage. Ich selbst habe die Straße von St. Pons nach St. Chinian, die Gegend zwischen St. Etienne, Férières und der Pont de Poussarou, den Sattelkern der Pech Mage und die Straße St. Pons-Rieussec bis gegen La Garrigue begehen können.

Schon aus den früheren Profilen läßt sich für den Raum südlich der beiden Pardailhan klar die Südvergenz erkennen. Besonders deutlich zeigt sie sich in der großartigen Überfaltung an der Pont de Poussarou. Hier sind die unterkambrischen Kalke fast 1 km weit auf das Mittel- z. T. sogar auf das Oberkambrium geschoben. Die Überschiebung entsteht deutlich aus der Übertreibung einer Falte; im tiefen Tal der Pont de Poussarou sieht man das Umbiegen des fossilführenden Mittelkambrium aus der überkippten in die normale Lagerung. Neuerdings erkannte THORAL (1935 a, S. 88) in der Umgebung von Coulouma an der gleichen Überschiebung sogar isolierte Lappen unterkambrischer Kalke auf Mittelkambrium. Das Vorgreifen der Kalke überschreitet hier eine Entfernung von über 1,5 km. Gegen Westen scheint die Überfaltung auszuklingen. Jedenfalls ist sie an der Straße nördlich La Garrigue in der Südwestecke des Blattes Bédarieux nicht mehr zu erkennen. In der Literatur wird sie das letzte Mal nordwestlich von St. Martial 2 km östlich der Straße angegeben. Dies allmähliche Ausklingen der Überfaltung ist durch das langsame Ansteigen der Faltenachsen gegen Westen zu erklären. Die an der Pont de Poussarou nur im tiefsten Taleinschnitt eben sichtbare Umbiegungszone hebt sich allmählich heraus und ist schließlich oberhalb des Erosionsniveaus zu suchen.

Entsprechend der Südvergenz der Kalküberfaltung im großen zeigt auch die Kleintektonik der ordovizischen Schiefer und kambrischen Sandsteine und Quarzite immer wieder liegende Falten und kleine Überschiebungen gegen Süden. H. TERMIER (1924) hat eine Reihe typischer Beispiele abgebildet. Die südvergente Klein-

tektonik ist um so auffallender als das Generalfallen der Schichten gegen Süden gerichtet ist, wie es also wieder mit absteigender Tektonik zu tun haben.

Doch schon im Kern des Sattels der Pech Mage schlägt die Tektonik um. Im großen ist der „Gres de Marcory“ gegen Norden überfaltet. Genaueres Zusehen (Abb. 10) zeigt große Unregelmäßigkeiten im Sattelkern. Die Symmetrale fällt mit 75° gegen Süden. Auf der Nordflanke des Sattels wird an der Grenze zu den mittelkambrischen Schiefer die Überfaltung stärker; die Überkipfung steigt auf 45° bei Oupigno. Östlich Cathalo fallen die unteracadischen Schiefer sogar mit 30° gegen Süden. Hier greifen zwei Kilometer nördlich der großen Südüberschiebung der Pont der Poussarou die kambrischen Kalke 1,5 km weit über jüngere Schichten hinweg. Bei Férières verbindet sich die Nord- mit der Süd-Überfaltung, so daß die schon geschilderte Kragenbildung zustande kommt.

Gegen Westen nimmt ähnlich wie gegen Süden die Überfaltung ab und ist bei St. Colombe nicht mehr zu erkennen¹⁷⁾. Die

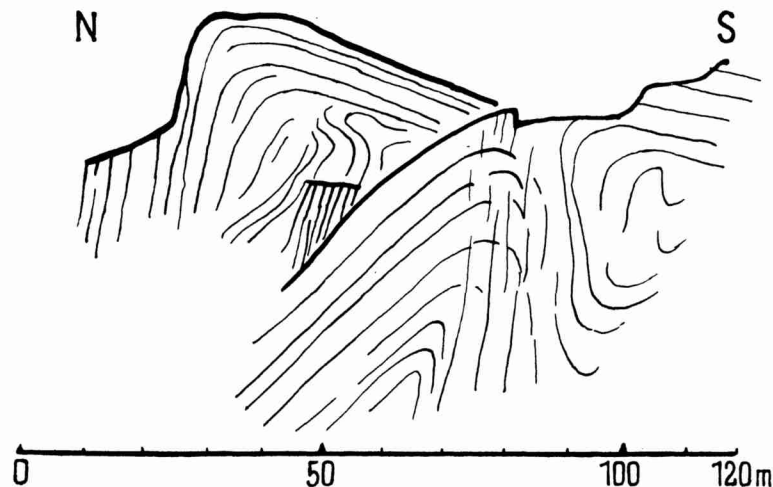


Abb. 10. Faltung des unterkambrischen Quarzites im Kern des Pech Mage-Sattels.

17) Die Profile an der Straße Cavenac—St. Colombe—Rieussec sind nur schwer mit den Profilen der Straße St. Chinian—Condades zu vergleichen. Sicher sind auf der geologischen Karte von BERGERON verschiedene Kalkzüge verbunden worden. Auch ein einfaches Ablaufen der Kalkzüge klärt noch nicht die Zusammenhänge der Mulden und Sättel auf, weil bedeutende Querstörungen mehrfach den Zusammenhang unterbrechen. An der Straße Cavenac—St. Colombe ist eine dieser Störungen besonders gut zu erkennen. Sie ist auch der geologischen Karte zu entnehmen, obwohl sie nicht eingetragen ist.

Nordvergenz ist im großen recht deutlich. Die Kleintektonik zeigt aber immer wieder einmal Kleinfalten gegen Süden, so selbst unmittelbar unter der Nordüberfaltung an dem nord-südlich verlaufenden Straßenstück östlich von Cathalo.

Infolge des östlichen Achsenfallens kommt man gegen Westen in tektonisch tiefere Lagen. Entsprechend unserer im vorigen Abschnitt entwickelten Vorstellung von der stärkeren Zusammensetzung in der Tiefe als Äquivalent zu den Ausweichbewegungen im höheren Teil treten die kleinen Überschiebungen und überhaupt die Faltenbilder gegen Westen zurück. Alles wird dem steilen isoklinalen Schichtenfallen angepaßt.

Im Abschnitt nördlich des Pech Mage-Sattels herrscht fast ausschließlich steiles Südfallen; nur ganz örtlich fallen die Schichten gegen Norden ein. In diesen Abschnitten finden wir auch kleine südvergente Falten, z. B. nördlich von Condades und südlich von Begot Haute an der Straße St. Pons—St. Chinian. Sicher sind einige Mulden und Sättel vorhanden. An der Faltung im Aufschlußniveau nimmt das gesamte Kambrium teil; jüngere Schichten scheinen zu fehlen.

Ein völlig neues tektonisches Element erreichen wir bei St. Pons. Der Ort steht auf einem mächtigen Kalkblock, der von BERGERON anfänglich zum Devon, später wieder zum Kambrium gestellt wurde. THORAL (1935, S. 234—236) konnte durch einige Fossilfunde (*Spirifer* sp.) ein kambrisches Alter für die Kalke ausschließen und damit die Deutung als Devon wahrscheinlich machen. Dieses Devon fällt nach Süden unter die kambrischen Schichten ein. Bei St. Pons ist das Auflager selbst nicht aufgeschlossen und wohl auch durch steile streichende Störungen nachträglich verändert worden. Zwischen das Kambrium und das Devon schaltet sich noch kieselknollenführendes Ordovizium ein.

Weiter im Osten bei St. Etienne sieht man südlich der Jaur-Brücke hellgraue, splittrige Kalke, wie sie für das Devon so bezeichnend sind, unter schwarze, vermutlich ordovizische Schiefer mit 50—60° einfallen. Überlagert werden die Schiefer von stark geknitterten und gestriemten Quarziten, die vermutlich dem Mittelkambrium angehören. Das Devon fällt im großen unter das Kambrium ein.

Es ist bei dem Mangel an stratigraphisch sicheren Horizonten nicht eindeutig zu entscheiden, ob es sich um eine isoklinal eingeklemmte Mulde oder um eine vom Kambrium überschobene, tiefere tektonische Einheit handelt. Ich folge mit BERGERON (1899) und DEREIMS (1912) letzterer Auffassung.

Bestärkt werde ich in dieser Auffassung vor allem durch die Faziesänderung im Ordovizium und Kambrium nördlich der Überschiebung. Letzteres scheint nördlich von St. Pons überhaupt zu fehlen, das Ordovizium aber nicht vollständig zu sein. Allerdings ist in der gleichen tektonischen Lage unterhalb des Devonzuges bei Caunes ein mächtiges Kambrium entwickelt.

Ist die Auffassung der Grenze Devon-Kambrium südlich St. Pons als Überschiebung richtig, so muß man annehmen, daß das Kambrium, das Ordovizium, das Devon und das Karbon der östlichen Montagne Noire schwimmt. Ich bezeichne diese Decke als „parautochthone Serie“. Wichtig für die Gesamtauffassung der Tektonik ist auch der Wechsel zwischen Nord- und Südvergenz am Sattel der Pech Mage; er wiederholt das oben geschilderte Profil südlich von Bédarieux.

e) Das westliche Gebiet der südlichen Montagne Noire.

Über den westlichen Abschnitt des Gebirges sind wir weitaus am schlechtesten unterrichtet. Nur ganz kurze Aufnahmeberichte von DEREIMS und einige Profile von THORAL (1935 a, S. 78—84) geben uns Auskunft.

Nach THORAL, vor allem nach seinem Profil Abb. 8 (1935 a, S. 79) ist der Vergenzwechsel bei Ferrals-les-Montagnes in gleicher Weise wie weiter im Osten zu beobachten. Südlich des Ortes zeigt das Kambrium mit großartigen Überfaltungen klare Südvergenz. Etwas weiter nördlich sind die Falten gegen Norden übergelegt. Beide Gebiete stoßen mit scharfer Grenze aneinander.

Ich selbst konnte das Profil an der Straße Lespinassière-Citou-Caunes flüchtig begehen. Bis gegen das Devon von Caunes hin herrscht bei isoklinalem Südfallen einheitliche Nordvergenz. Südlich von Citou konnte ich z. B. eine Mulde mit vollständigem Mittelkambrium zwischen unterkambrischen Kalken erkennen. Es handelt sich zweifellos um Faltungen und nicht um Schuppen oder Überschiebungen, die eine Deutung als absteigende Tektonik zulassen würden. Nur wenige kleinere Falten und Fältchen sind in dem Profil der Straße südvergent.

Mit dem Überschreiten der südlichen Devongrenze bei Caunes gelangen wir wieder in das Gebiet der Südvergenz. Bei Nôtre Dame du Cros ist mitteldevonischer Kalk auf Karbonschiefer mit südfallender Überschiebungsfläche überschoben. Weiter gegen Caunes zu stellt sich noch Oberdevon ein. Die Überschiebung geht in eine Überfaltung gegen Süden über. Das Karbon in sich ist mit allen seinen Kleinfalten gegen Süden bewegt. Es fällt unter die südlich

vorgelagerten ordovizischen Schiefer ein. Die ordovizischen Schiefer in sich sind wieder südgefaltet. Die Kleintektonik zeigt uns also an, daß die südfallende Überschiebungsfläche eine absteigende Gleitbahn ist.

Nach den geologischen Karten von BERGERON (Blatt Bédarieux, Castres und Carcassone) ist die bei Caunes festgestellte Überschiebung in weitem Bogen über ein Nord-Süd-Stück mit der Überschiebung von St. Pons zu verbinden. In dem weiten Vorspringen der Überschiebung gegen Süden kommt das östliche Einschließen der Faltenachsen zum Ausdruck. Der Verlauf der tektonischen Grenze wiederholt das Bild, welches wir im Orbtal für das Devon feststellten. Nach der Vorstellung des Achseneinschiebens müssen wir theoretisch je weiter wir nach Westen gelangen, in immer tiefere tektonische Horizonte kommen. Dies deckt sich auf das beste mit der Anschauung, daß wir bei St. Pons und Caunes an der Grenze derselben größeren tektonischen Einheiten stehen; der ganze Verlauf des Ausstriches läßt sich am zwanglosesten erklären, wenn man eine Fortsetzung der Überschiebung unter das Gebiet von St. Chinian annimmt.

Westlich der Straße Citou-Caunes gelangt man schließlich in kristalline Gebiete.

f) Das Gesamtbild des Baues der südlichen Montagne Noire (Hérault-Zone).

Überblicken wir jetzt nach Kenntnis der Einzelheiten das Gebiet der südlichen Montagne Noire. Im Osten finden wir absteigenden Deckenbau. Die Einwanderung der Deckschollen erfolgt nach dem Zusammenstau des Untergrundes. Dieser Untergrund selber zeigt in seinen höheren Lagen viel freiere Bewegung als in den tieferen Teilen. Er schwimmt nach den Beobachtungen bei Caunes und St. Pons selbst. Wir können also mit BERGERON drei große tektonische Einheiten in der südlichen Montagne Noire unterscheiden:

1. Die Deckschollen.
2. Das paläozoische Gebiet zwischen Bédarieux, St. Pons und Caunes (parautochthone Decke).
3. Das unmittelbar an die Kristalline Zentralzone angeschlossene Paläozoikum nördlich von St. Pons und Caunes.

So auffallend der Unterschied zwischen den Deckschollen und der zweiten Einheit ist, so sehr gleichen die beiden tieferen Einheiten in Bezug auf ihren inneren Bau einander. Beide sind zusammengestaucht und zeigen steiles Einfallen.

Für uns erhebt sich jetzt die Frage nach der Herkunft der Decken. BERGERON glaubte entsprechend dem Fallen der Deckenbahnen gegen Süden an einen Aufschub aus den südlichen Gebieten. Ich habe in dem Abschnitt über den Bau der Gegend von Cabrières gezeigt, daß das ganze Bewegungsbild durch einen von Norden kommenden gegen Süden absteigenden Deckenbau zu erklären ist. Schwieriger ist die Herkunftsrichtung der zweiten Einheit festzulegen. Im Interesse eines einheitlichen Bewegungsbildes wird man geneigt sein, auch diese Decke aus dem Norden zu beziehen. Die Beobachtungen über die Vergenz in der unmittelbaren Nähe der Überschiebungsbahn bei Caunes sprechen für diese Ansicht. Auch bei St. Etienne am Jaur würde die Annahme absteigender Tektonik, wie wir sie bei einer nördlichen Herkunft der Decken erwarten müssen, mit dem allgemeinen Südfallen zu vereinen sein.

Andererseits mahnt die einheitliche Nordvergenz gerade in der Gegend südlich St. Pons und nördlich von Caunes, überhaupt im gesamten nördlichen Teil des Gebietes zur Vorsicht und verlangt eine Erklärung. Der Vergenzwechsel liegt zwar meist innerhalb der mittleren tektonischen Einheit; er greift aber bei Caunes in die untere Einheit hinein. Der Vergenzwechsel überschneidet also die Überschiebung und ist jünger als diese. Er ist für eine Überlegung über die Herkunft der unteren Einheit und über den Bewegungssinn an der Überschiebungsbahn nicht als unmittelbar entscheidend zu bewerten. Die Unregelmäßigkeit mancher nordvergenter Falten (Abb. 10), das gelegentliche Auftreten südvergenter Kleinfalten, und der starke Wechsel in der Lage des Scheitels, wie wir ihn südlich von Bédarieux erkannten, läßt an jüngere Überprägung einer südvergenter Tektonik denken.

Das Alter und die Ursache dieser Überprägung ist bis jetzt nicht völlig geklärt. Wir können die Nordvergenz z. B. mit der alpidischen gegen Norden gerichteten Bewegung der provençalischen Ketten in Zusammenhang bringen¹⁸⁾. Hiergegen spricht, daß im Südosten weithin die Südvergenz unmittelbar neben dem mesozoischen Faltenland erhalten blieb, während weiter im Norden gerade dort Nordvergenz das Paläozoikum beherrscht, wo das Mesozoikum kaum noch verstellt ist. Überhaupt ist eine so intensive Überprägung des paläozoischen Gebirgsbaues kaum mit der immer wieder erkennbaren, verhältnismäßig ruhigen Transgression des

18) BERGERON glaubte die Südvergenz auf den Gegenstoß zur alpidischen Bewegung zurückführen zu können. Abgesehen von der schwierigen mechanischen Vorstellung gelten auch gegen seine Anschauung die untenstehenden Bedenken gegen ein mesozoisches Alter der Tektonik.

jüngsten Paläozoikums und der Trias in Einklang zu bringen. Wir werden die Entstehung des Vergenzwechsels in das Paläozoikum zurückverlegen müssen. Die Ursache dürfte der Rückstau gegen die Kristalline Zentralzone sein; ähnliche Erscheinungen sind ja auch aus den Alpen mehrfach beschrieben.

Überhaupt drängt sich der Vergleich der südlichen Montagne Noire mit den Gebieten absteigenden Deckenbaues in den Alpen unmittelbar auf. An der Grenze der Zentralalpen zu den Kalkalpen sind diese Erscheinungen, auch der gelegentliche Vergenzwechsel am Rand der Massive bekannt genug. Den Profilen durch das Helvetikum können wir auch den Wechsel zwischen gestauter und frei gleitender Tektonik immer wieder entnehmen. Auch die Lage im Großbau ist ganz ähnlich. Das kalkreiche Paläozoikum der südlichen Montagne Noire entspricht dem Helvet, die weiten Schiefergebiete im Norden können wir mit dem Pennin vergleichen. Um eine einfache Benennung für die Zone der südlichen Montagne Noire zu haben, werde ich in Zukunft von Heraultzone sprechen.

3. Die Kristalline Zentralzone und ihre Beziehungen zur Umgebung.

Das Kernstück der Montagne Noire bildet die Kristalline Zentralzone, jener lange Zug von Gneisen, der inmitten der weiten Phyllitgebiete des südlichen Zentralplateaus ein so auffälliges Element darstellt. Sie liegt unmittelbar im Norden der fossilführenden Sedimente, deren Tektonik die vorigen Kapitel abhandelten. Ihr Bau ist für die Deutung der südlichen Montagne Noire als Deckenland mit von Norden absteigender Tektonik von höchstem Interesse. Ist es möglich, daß von hier die Decken stammen? Sind sie über die Gneise hinweggeglitten und kommen sie aus weiter nördlich gelegenen Gebieten? Setzt sich die Nordvergenz von St. Pons in das Kristallin hinein fort? Welches Alter und welche Entstehung hat das Kristallin überhaupt?

Die tektonische und stratigraphische Auffassung des Kristallins hat in der letzten Zeit gewechselt. Einig ist man sich nur darin geblieben, in ihm Paragesteine mit mehr oder weniger starken Injektionen zu sehen. BERGERON (1894 a, 1895 a, b) und MIQUEL (1895) vermuteten im Kristallin im wesentlichen metamorphes kambrisches Material. BERGERON hat mehrfach den Übergang der kambrischen Kalke in die Amphibolgesteine des Gneiskomplexes erwähnt. Neuerdings beschäftigte sich DEMAY (1931) mit der Tektonik unserer Gegend, ohne wesentlich neue Ansichten zu entwickeln. Erst die Neuaufnahme des Blattes Bédarieux und die daran anschließenden Arbeiten von MICHEL-LEVY (1930, 1931, 1932 a, 1932 b) und THORAL (1935 a, S. 49—66, BLAYAC, MICHEL-LEVY & THORAL 1934) brachten wesentliche Veränderungen der bisherigen Anschauung.

Beobachtungen an „Blavieritgesteinen“ zeigten, daß unter anderem geschieferte Konglomerate vorliegen. Unter den Geröllen finden sich Gesteine des Untergrundes, allerdings kein Kristallin. Dies führte zur Annahme einer großen Diskordanz an der Basis des Geröllhorizontes und schließlich sogar dazu, die Hauptmasse des Kristallin als vorkambrisch anzusehen (vgl. auch S. 6). THORAL (1935 a, S. 52) hat die Stellen aufgesucht, an denen BERGERON die kambrischen Kalke bis in die Gneise verfolgen zu können geglaubt hat. Er konnte dessen Beobachtungen nicht bestätigen. Im Norden und Westen gaben RAMIÈRE DE FORTANIER (1932), MENGAUD (1930) und ASTRE (1928, 1929, 1930) einige Profile durch den Nordrand der Gneiszone. Sie beobachteten hier wieder ein Fortstreichen der Kalke in das Kristallin hinein.

Für die Klärung der Tektonik war vor allem die Untersuchung der Beziehungen des Kristallin zu seinen Randgebieten von Wichtigkeit; ich beschränkte mich deshalb auf die profilmäßige Untersuchung der Übergänge des Kristallin in das Paläozoikum des Nord- und Südrandes.

a) Das Profil nördlich von St. Pons.

(Vgl. Abb. 11 und Abb. 12.)

An der Straße von La Salvetat nach St. Pons ist der Übergang des Kristallin in kaum metamorphe Gesteine hervorragend aufgeschlossen und leicht zugänglich. THORAL (1935 a, S. 62) ist kurz auf dies Profil eingegangen. Er beschreibt einen Übergang der Gneise über Glimmerschiefer in phyllitische, kaum metamorphe Gesteine. Die Devonkalke von St. Pons sollen mit einer Störung an diese Gesteine grenzen, die er für Präkambrium hält. Allerdings meint er selbst, daß die Profile am Südrand für die Deutung des Kristallins als Vorkambrium wenig überzeugend wären.

Die Höhe des Saumail bauen Gesteine des Grobgranittypus auf. Nach ANGEL gleichen sie äußerlich Orthogneisen, sind aber so wenig parallel struiert, daß man von Muscovitgranit [21] sprechen kann. Es sind dies die „Gneiss injectés“ von MICHEL-LEVY und THORAL, welche die ganze Zentralzone aufbauen. ANGEL hält eine migmatische Beimischung zu diesen Graniten für möglich. Bemerkenswert ist jedenfalls eine außerordentlich starke Beteiligung von granitischem Material am Aufbau dieser Gesteine, welche nach THORAL bis gegen La Salvetat anstehen. Die Kristallisation hat deutlich die Bewegung überdauert. Die Druck-Temperatur-Bedingungen entsprechen durchaus der ersten Tiefenstufe, der auch die Granite weitgehend angepaßt sind.

Wir können damit wohl die Annahme ausschließen, daß hier eine Durchtränkung „im granitischen Bad“ der Geosynklinalbasis stattgefunden hat. Sie müßte weitgehend von Aufschmelzungen

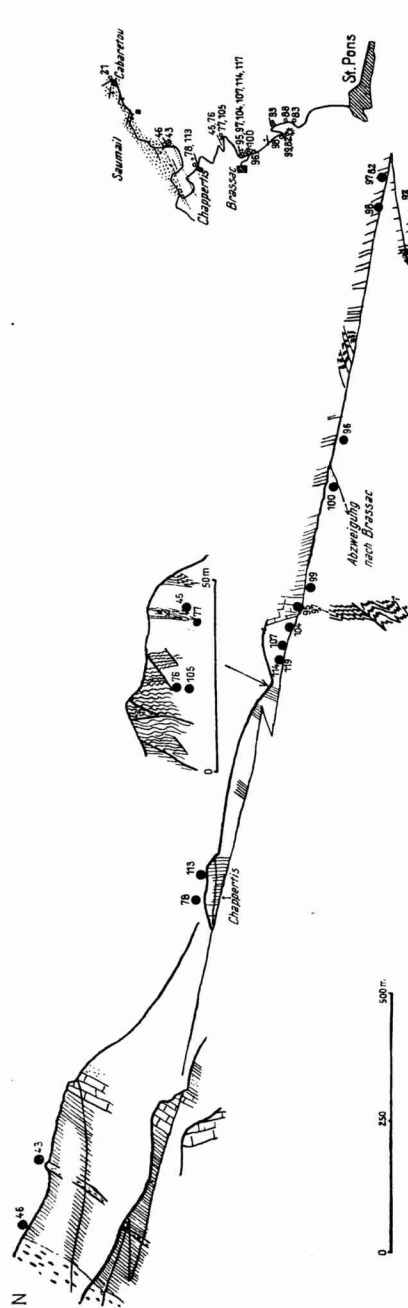


Abb. 11. Schematisches Profil durch den Südrand des Gneises nördlich St. Pons. Die schwarzen Punkte entsprechen den Entnahmestellen der Handstücke. Die Nummern beziehen sich auf die nummerierten Beschreibungen der Gesteine von F. ANGEL im 4. Teil dieser Arbeit.

- [21]. Muskovitgranit.
 [46]. Streifenmigmatit.
 [48]. Streifenmigmatit mit Biotitporphyroblastenschiefer.
 [78]. Feinkörniger Paragneis mit einzelnen Glimmerhäutchen.
 [113]. Dunkle Zweiglimmerschiefer.
 [76]. Biegefaltiger, feinkörniger Paragneis.
 [105]. Biotitholoblastenphyllit.
 [48]. Enge Biegefalte mit Mikroklin-Augen.
 [77]. Enge Biegefalte mit gleichmäßig körnigem Paragneis.
 [114]. Dunkle Zweiglimmerschiefer.
 [119]. Granatphyllit.
 [107]. Biotitholoblastenphyllit.
 [104]. Dunkler Biotitporphyroblastenphyllit.
 [95]. Lagiger Biotitphyllit.
 [99]. Feinlagiger Serizit-Biotitphyllit.
 [100]. Feinlagiger Serizitphyllit.
 [96]. Lagiger Biotitphyllit.
 [98]. Feinlagiger Serizit-Biotitphyllit.
 [82]. Hellgrauer serizitquarzitischer Paragneis.
 [97]. Feinlagiger Serizit-Biotitphyllit.
 [88]. Chloritführender Serizitschiefer mit Übergängen in Grauwacke.
 [83]. Serizitquarzitischer Paragneis.

begleitet sein, von denen wir hier aber keine Spuren finden. Das Magma der Grobgranite ist hoch in die Schichtenfolge aufgestiegen und in einem Bewegungshorizont stark mit sedimentärem Material mechanisch durchmischt worden. Der zähflüssige Brei kam zur Ruhe und die letzten Kristallisationen erfolgten ohne Bewegung.

Von Cabaretou abwärts bleiben wir an der Straße lange im zentralen Grobgranit; migmatische Augengneise vom Typ des Caroux [vgl. 41] sind immer wieder beigemischt und verbinden sich durch alle Übergänge mit den Grobgraniten. Westlich von Vacquarials sitzt in diesen Gesteinen ein geschieferter Aplitgang (Abb. 12). Schließlich gelangt man kurz vor der großen Kurve gegen Westen in Streifenmigmatite [43, 46], die hier offensichtlich die Randfazies des zentralen Grobgranites bilden. Biotitporphyroblasten zeigen, daß auch in diesen Gesteinen die Kristallisation die Bewegung überdauert hat. Schließlich kommt man in eine bunte Serie von Paragesteinen [76—78, 105—113], in denen noch gelegentlich Migmatite als Intrusion stecken [45]. Vor allen Dingen abwärts der Abzweigung der Straße nach Angles bleibt man in diesen Schiefen. Wir sind damit in die „Schieferhülle“ der zentralen Grobgranite gekommen. Kein Gestein zeigt eine stärkere Metamorphose als die der ersten Tiefenstufe. Immer hat die Kristallisation die Bewegung überdauert.

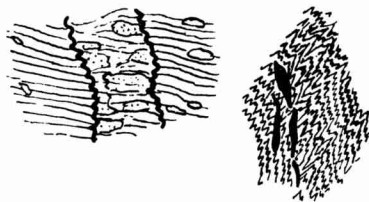


Abb. 12. Kleintektonik nördlich St. Pons.

Links: 40 cm starker, geschieferter Aplitgang westlich Vaquarials.

Rechts: Fältelung in den Migmatiten beim Punkt 798 (km 37,8) an der Straße St. Pons-La Salvetat. (Breite der Zeichnung 15 cm.) Schwarz: Quarzgänge.

Erst auf der Höhe von Brassac erreicht man, vermutlich hinter einer Störung, eine schmale Zone zweitstufigen Kristallins [119]. Es wird von dunklen Zweiglimmerschiefen überlagert, welche nach ANGEL zu den höchst metamorphen Gliedern der ersten Tiefenstufe gehören. Möglicherweise deutet sich in dem zweitstufigen Kristallin der Rest eines Grundgebirges an, dessen Turmaline sich immer wieder als Sedimentreste im erststufigen Kristallin von St. Pons finden [78, 76]. Schließlich gelangt man mit langsam abklingender Metamorphose in immer schwächer metamorphe Gesteine, die sich kaum noch von den gewöhnlichen Tonschiefen und Quarziten unterscheiden [88, 83].

Mit Ausnahme des Auftretens der Granatphyllite bei Brassac ist in der ganzen Serie kein Metamorphosesprung vorhanden.

Offensichtlich hängt die Kristallisation mit dem Eindringen des granitischen Schmelzflusses während einer intensiven Bewegungsphase zusammen. Überall hat die Kristallisation die Bewegung überdauert.

Aus den Gefügebildern können wir noch weitere Rückschlüsse auf die Tektonik ziehen. Gerade durch die Kristallisation werden frühe Stadien der Bewegung aufbewahrt und erhalten, die in den nichtkristallinen Gesteinen zerstört worden sind. Immer wieder erkennen wir makro- und mikroskopisch alte Biegefalten, die überschert werden (vgl. Abb. 12). Die Scherflächen fallen ziemlich flach gegen Norden ein und halten sich an die Symmetralen der älteren Biegefalten. Die Überscherung ist parakristallin [100]; das bedeutet, daß während der Intrusion der Granite in der Schieferhülle gleitende und scherende Bewegung eine ältere Phase mit Stau- und Biegefalten abgelöst hat. Die Tektonik ist, wie aus dem Verhalten der Kleinfalten deutlich hervorgeht, südvergent. Das steile nördliche Einfallen des Parallelgefüges in der Nähe der Grobgranitgrenze ist damit völlig im Einklang. Bemerkenswert sind die nordfallenden Scherflächen, welche sich auch in den südfallenden Schichtpaketen finden. Die Intensität der Tektonik ist bedeutend, sogar die Porphyroblasten sind rotiert [78].

Wir sehen nördlich von St. Pons einen zentralen Grobgranit, welcher die Kristalline Zentralzone der Montagne Noire bildet. Ihn umgibt eine Schieferhülle erststufigen Kristallins. Die Metamorphose der Schieferhülle klingt gegen Süden langsam aus. Die intensive prä- bis parakristalline Bewegung ist südvergent.

b) Weitere Beobachtungen am Südrand der Zentralzone.

α) Die Zentralzone am Mont Caroux.

(Vgl. Abb. 9, S. 56).

Das nächste Profil am Südrand der Zentralzone nahm ich in der Umgebung des Mont Caroux auf. THORAL (1935 a, S. 57) hat in einem größeren Profil diese Gegend schematisch dargestellt. Wir entnehmen daraus das allgemeine Südfallen der Kerngneise und ihre Verbindung mit einer Schieferhülle. Die Klamm des Héric bietet mit ihrer neuen Straße einen vorzüglichen Aufschluß in den randlichen Kerngneisen. Am Eingang der Gorge d'Héric etwa 200 m nördlich der letzten Häuser von Le Verdier beginnen unter dem Terrassenschutt Biotitschiefer mit steilem Südfallen herauszukommen. Gleich im ersten Aufschluß finden wir albitführende diaphthoritische Granatglimmerschiefer [127]. Wie ANGEL

näher ausführt (s. S. 255 ff.), liegen hier Reste eines älteren Kristallins vor, welches in die jüngere Tektonik eingeschichtet worden ist. Bald stellen sich Streifenmigmatite [42] ein; die meisten Gesteinstypen gehören dem erststufigen Kristallin an, gelegentlich finden sich sogar einige kaum metamorphe Gesteinslinsen [84]. Gegen den Eingang der Klamm zu werden die Paragesteine und die Migmatite auf das intensivste von Turmalinpegmatiten injiziert [14, 15]. Die Pegmatite durchschneiden — vor allem am Rand der Grobgranite — das alte „s“, welches Streifenmigmatite und Paragesteine gemeinsam überprägt. Weiter im Innern sind die Pegmatite jedoch oft eingeschichtet. Am Kontakt bildet eine Turmalinisierung im Nebengestein das frühere „s“ ab [14]. In der Klamm selber gelangt man dann in grobe migmatitische Augenogneise, die das Hauptgestein des Caroux bilden [41]. Durch viele Übergänge sind diese Gesteine mit dem Grobgranittypus verbunden. Noch jünger als die Pegmatite und tektonisch nicht mehr mitgenommen sind graue, feinkörnige Granite [19], die einem fremden spätorogenen¹⁹⁾ Granittyp angehören. In vielen Bildern kann man immer wieder die gegenseitige Durchdringung der verschiedenen Gesteine erkennen (Abb. 13).

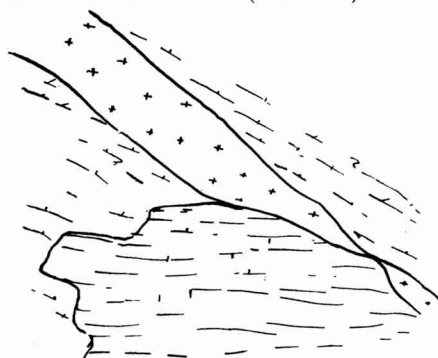


Abb. 13. Beispiel für die Injektionen innerhalb der Kristallinen Zentralzone in der Gorge d'Héric.

Kreuze: Grauer, feinkörniger Granit [19].
 Weite Striche mit Häkchen: Feinkörn. Turmalinpegmatit mit parakristalliner Bewegung [15].
 Striche ohne und mit Häkchen: Diffus granitisierter Körnelgneis mit dünnplattiger Aplitlage [48].
 Höhe 1,50 m.

Gegen den Kern der Zentralzone zu nimmt die Zahl der Pegmatite ab. Nördlich des Dorfes Héric verschwinden sie ganz (THORAL 1935 a, S. 57). Sie sind deutlich an die Grenze der zentralen Grobgranite und Migmatite gegen ihre Schieferhülle gebunden. Einen ganz ausgezeichneten Einblick in das Verhalten der Pegmatite bietet die steilwandige Klamm, welche östlich des

19) Ich gebrauche den Ausdruck „spätorogen“ für „posttektonisch“, „hochorogen“ für „syntektonisch“, da die Tektonik in orogenen und anorogenen Zeiten herrscht. Der Ausdruck „spätorogen“ soll anzeigen, daß das Aufsteigen der Granite noch mit zur orogenen Phase gehört und nicht von ihr unabhängig ist, was der Ausdruck „postorogen“ bedeuten würde.

Mont Caroux von Rosis gegen Colombières hinunterführt. Infolge des Achsenfallens liegt hier der Anschnitt weit höher als in der Klamm des Héric. Das dort noch einheitliche Gewölbe der Zentralzone (THORAL 1935 a, Abb. 1, S. 57) teilt sich bei Rosis durch eine eingeschobene Mulde von Paragesteinen. Nördlich derselben fällt Grobgranit [22] mit ungefähr 30° unter seine Schieferhülle von gleichmäßig feinkörnigen Paragneisen [74]. Die Paragneise werden rasch schieferiger, stellen sich steil und stehen bei la Fage an der Südgrenze der Schieferzunge ganz senkrecht. Sie werden von THORAL als Leptynit bezeichnet. Südlich la Fage gelangt man dann in die hellen migmatischen Augengneise. Die Pegmatit-injektionen, welche ganz wie an der Gorge d'Héric etwas in die Paragesteine hineingehen, stehen in der Klamm gegen Colombières erst steil, legen sich sehr bald flach und folgen der etwas steiler einfallenden Schieferung der Augengneise. Vor Colombières biegen sie langsam aus dem Nordfallen in Südfallen um; schließlich tauchen sie mit 60° unter die Paragesteine. Das Aufschlußbild der Pegmatitgänge zeigt deutlich Bewegung an. Liegende Falten mit absteigender, südvergenter Tektonik sind vor allem in der Nachbarschaft der Umbiegungszone auf der Ostwand der Klamm vorzüglich aufgeschlossen. Die Pegmatite sind, wie ANGEL (s. S. 193) schreibt, in ihrer geologischen Form und ihren Gefügeeigenschaften recht eindeutig als Schmiermittel auf den Gleitbahnen der Schieferstockwerke eines Deckenbaues zu bestimmen.

Wegen ihrer Bedeutung für die vorgranitische Tektonik verdienen noch die Einschlüsse basischer Massengesteine im Augengneis südlich von Héric Erwähnung [30, 31]. Sie gehören einem zweitstufigen Kristallin an, das in seiner Prägung eine ältere, stärkere Metamorphose aufzeigt als sie den umgebenden erststufigen Gesteinen entspricht. Es ist schwer zu entscheiden, ob sie tektonisch eingeklemmt oder bei der Magmenförderung aus der Tiefe heraufgebracht wurden.

Alle Gesteine, Granite wie Schieferhülle, sind deutliche B-Tektonite mit einer Wälzung, deren Achse im tektonischen Streichen liegt. Die Grobgranite sind in der gleichen Form noch in geschmolzenem Zustand bewegt worden [22]. Die Bewegung in den Paragesteinen ist also mit der Bewegung innerhalb der Granite konform.

Zusammenfassung: Die Zentralzone wird im wesentlichen von migmatischen Augengneisen, Streifenmigmatiten und Grobgraniten aufgebaut. Alle sind gleichmäßig B-Tektonite. Jünger als die Hauptschieferung dieser Gesteine ist das Eindringen einer

großen Menge von Turmalinpegmatiten, die besonders an der Grenze zu den Paragesteinen mehr als die Hälfte der ausstreichenden Gesteine ausmachen können. Die Pegmatite sind selbst noch durchbewegt und gehören wohl zum Gangfolge der Grobgranite. Die Bewegung, welche die Pegmatite betroffen hat, ist deutlich südvergent. Als jüngste Intrusionen kennen wir Granitgänge eines spatorogenen Granites (Sidobretypus).

β) Das Profil des Bahneinschnittes südlich
von Héripien.

Die Fortsetzung des vorigen Profiles finden wir südlich von Héripien. Hinter einem Tunnel erreicht die Eisenbahn das Tal, in welchem die Straße von Héripien nach La Caunette läuft. Der Tunnel steht noch in den Kalken des Mesozoikums. Die Bahn überquert das Tal mit einem großen Viadukt und durchschneidet anschließend einen kleinen Hügel. Im Einschnitt treffen wir auf steil mit 60—70° südfallende Biotitholoblastenschiefer [102, 106]. Sie sind in viel stärkerem Maße als die Gesteine von St. Pons überschert worden, und zeigen nur noch spärliche Reste der alten Stau- und Biegefalten. Am Süden des Einschnittes wird das Gestein plattig, dunkel und quarzitartig [115]; in einzelnen Lagen zeigt Staurolithführung deutlich die sehr starke Bewegungsmetamorphose. In diesen Lagen ist sie stärker als in der Gorge d'Héric und nähert sich den Granatphylliten aus der Gegend nördlich von St. Pons. Andere Lagen wiederum sind kaum dynamometamorph verändert und lassen sich unschwer auf Diabas?-Tuffe zurückführen [7].

Südlich des Einschnittes überquert die Bahn ein kleines Seitentälchen und gelangt in ganz eigentümliche Gesteine mit Tuffeinstreu. Als Ausgangsmaterial vermutet ANGEL hauptsächlich basische Gesteine [9—13 a]. Doch liegt gerade im Gestein, welches sich in dem Hügel westlich der Bahn in der Höhe der Gleise findet auch ein Rest von sauren Tuffen vor; sie erinnern an die mylonitischen Gesteine, welche die „Basis“ des Kambrium der Monts de Lacaune bilden. Hier fällt aber weder eine Diskordanz noch ein Hiatus in der Metamorphose mit der Grenze dieser Gesteine zusammen. Injiziert wird das Tuffitmaterial von feinsten Gängchen eines Syenitaplites, die selbst wieder zerschert werden [9, 11]. Alle Gesteine zeigen eine sehr starke Zerschierung der älteren Falten. Deutlich läßt sich im Dünnschliff die gleitende Bewegung der Gesteine erkennen; die Metamorphose hat die Gleitbewegung

überdauert. Der Ablauf der Bewegungsphase entspricht durchaus dem, was wir bei St. Pons feststellten. Stau- und Biegefallen werden später zerschert; ein anfänglicher Zusammenstau geht in freies Gleiten über. Schon während des Gleitens beginnt die Kristallisation [116], überdauert es aber.

Die Fortsetzung des Profiles suchte ich auf dem Bergrücken westlich der Eisenbahn und im westlich anschließenden Tal. Es finden sich chloritreiche Biotitserizitphyllite [87, 101], wie sie in gleicher Weise bei St. Pons vorkommen. Überlagert werden die Gesteine von schwarzen, plattigen Devonbänderkalken, die in ähnlicher Ausbildung an der Straße von Bédarieux nach Faugères das Liegende des Devons bilden.

Was an diesem kurzen Profil besonders auffällt, ist die völlige Einschichtung der Gesteine. Keine Knitterung, kein Fältchen deutet makroskopisch noch auf die ältere Stauphase hin. Darin, nicht nur in der Metamorphose der Gesteine, unterscheiden sich die Schiefer südlich von Héripien von denen, welche südlich von Bédarieux sich zwischen den Liaskalken und dem Devon finden. Wir sind also wohl bei Héripien in der Nähe einer größeren Bewegungsbahn. Aus dem mikroskopischen Bild hat ANGEL (s. S. 189) ähnliches herausgelesen. Die Überschiebung ist älter als die letzten Kristallisationen.

γ) Das Profil bei Lespinassière.

Kurz konnte ich den Rand der Zentralzone nördlich von Caunes zwischen dem Roc de Peyremaux und Lespinassière begehen. Auf der Höhe stehen die gewöhnlichen hellen, mehr oder weniger migmatischen Augengneise an, welche auch den ganzen Nordhang des Berges bis gegen Albine bilden. Sie führen Pegmatitinjektionen und tauchen mit flachem Fallen unter dunkle Paragesteine. Erst gelangt man in injizierte Gneise und Streifenmigmatite, später in Biotitquarzite und Biotitphyllite von dunkler Farbe. Bei Le Be sind grünliche Lagen in ihnen nicht selten, welche an die Tuffite südlich von Héripien erinnern. Makroskopisch konnte ich keine großen Unterschiede gegenüber dem Profil von St. Pons feststellen. Auch hier scheint eine Grenze zwischen den hellen, stark injizierten Migmatiten der Zentralzone und den dunklen weniger injizierten Paragesteinen der Schieferhülle zu liegen. Letztere gehen langsam in das nicht metamorphe Paläozoikum über. Die Schichten fallen gleichmäßig, z. T. recht flach nach Süden ein. Ob ab- oder aufsteigende Tektonik vorliegt, ließ sich nicht entscheiden.

δ) Zusammenfassung.

Zusammenfassend können wir über den Südrand der Zentralzone folgendes aussagen. In der Zentralzone ist unter orogener Bewegung ein Granit aufgedrungen. Im Verlauf des Empordringens kam es durch Injektion und mechanische Verrührung zur Bildung von Mischgneisen, die jetzt die Hauptmasse der Zentralzone aufbauen. Gegen den Rand hört die Injektion ziemlich plötzlich auf, und stark bewegte Paragesteine ummanteln in Form einer Schieferhülle die Mischgneise. In ihnen klingt die Metamorphose langsam aus. In allen Paragesteinen sehen wir die Spuren intensiver Durchbewegung. Die Bewegung beginnt mit Stau- und Biegefalten, geht aber schließlich in gleitende Bewegung unter Rotierung einzelner Mineralien über. Die Kristallisation bewahrt vielfach die alten Biegefalten und hält während der gleitenden und rotierenden Bewegung an. Sie überlebt auch noch diese Form der Bewegung, so daß das heutige Faltenbild fast nur die Abbildung der früheren Bewegung aufweist. Die Grobgranite nehmen an der intensiven Tektonik teil. Ihre Bewegung ist größtenteils protoklastisch, d. h. während des Schmelzflusses erfolgt. Auch in ihnen, wie in ihrem Gangfolge, den Pegmatiten, endet die Kristallisation erst nach der Bewegung.

Alles Parallelgefüge fällt gegen Süden ein. Nördlich von St. Pons konnte weithin absteigende, südvergente Bewegung nachgewiesen werden. Nördlich von Colombières lassen die Faltenbilder der Pegmatite gleichfalls auf absteigende Tektonik schließen. An den übrigen untersuchten Stellen war das Verhalten der Kleintektonik in Bezug auf auf- oder absteigende Bewegung indifferent.

c) Der Kern der Zentralzone.

Nach den Berichten von THORAL (1935 a, S. 57 und 62) und unter Berücksichtigung meiner petrographischen Aufsammlungen bauen die Augengneise und die Grobgranite im wesentlichen den Kern der Zentralzone auf. Doch sind spätorogene Granite vom Sidobretyp nicht nur in feinen Adern [19], sondern im Westen auch in größeren Massiven [20], mit am Aufbau beteiligt. Basische Gesteine nehmen bei Lamontélarie größeren Raum ein. Wichtig ist das Vorkommen metamorpher Kalke (Cipolin) bei La Salvetat und an verschiedenen anderen Stellen. Bei La Salvetat werden sie von nur wenig migmatischen Paragesteinen begleitet. Offensichtlich ist hier ein ausgedehnter Teil des Daches noch erhalten. Ähnliches beschreibt THORAL aus der Gegend von Nagues südlich Murat. Die Metamorphose ist überall an die starke Injektion des

grobgranitischen Magmas gebunden. Sie klingt mit der Entfernung von den Migmatiten ab. Es ist eine typische Injektion in eine bewegte Zone, die vor allem durch das Auftreten von Streßmineralien an Stelle der gewöhnlichen Kontaktmineralien gekennzeichnet wird²⁰⁾.

Gegen Osten tauchen die Migmatite infolge des Achsenfallens unter. Wir gelangen in ein weites Land schwachmetamorpher Schichten. In der Mendic taucht unser grobgranitisches Magma [25] wieder auf. Hier ist es in ein noch höheres Niveau eingedrungen. Die intensive Durchbewegung, welche zur Bildung der Migmatite führt, fehlt. Noch ist im Granit protoklastische Durchbewegung zu erkennen, aber der Kontakthof ist nach MICHEL-LIEVY (1930) „granitisch“, d. h. hier treten schon die typischen Mineralien der Kontaktmetamorphose: Andalusite usw. auf. Deutlich kommt in dem verschiedenen Verhalten die Abhängigkeit der Intrusionsform vom tektonischen Stockwerk zum Ausdruck.

d) Das Profil südlich von Sorèze.

(Vgl. Abb. 14.)

Am Nordwestrand der Zentralzone bieten sich besonders interessante Verhältnisse dar. Ich selbst habe ganz im Westen die Gegend südlich von Sorèze und Durfort untersuchen können. Schon ASTRE (1928) glaubte hier einige Mulden kambrischer Kalke zu erkennen. Auf sie folgt ein Sattel von Gneis ummantelt von Glimmerschiefern und Phylliten. An ihn schließt sich die Mulde von Arfons und Labécède (MENGAUD 1929), die sich ihrerseits an die eigentliche Zentralzone anlehnt. Das von mir festgestellte Profil weicht etwas von denen meiner Vorgänger ab. Vor allem halte ich die Basis des äußeren Gneises für eine Überschiebung und damit die Mulde von Arfons für nicht vollständig.

Geht man von Sorèze auf der Straße nach Arfons gegen Süden, so kreuzt man bald nach dem Eintritt in das Gebirge den ersten mit 70° Süd fallenden Kalkzug. Nach dem Durchschreiten einer steil stehenden, etwa 1 km breiten Zone klastischer Gesteine mit seigerer Lagerung, erreicht man den zweiten sehr mächtigen Kalkzug. Kalkphyllite, rote, schwarze Kalke und graue Dolomite,

²⁰⁾ Aus der Nähe des Nordrandes stammen die Handstücke [44] und [47], die ich an der Straße von Cambous nach Lamontellerie nördlich von Biège etwa 1 km vom Gneisrand entfernt, aufsammelte. Es sind Streifengneise und intrudierte, feinkörnige Paragneise. Eingeschaltete Turmaline sind bei der Bewegung mit rotiert worden. Im Gegensatz zu den Gesteinen am Mont Caroux liegen s-Tektonite vor.

ganz überwiegend aber massige, hell anwitternde Kalke und Dolomite tauchen auf. Sie stehen fast seiger. An ihren beiden Seiten fallen aber die klastischen Gesteine unter den Kalkzug ein, so daß man zuerst an eine muldenförmige Lagerung glaubt (ASTRE 1928). Aber das Gestein auf den beiden Flanken ist verschieden; ich möchte daher ein verhältnismäßig normales Profil mit der Einschaltung eines Kalkzuges annehmen. Vermutlich stellt die Nordflanke das Hangende dar. Die Kalke und ihre hangenden Gesteine kann man mit dem Kambrium der gemischten Fazies der Monts de Lacaune vergleichen.

Gegen Süden schließen sich an die Kalke grünliche Quarzite und Schiefer an, wie man sie auch südlich von Avène in den Monts de Lacaune als Liegendes der Blavierite findet. Sie sind bei Sorèze mit dem Kalke durch eine 4—5 m mächtige Übergangszone verbunden.

Beim weiteren Aufstieg durch die Kehren kreuzt man mehrfach eine Serie von dunklen, z. T. fast schwarzen Tonphylliten und dunklen Grauwacken. Auffällig sind in ihnen einige helle Quarzitbänke [91, 92] und bändrige tuffitische Schiefer [89]. Ein dunkler, etwa 1,50 m mächtiger Schiefer führt kleine Quarzgeröll-

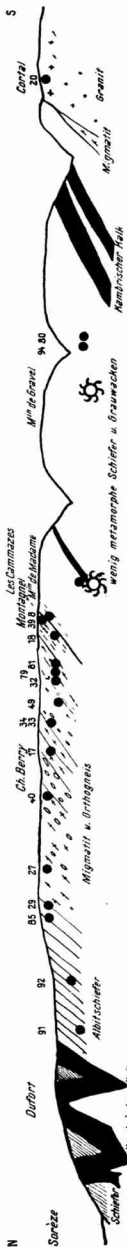


Abb. 14. Sammelprofil vom Nordrand der Zentralzone bei Cammazes und Sorèze.

Die schwarzen Punkte zeigen die Projektion der Handstückfundstellen auf den Schnitt an.

- [91]: Ebenschiefriger, feinstriemiger, albitführender Serizitquarzit.
- [92]: Heller, grauwackenähnlicher, albitführender Serizitquarzit.
- [85]: Serizitquarzitische Paragneis mit Quarzgeröllchen.
- [29]: Feinkörniger, dunkelgrauer Granit.
- [27]: Heller, mittelkörniger Granit.
- [40]: Grobknotiger schiefriger Augengneis.
- [17]: Aplit.
- [33]: Plagioklasamphibolit.
- [34]: Hornblendereicher Plagioklasamphibolit.
- [89]: Schollenmigmatit.
- [32]: Gemeiner Amphibolit.
- [79]: Dunkelgrauer, quarzitischer Paragneis.
- [81]: Biotitquarzitische Paragneis.
- [118]: Granatglimmerschiefer (im Bilde versehentlich 18).
- [39]: Augengneis.
- [8]: Chloritserizitphyllit.
- [52]: Schwarzer Kalkstein.
- [94]: Feinlagiger Serizitbiotitphyllit.
- [80]: Albitführender, serizitquarzitischer Paragneis.
- [20]: Mittelkörniger Plagioklasgranit.

chen [85]. Alle Gesteine sind albitführend. Sie bilden den Übergang vom nichtmetamorphen Paläozoikum in die erste Tiefenstufe. An der Wegegabel, wo die Straße nach Arfons sich vom Wege nach Montagnel trennt, steckt in dunklen, mürben Schiefen ein felsbildendes Gestein; es erweist sich u. d. M. als ein Granit der Grobgranitgruppe [29], deren erste Ausläufer wir hier treffen. Rasch nimmt der Granitanteil am Aufbau der Schiefer zu [27]. Die rote Farbe der Mikrokline unterscheidet die Grobgranite dieser Gegend von denen der Zentralzone. Die Granite werden wieder von migmatischen Augengneisen begleitet, die hier, noch besser aber an der Straße von Les Cammazes gegen Durfort zu beobachten sind [39, 40, 49]. Ferner finden sich in dieser Serie zweitstufige Abkömmlinge 'gabbroider Gesteine [32—34]. Sie gehören nach ANGEL einem älteren Kristallin an. Ich konnte aber beobachten, daß die Gesteine als Quergriffe in den Augengneisen sitzen, so daß diese Frage noch einmal nachgeprüft werden muß. Zur gleichen Mineralgesellschaft der zweiten Tiefenstufe gehören auch Granatglimmerschiefer [118].

Das Kristallin mit seinen Migmatiten, den Granatglimmerschiefern und Amphiboliten ist südlich von Cammazes und bei Montagnel kaum metamorphen Gesteinen mit 70° südsüdwestfallender Grenze aufgelagert. Die migmatischen Augengneise sind in der Nachbarschaft der Grenze zerknittert und gestaucht; sie zeigen teilweise kataklastisches Gefüge [26, 39]. Alles deutet darauf hin, daß wir uns in der Nähe eines größeren Bewegungshorizontes befinden. Die Kristallisation kam hier fast gleichzeitig mit der Bewegung zum Stillstand. Der geringe Unterschied gegenüber der Zentralzone beruht wohl in der schnelleren Abkühlung innerhalb unseres schmalen Kristallinstreifens. Das frühere Erlöschen der Kristallisationskraft bedingt auch, daß hier die Überschiebungsbahn nicht oder nur unwesentlich von der Metamorphose durchschlagen wurde. Denn schon 100 m nördlich der Augengneise finden sich kaum veränderte schwarze Kalke [52] und Kalkphyllite. Sie erinnern in ihrer ganzen Ausbildung an das Gotland, mit dem sie auch die Pyritführung teilen; THORAL erwähnt aber ganz gleich ausgebildete kambrische Kalke aus der Gegend von Lacaune. Es ist sicher, daß in diesen Kalken Paläozoikum vorliegt.

Der Kalk ist einer Serie schwach metamorpher Schiefer und Grauwacken eingefügt [80, 94]. Sie erinnern an die Gesteine von St. Pons und wiederholen mit ihrer Albitführung die Gesteine nördlich des Grobgranit-Migmatitzuges. In sie sind bei Moulin de Gravelle und im Forêt-de-Graves-Mortes mächtige Bänderkalke ein-

geschaltet²¹⁾. Die Bänderkalke fallen mit 20—30° gegen Norden ein. Sie gehören nach ihrem ganzen Aussehen dem Kambrium an.

Schließlich erreichen wir bei Cortal einen nur noch wenig, und vor allem nur kataklastisch mitgenommenen Granit [20]. Er ist spätorogen. Nach MENGAUD (1929) hat er einen normalen Kontakthof mit Andalusiten, der unsere Anschauung bestätigt. Von den Migmatiten der Zentralzone sind nur gering mächtige und schlecht aufgeschlossene Reste in Form von Augengneisen zu finden.

Die Vergenz im ganzen Profil geht gegen Süden. Nur am äußersten Nordrand fällt das Paläozoikum gegen SSO ein. Es ist wohl jung (alpidisch) über das Tertiärbecken von Castres gedrückt. In dem ganzen südvergenten Teil wurden Anhalte für absteigende Tektonik nicht gefunden. Das Gefüge wechselt mit dem Eintritt in die granitisierte Zone. Die nicht injizierten Gesteine sind sämtlich s-Tektonite. Nur selten finden sich Biegefallen, wohl Reste aus früheren Zeiten [8]. Hingegen sind die Migmatite und die Grobgranite B-Tektonite mit Rollfallen. Nur an der Überschiebung bei Montagnel liegen auch in ihnen s-Tektonite [26, 39]. Die Kristallisation hat die Bewegung wohl allerorts überdauert; doch ist dies nicht so auffällig wie im Süden.

Also kennen wir auch auf der Nordseite der Zentralzone Übergänge in injizierte Gesteine. Durch eine Aufschiebung ist der eigentlichen Zentralzone ein nördlicherer Gneiszug vorgelagert. In ihm tritt besonders klar die Verknüpfung der Intrusion mit den Bewegungsbahnen hervor. Die gesamte Tektonik ist einheitlich südvergent.

e) Der Nordrand östlich von Sorèze bis in die Monts de Lacaune.

Weitere Profile durch den Nordrand hat THORAL (1935 a, S. 58—61) beschrieben. Das Profil vom Col de Bassine nach dem Signal de Lacaune ist für uns von besonderer Wichtigkeit (S. 58, Abb. 2). Ich konnte es unter THORAL's Führung besuchen. Den Rand des zentralen Kristallins treffen wir etwa 300—400 m nördlich vom Col an der Kurve gegen Nordosten. Mit etwa 30° fallen die zentralen Gneise unter die Paragesteine. Unmittelbar von der Grenze beider entnahm ich aus einer 1,50 m mächtigen Zone 3 Handstücke [23, 24, 28]. Alle drei gehören den Grobgraniten an. Zwei

21) Ob und wie weit die Beobachtung von MENGAUD (1929) richtig ist, daß diese Kalke in Paraamphibolite streichend übergehen, habe ich nicht nachprüfen können. Bei den schlechten Aufschlüssen auf der Hochfläche scheint eine falsche Verbindung zu den Amphiboliten des überschobenen zweitstufigen Kristallins durchaus möglich. Der Ausstrich der Kalke ist auf der Karte völlig falsch angegeben.

von ihnen zeigen eine Bewegung, die wie bei den Grobgraniten gewöhnlich von der Kristallisation überdauert wird [23, 28]. Ganz im Gegensatz hierzu ist das dritte Gestein im wesentlichen nach der Kristallisation bewegt worden [24]. Die Rupturen sind nicht verheilt. Seine Deformation gehört einer späteren Bewegungsphase an. Die gegen Norden folgenden Paragesteine sind Biotit- und Serizitphyllite, die noch häufig injiziert wurden. Die Injektionen sind durchaus eingeschichtet und zeigen Spuren der Bewegung. In den Paraschiefern ist die Deformation parakristallin erfolgt, wie die Drehung der Albite zeigt [90]. Es sind im großen ganzen reine s-Tektonite. Auffällig bleibt das Fehlen der stärker metamorphen, gleichmäßig körnigen Paragneise.

Die Metamorphose klingt nach außen ab; sie erreicht aber noch den Marmorzug, in dem nach der Bewegung kleine Pargasite neu gebildet werden. Diese Metamorphose entspricht der der liegenden albitisierten Schiefer, die ihrerseits eng mit dem Zentralgneis verbunden sind. Hier erreicht also die Metamorphose, welche durch die Grobgranite und ihre Migmatite hervorgerufen wird, sichere kambrische Schichten und erweist sich damit als paläozoisch²²⁾. Es ist für unsere Überlegungen gleichgültig, ob wir mit THORAL das Liegende der unterkambrischen Kalke für Algonkium halten, oder ob wir es als tiefunterkambrische Schichten ansehen. Sicher ist die Metamorphose und die Migmatisierung jünger als Kambrium; das Kambrium ist mit den metamorphen Schichten verfaltet. Da die Kristallisation die Bewegung überdauert hat, muß sie jünger als die Faltung und damit variszisch sein.

Die Vergenz des Profils geht einheitlich nach Süden. Die Kalke bilden isoklinale, mit 30° nach Süden einschiebende Mulden. Beobachtungen über Kleintektonik liegen nicht vor. Kleinfalten sind zu mindestens selten.

Östlich von Lacaune verschwindet die Schieferhülle der Zentralgneise. Kaum metamorphe kambrische Gesteine liegen mit einer Mylonitzone auf den Grobgraniten und Gneisen. Nach der Beschreibung der Mylonite (MICHEL-LEVY 1930) ist die Bewegung an dieser Überschiebung postkristallin. Die postkristalline Deformation am Col de Bassine [24] ist wohl der letzte Ausläufer dieser jüngeren Bewegung. Sie geht nach Osten schließlich in die Bewegungsbahn der Blavierite an der „Basis“ des Kambrium über.

Dieses Überschneiden des nichtmetamorphen Paläozoikums mit den Gneisen, quer zum tektonischen Streichen, ist eine auffällige

²²⁾ Die obere Altersgrenze ist durch die Gerölle der kristallinen Gesteine im Stefan von Graissessac gegeben.

Erscheinung. Hinzu kommt noch, daß in der gleichen Gegend die Gneise fast ostwestlich streichen, hingegen die Falten des Paläozoikum nordnordost-südsüdwestlich verlaufen. THORAL (1935 a, S. 58) sieht hierin einen wichtigen Beweis für die vormaläozoische Tektonik der Gneise. Ich kann mich seiner Ansicht nicht anschließen. Schon seine Profile (Abb. 2, S. 60 und Taf. 5) zeigen immer wieder die konkordante Verfaltung seines Algonkium mit dem Kambrium. In der Gegend von St. Etienne-Estréchoux ist sogar die Abgrenzung beider Gesteine nicht sicher durchzuführen. Das Vorspringen der Überschiebung aus der Gegend von Lacaune bis nach Plaisance, wo sie wieder in das allgemeine Streichen einbiegt, wird durch das allgemeine Fallen der Faltenachsen hervorgerufen. Durch das Absinken des Kristallin gegen Osten senkt sich das nichtmetamorphe Paläozoikum in das Erosionsniveau hinab und springt weiter gegen Süden vor.

Schwieriger ist das Pendeln des Generalstreichens um die Ost-West-Richtung zu erklären. Die gleiche auffällige Richtung findet sich aber auch im Paläozoikum zwischen Bédarieux und Cabrières. Das Paläozoikum schließt sich unmittelbar an die ostwestlich streichenden Teile der Zentralzone an. Offenbar liegt dem Ost-West-Streichen eine Ursache zu Grunde, die auch noch das jüngere Paläozoikum betraf und welche die variszische Faltung beherrschte. Wir können also den Unterschied zwischen dem Streichen der Gneise und dem des nichtmetamorphen Paläozoikum der Monts de Lacaune nicht als eine Diskordanz im stratigraphisch-tektonischen Sinn auffassen. Die Übergangsglieder zwischen beiden Streichrichtungen liegen unter der jüngeren postkristallinen Überschiebung am Nordrand der Zentralzone und unter der Trias begraben.

Im ganzen westlichen Teil der Montagne Noire sind die Gneise konkordant mit dem Paläozoikum; sie machen sogar dessen absonderliche Biegungen westlich von Caunes mit. Ich kann deshalb dem Unterschied im Streichen, welcher sich an der Grenze der Monts de Lacaune findet, nicht die Bedeutung beimessen, die ihr THORAL gibt.

f) Zusammenfassende Übersicht zum Bau der Kristallinen Zentralzone.

Die Kristalline Zentralzone erstreckt sich von Castelnau-dary im Westen bis gegen Bédarieux im Osten über eine Entfernung von 90 km. Ihre durchschnittliche Breite beträgt 25 km. Noch westlich von Bédarieux tauchen infolge des Achsenfallens die kristallinen Gesteine unter. In der Mendic treffen wir noch einmal,

wenn auch unter anderen tektonischen Bedingungen, die parallel struierten Orthogesteine der Zentralzone. Diese selbst wird von Grobgraniten und ihren Migmatiten aufgebaut. Alle Gesteine sind in ihr prä- bis parakristallin deformiert. Die magmatischen und migmatischen Gesteine werden von einer Schieferhülle umgeben, die verhältnismäßig rasch in nichtmetamorphe Gesteine übergeht.

Die intensive Migmatitbildung erklärt sich aus der Intrusion unter Durchbewegung. Zu den reinen Injektionsformen tritt die mechanische Rührwirkung der Tektonik. Grobgranite, Migmatite und die Paragneise der Schieferhülle sind völlig einheitlich deformiert und untereinander parallel struiert. Jünger als diese Haupttektonik ist die Injektion der Pegmatite. Sie durchgreifen vielfach das Parallelgefüge von Grobgranit und Migmatit, sind ihm aber meistens eingeschichtet. Die Pegmatite selbst zeigen noch deutliche Spuren der Deformation. Die rotierten Turmaline ihres Kontaktes beweisen, daß diese Deformation noch parakristallin erfolgt ist. Die Pegmatite sind auf die Grenze der injizierten Zone zu den reinen Paragesteinen beschränkt.

Am Nordrand ist der Bewegungssinn eindeutig und einheitlich gegen Süden gerichtet. Am Südrand ist absteigende Tektonik festzustellen. Überall ist eine ältere Stauphase von jüngeren Scher- und Gleitbewegungen abgelöst worden. Am Südrand überwiegen völlig die B-Tektonite; am Nordrand sind ihnen in weit höherem Maße s-Tektonite beigemischt.

Die Frage nach dem Alter des Kristallin läßt sich aus dem vorstehenden beantworten. In dem sedimentären Ausgangsmaterial, vor allem in den Kalken, sehe ich kambrische Gesteine. Nur untergeordnet scheint ein älteres Grundgebirge, welches als fertig ausgebildetes, zweitstufiges Kristallin vorlag, am Aufbau der Zentralzone beteiligt zu sein. Im Gegensatz zu mir hält THORAL ein vorkambrisches (algonkisches) Alter des Ausgangsmateriales für nachgewiesen. Meine Bedenken gegen diese Anschauung habe ich vorstehend geltend gemacht (vgl. auch S. 7).

Auf jeden Fall ist die Metamorphose jünger als Kambrium, da dieses bei Lacaune von ihr erreicht wird. Die metamorphen kambrischen Kalke gehören dem Variszikum an und sind präkristallin deformiert; daher muß die Metamorphose gleichfalls variszisch sein.

Die festgestellten Bewegungen und Gefügebilder erlauben bestimmte Aussagen zur Frage des Deckenbaus. Alle Teilbewegungen gehen gegen Süden. Es ist deshalb als durchaus wahrscheinlich anzusehen, daß die Decken der südlichen Montagne Noire aus dem

Norden stammen. Die Durchbewegung ist in allen Teilen der Zentralzone gleich stark, deshalb wird man annehmen, daß ein Teil der Decken ursprünglich nördlich der Zentralzone gelegen hat, und über sie hinweg gegen Süden gewandert ist. Die tieferen Decken mögen auch die Sedimenthaut der Zentralzone selbst darstellen.

Die gleitenden Decken stauten sich anfangs an der aufsteigenden Schmelze. Vielleicht trat eine Sattelaufwölbung ein und schuf den ersten Platz für das Magma, vielleicht war an Stelle der jetzigen Zentralzone eine Geantiklinale gelegen, in welcher das Magma an und für sich schon höher lag als in der Umgebung. Jedenfalls wirkt das Magma, sobald die Zone der Deckenbewegung erreicht wird, als ausgezeichnetes Schmiermittel. Es dringt in alle Bewegungsbahnen ein und umhüllt abgesplitterte Teile. Die Durchbewegung wird beschleunigt. An Stelle des anfänglichen Staus tritt freies Gleiten. Gleichzeitig hindert die immer erneute Bewegung einen weiteren Aufstieg des Magmas, so daß es sich zu großer Mächtigkeit unter dem Bewegungshorizont anstaut. Nur wenige Teile, wie z. B. der Grobgranit der Mendie und die feinen syenitaplitischen Lagen in den Tuffiten südlich von Héripien finden ihren Weg in höhere tektonische Stockwerke.

Mit dem langsamen Erkalten des Magmas beginnt die Kristalline Zentralzone sich als Massiv, als Härtling inmitten der faltbaren Schiefer zu verhalten. Im Norden gleitet das unveränderte Paläozoikum gerade in der Höhe des Daches weit über die metamorphen Schichten hinweg. Durch diesen Stoß wird die Zentralzone gegen Süden gepreßt, sie muß sich bei ihrer Lage unter die Decken der südlichen Montagne Noire pressen. Diese Unterfahrung rief in den höheren tektonischen Stockwerken die Nordvergenz hervor, welche den Südrand der Zentralzone begleitet.

4. Das Land im Norden der Kristallinen Zentralzone.

(Vgl. Taf. 1.)

Nördlich des Kristallins der Montagne Noire gelangen wir wieder in fossilführendes, nicht oder nur schwach metamorphes Paläozoikum. Die nordöstlichen Gebiete, die Monts de Lacaune, ein wildzerrissenes Bergland, mit relativen Höhenunterschieden von 800 m, sind das Arbeitsgebiet von THORAL. Durch seine Veröffentlichungen (zusammengefaßt in 1935 a) sind wir über diesen Teil des südfranzösischen Paläozoikums weitaus am besten unterrichtet. Die Gesteine der Monts de Lacaune streichen am ganzen Nordrand des Kristallins aus. Weiter gegen Norden erreichen wir die weiten Phyllit- und Schiefergebiete des Rouergue. Außer

den kurzen Aufnahmeberichten von BERGERON und DEREIMS und den ganz alten Arbeiten von BOISSE sind neuere Veröffentlichungen zusammenfassender Art nicht mehr erschienen. DEMAY hat kürzlich (1931 e, erschienen 1933!) das Rouergue in seine Synthese der südlichen Cevennen hineingezogen, und weitere Spezialstudien abgeschlossen (1931 c, d, 1932 c, d, 1934, 1935 c, d). Mit kleineren Einzelproblemen befaßten sich DURAND, MICHEL-LEVY und RAGUIN (DURAND 1932, 1933, DURAND & MICHEL-LEVY 1932, DURAND & RAGUIN 1932). Alle stimmen in der Erkenntnis hochorogener Granite und des Vorkommens von Myloniten überein. Ich selbst konnte gemeinsam mit THORAL flüchtig das Land auf zwei Querprofilen überschneiden.

a) Die Monts de Lacaune.

THORAL (1935 a) beschreibt den Bau der Monts de Lacaune im wesentlichen als einen isoklinalen Faltenbau. Die Falten sind sämtlich südvergent. Das Fallen ihrer Symmetralen geht mit 60—30° gegen NNO. Am Aufbau der Falten ist das Kambrium wesentlich beteiligt. Es zeigt von Süden nach Norden einen langsamen Übergang von kalkig-sandigen Gesteinen in eine fast reine Schieferfazies mit wenigen Kalkhorizonten.

Gegliedert wird das Faltenland durch einige größere Überschiebungen. An ihnen liegt Unterkambrium oder „Algonkium“ über mittlerem Ordovizium, bzw. Gotland. Die Überschiebungen liegen dem Faltenbau parallel. Sie gehören mit den isoklinalen Falten in eine Bewegungsphase.

Das Streichen der Schichten ist NW-SE, biegt aber mit der Annäherung an die Kristalline Zentralzone im südwestlichen Teil des Gebietes in die O-W-Richtung ein. Das Fallen ist im Nordosten steiler als im Südwesten. Hier bot sich in den jüngsten Überschiebungen auf die Zentralzone eine Ausweichmöglichkeit, die im NE nicht in gleichem Maße vorhanden war. Infolgedessen führt dort der Stau, welcher die Überschiebungen überdauert, zu einer beträchtlichen Versteilung der Tektonik.

Ganz im Osten ist — wohl an einer Überschiebung — ein Granitporphyr aufgedrungen und hat eine erhebliche Kontaktmetamorphose verursacht, die noch auf das Ordovizium übergreift. Es handelt sich um ein spätrogenes Magma. Aber seine langgestreckte, der Überschiebung angepaßte Form, und seine vielen im Streichen verlaufenden Gänge zeigen noch immer die engen Beziehungen zwischen Magmenaufstieg und Überschiebung.

Die Fossilfunde von THORAL an der Straße von Laval und bei Briol (1935 a, S. 124, 125) in kambrischen Schieferen sind die letzten

Fossilfunde, die uns auf unserem Wege nach Norden begleiten. Sie sagen immerhin soviel aus, daß am Aufbau der nördlichen Phyllitgebiete Kambrium sehr weitgehend beteiligt ist.

b) Einige Bemerkungen zum Aufbau des Rouergue zwischen Rodez und Vabre.

(Vgl. Taf. 1. Profil.)

Südlich Vabre liegt das große Granitmassiv der Sidobre. Ein Porphyrgranit ist diskordant und spätorogen in die kambrischen Gesteine intrudiert. Er wird von einem normalen Hornfelskontakthof umgeben [135, 136]. Auch die kambrischen Kalke sind metamorphosiert [55]. Der Porphyrgranit selbst [18] gehört mit den spätorogenen Graniten der Zentralzone zu einer Gruppe²³⁾.

Nördlich von Vabre kommt man wieder in phyllitische Schiefer. Das Streichen läuft in der ONO-WSW-Richtung, das Fallen wechselt und ist meist sehr flach. Die Vergenz bleibt, so weit die sehr flüchtigen Beobachtungen zeigten, gegen Süden gerichtet. Zwischen St. Pierre de Trévisy, wo porphyroidische Gesteine vorkommen, und St. Jeanne de Jeanne ist nord-südliches Streichen weit verbreitet. Senkrecht zu diesem Streichen laufen gewaltige Quarzgänge über alle Höhen hinweg. Nördlich von St. Jeanne de Jeanne treffen wir bei La Coste auf die ersten nordvergenten Falten.

Die Gesteine dieser Gegend kann man unschwer in das Kambrium und Tremadoc einordnen. Die Metamorphose scheint nicht bedeutend zu sein; sie geht kaum über die Anfänge der ersten Tiefenstufe hinaus. Die Bedeutung der ausgedehnten „Verquarungen“ ist nicht zu übersehen. Die Beobachtungen von MICHEL-LEVY & DURAND (1932) legen es nahe, in ihnen geschieferte saure Eruptiva einer alten (vorvariszischen) Magmenperiode zu sehen.

Bis gegen Alban hin wechselt die Vergenz immer zwischen der Nord- und Südrichtung. Nördlich dieses Ortes sind wir endgültig in nordvergentes Land gekommen, um mindestens bis auf die Höhe von Rodez in ihm zu bleiben. Das Fallen ist meist flach gegen Süden gerichtet. Schon BERGERON (Erl. zu Bl. Albi) erkannte das Umschlagen der Tektonik in der Höhe des Tarn. Die ersten, ganz klar nordvergenten Falten größeren Maßstabes trifft man oberhalb von St. André, wo ein Kieselschieferband (verkieselte Kalke?) in weitem Bogen zu einer liegenden Falte gegen Norden

23) Leider ist es nicht möglich, die Zugehörigkeit des Granitporphyrs von Devèze zu einer unserer beiden Granitgruppen zu entscheiden, da die vorliegenden Daten hierzu nicht ausreichen.

zusammengepreßt ist. Den gleichen Wechsel zwischen Nord- und Südvergenz fand ich südlich von Réquista. Aus dem Profil von DEMAY (1935 d. Abb. 2) entnehme ich, daß die Scheitelung sich nördlich Le Truel wiederfindet.

Die Gesteine weisen Sonderheiten gegenüber jenen der südlichen Gebiete auf. Besonders die außerordentliche Verbreitung geschieferter Diabase ist auffällig. Gelegentlich vorkommende Kalke, von denen die letzten sich bei Viala du Tarn finden, zeigen die Beteiligung von Kambrium an. Größere Diskordanzen oder stärkere Metamorphose kamen aber nicht zur Beobachtung. Dies ist auch die Ansicht von DEMAY (1935 d.).

Grundlegend neue Elemente treffen wir erst am Nordrand von Bl. Albi und auf Bl. Rodez. In die Phyllite schalten sich Migmatite und granitische Gesteine ein. Von diesen hochorogenen Graniten ging eine Metamorphose aus, die ähnlich wie in der Kristallinen Zentralzone der Montagne Noire Glimmerschiefer- und Phyllitmäntel schuf.

In einigen Veröffentlichungen sind die Zusammenhänge zwischen Granitisation und Metamorphose schon behandelt und verschieden gedeutet worden. Aus der Gegend von Pinet beschrieben DURAND & RAGUIN (1932) durchbewegte und wieder kristallisierte Granite. Dort ist die Metamorphose der Glimmerschiefer älter als das Eindringen der Granite. DURAND (1933, S. 100) schildert typisch die hoch-orogene Intrusion von Graniten. In der gleichen Mitteilung werden zahlreiche Mylonite aus dem Gneissmassiv (vor allem von dessen Nordrand) von Salmiech erwähnt. Starke Mylonitisierung beschreibt der gleiche Autor aus den Graniten und Glimmerschiefern von Laguépie (1932). Er glaubt hier auch zu erkennen, daß die Metamorphose der Glimmerschiefer älter als das Eindringen der Granite ist. BERGERON schreibt (1912, S. 85), daß die Gneise in Glimmerschiefer und diese in Serizitphyllite übergehen. Eine exakte Grenzziehung sei nicht möglich.

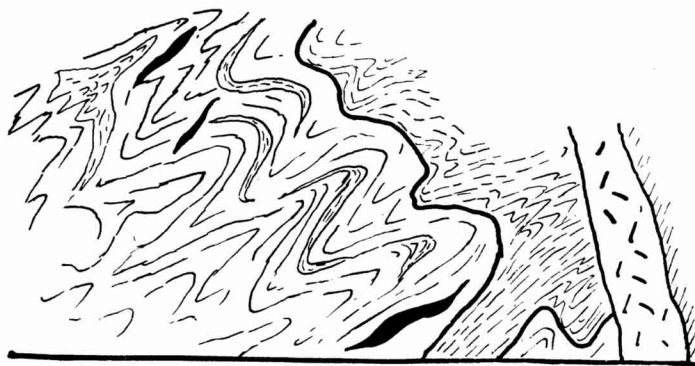


Abb. 15. Falten im Kern eines Gneissattels an der Kurve ost-südöstlich Loupis, südlich von Cassagnes-Bégonhes an der Straße nach Réquista.

Die Gneise des Massivs von Salmiech gehen nach ihm in Granite mit Wollsackbildung über. Vom Nordrand des Massives kennt er gleichfalls Mylonite.

Anderer Ansicht ist DEMAY. In diesen Gebieten epizonaler Metamorphose hängt für ihn die Metamorphose ausschließlich vom Magmenaufstieg ab (1934). Die Granite sind synorogen aufgestiegen (1931). Ihre Bewegung ist Abbildungs-metamorphose. Die schmelztektonischen Bewegungsbilder bleiben erhalten, lassen aber keine Mylonitisierung mehr erkennen.

Der Bau der Gegend zeigt viele Ähnlichkeit mit den Monts de Lacaune. Weithin herrschen isoklinale Falten. DEMAY (1931, S. 686) beschreibt solche Falten aus der Gegend zwischen Broquiès und le Truel. Der Kern eines isoklinalen Sattels ist südlich von Cassagnes-Bégonhes aufgeschlossen. In ihm tauchen die Augengneise des Massivs von Salmiéch noch einmal auf (Abb. 15). Aber auch Überschiebungen größeren Ausmaßes sind vorhanden. Die Straße von Castelpers nach Naucelle kreuzt auf der Höhe von Vialardel den Nordrand des Gneises von Salmiéch. Ganz entsprechend den Feststellungen von BERGERON fand auch ich hier mylonitisierte Gesteine [51]. Das Ausgangsmaterial bilden migmatische Gneise, wie sie in ganz der gleichen Ausbildung in der Montagne Noire vorkommen. Unter die Gneise fallen mit etwa 30° schwarze, ebenflächige Schiefer mit einzelnen Kieselknollen, die sehr an das Tremadoc der Monts de Lacaune erinnern. Weiter gegen Norden kommen rasch wieder metamorphe Gesteine und schließlich erneut Gneise, an die bei La Mouline schwach epizonale Phyllite grenzen. Am großen Gneismassiv von Rodez wiederholt sich das Spiel. Wir sehen nordvergente Isoklinalfalten mit Überschiebungen wechseln. An den Überschiebungen und in den Satteln stellen sich Migmatite und Abkömmlinge unserer Grobgranite ein, deren Intrusion wohl wesentlich zur Mobilisierung des ganzen Gefüges beigetragen hat.

c) Der Südrand

des Gneises von Salmiech bei Cassagnes-Bégonhes.

(Abb. 16.)

Einige Beiträge zu den Problemen der Metamorphose im südlichen Zentralplateau können wir einem Profil südlich von Cassagnes-Bégonhes an der Straße nach Réquista entnehmen. Beim Signal von Bégonhes (658) erreicht die Straße die Augengneise [38], aus denen das Massiv hauptsächlich zusammengesetzt ist. Das entnommene Handstück ist im Gegensatz zu den übrigen Gesteinen ein s-Tektonit; darin deutet sich eine gleitende Bewegung an, die wohl auf die Überschiebung am Nordrand des Massives zurück-

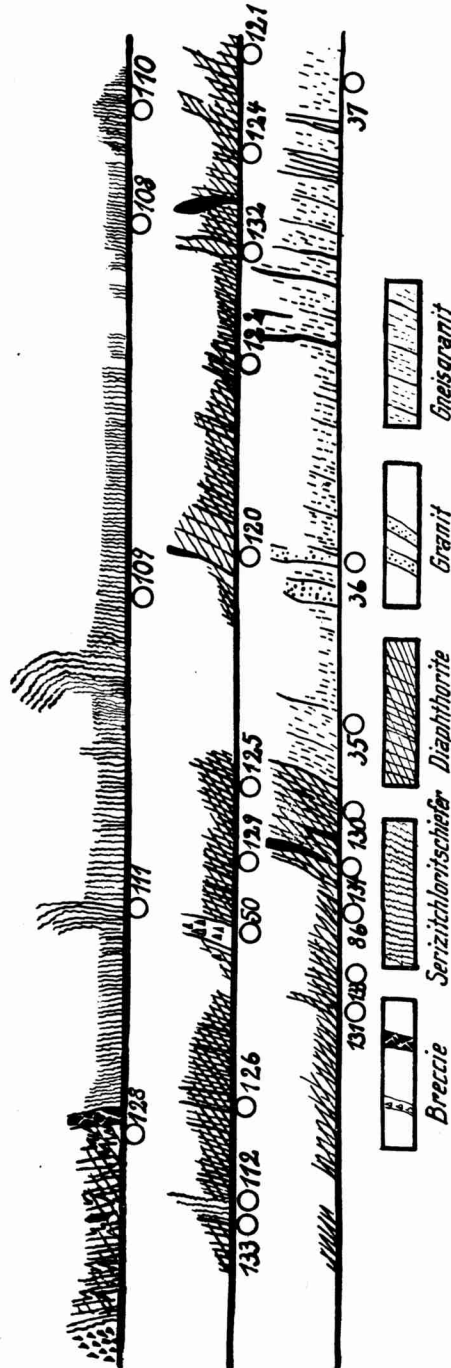


Abb. 16. Südrand des Gneises von Salmiech an der Straße von Cassagnes-Bégonhes nach Réquista südlich des Glandou.

Die Kreise geben die Entnahmestellen der Handstücke an.

- [37]: Volkig migmatistierter Granitgneis.
- [36]: Migmatischer Granitgneis.
- [35]: Migmatischer Granitgneis.
- [130]: Heller, feinschuppiger Zweiglimmerschiefer-Diaphthorit.
- [134]: Heller, feinschuppiger Zweiglimmerschiefer-Diaphthorit.
- [86]: Heller, quarzitischer Paragneis.
- [123]: Diaphthoritischer Glimmerschiefer.
- [131]: Heller, feinschuppiger Zweiglimmerschiefer-Diaphthorit.
- [124]: Diaphthoritischer Glimmerschiefer.
- [132]: Heller, feinschuppiger Zweiglimmerschiefer-Diaphthorit.
- [122]: Albitführender, diaphthoritischer Glimmerschiefer.
- [120]: Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer.
- [125]: Diaphthoritischer Glimmerschiefer.
- [129]: Feinschuppiger, diaphthoritischer Glimmerschiefer.
- [50]: Brockenmigmatit.
- [126]: Albitführender, diaphthoritischer Glimmerschiefer.
- [112]: Ebenschieferiger Biotitporphyroblasten-Phyllit.
- [133]: Heller, feinschuppiger Zweiglimmerschiefer-Diaphthorit.
- [111], [110], [108], [109]: Penninporphyroblastenphyllite.
- [128]: Heller, feinschuppiger Glimmerschiefer-Diaphthorit.

zuführen ist. Die dunklen mehr oder weniger geschieferten Biotitgneise fallen steil unter die hellen Augengneise. Spuren von Diaphthorese wurden nicht gefunden, allerdings ist der unmittelbare Kontakt nicht aufgeschlossen. Südlich des Ortes überschreitet die Straße das Tal des Glandou. Von hier an dreihundert Meter gegen Süden konnte ich gemeinsam mit THORAL ein genaues Profil aufnehmen, das die Grenze der Gneise gegen die Schieferhülle zeigt (Abb. 16).

Die Migmatite sind typische B-Tektonite. Das aufgearbeitete Nebengestein zeigt Spuren der Durchbewegung. Das magmatische Material paßt sich tektonisch dieser Durchbewegung an; es bildet sie ab. Die Kristallisation hat die Bewegung überdauert.

Ganz eigentümliche Verhältnisse beherrschen die Schieferhülle. Bis zu einer Entfernung von 100 Metern südlich der Grenze der Migmatite stößt man auf Diaphthorite. Infolge scherender Umformung im Bereich der Epizone wurden alte Granatglimmerschiefer zersetzt. Die Granaten wurden chloritisiert. Auch sonst bilden sich Chlorite neu. Die Neubildung von Albit begleitet die Diaphthorese. Die Kristallisation der erststufigen Mineralien überdauert dabei die Bewegung. Diese Gesteine zeigen also in ihrem Aufbau einen vielfachen Phasenwechsel [120—126, 128—134]²⁴⁾:

1. Sedimentation und Diagenese.
2. Metamorphose zu zweistufigen Granatglimmerschiefern und parakristalline Durchbewegung.
3. Aufstieg in die erste Tiefenstufe unter Zerschering.
4. Bildung der Porphyroblasten.

An diese Diaphthorite schließen sich erststufige Chloritphyllite mit aufsteigender Metamorphose an. Sie zeigen nur drei Phasen der Bewegung [109—112].

1. Sedimentation und Diagenese.
2. Abstieg in die erste Tiefenstufe unter Durchbewegung als s-Tektonit.
- 3 a. Bildung der Penninporphyroblasten, welche noch etwas gewälzt werden.
- 3 b. Sie wachsen als Biotitporphyroblasten weiter.

Die granitnahe, diaphthorische Gesteinsserie hat offensichtlich schon als Granatglimmerschiefer vorgelegen, während die südlichere noch nicht metamorph war. Dieser Hiatus in der Metamorphose ist

24) DEMAY (1935 d) legt an die Grenze der Glimmerschiefer zu den Orthogneisen eine Überschiebung, da er dort einen großen Metamorphosesprung zu erkennen glaubt. Nach unseren Untersuchungen ist das nicht der Fall. Auch die Diaphthorite sind nicht so zu bewerten, da sie von der erststufigen Metamorphose, die von den Orthogneisen ausgeht, in gleicher Weise betroffen werden wie die anderen Gesteine. Wir sind einer Meinung mit DEMAY darin, daß die Hauptmetamorphose des Gebietes von den Orthogneisen ausgeht.

später so verwischt worden, daß man äußerlich in einem einheitlich epizonalen Gebiet zu sein glaubt. Die Überlegung beweist aber, daß die Granatglimmerschiefer einst das Grundgebirge für die Penninporphyroblastenschiefer gebildet haben. Man wird letztere am richtigsten dem Paläozoikum, erstere dem Präkambrium zurechnen.

Dieses Beispiel zeigt uns ganz klar, daß die Ansicht von RAGUIN α DURAND richtig ist. Es liegt eine vorgranitische Metamorphose vor. Aber auch DEMAY hat mit seiner Betonung der jungen granitischen Metamorphose durchaus recht; denn das jetzige Habitusbild der Gesteine wird ausschließlich von ihr geprägt. Das ältere Grundgebirge wurde tektonisch unter der Mitwirkung von grobgranitischem Magma hochgepreßt. Es kam in den Bereich epizonaler Metamorphose und wurde diaphthoritisiert. Das granitische Magma, welches anfänglich als Gleitmittel gedient hat, erstarrt mit zunehmendem Aufstieg. Dadurch wird die Beweglichkeit des Gesteinskomplexes so herabgesetzt, daß die Bewegung in ihm zum Stillstand kommt. Das Abklingen der Bewegung geschieht ganz langsam, wie die geschieferten Porphyroblasten beweisen. Der orogene Druck wirkt aber weiter; die ganze in sich verfestigte Masse gleitet als Block über jüngere, nicht metamorphe Gebiete. Dabei kommt es an den Überschiebungsrändern der Gneise zur Bildung von Myloniten, welche ohne die Mitwirkung der magmatischen Wärme nicht mehr rekristallisieren.

d) Zusammenfassung zur Tektonik der Rouergue.

Das große Phyllitgebiet zwischen Tarn und der Kristallinen Zentralzone ist südvergent. Nach den Untersuchungen von THORAL wechseln isoklinale Falten mit größeren Überschiebungen ab. Die Phyllite sind nach Analogie mit den Monts de Lacaune dem älteren Paläozoikum — Kambrium und Ordovizium — zuzurechnen. Stratigraphisch nicht in das Schema der Monts de Lacaune einzuordnende Gesteine fehlen nicht ganz. Besonders auffällig ist die Zunahme geschieferter, basischer Eruptiva, deren Verbreitung auf der Karte viel zu gering angegeben ist.

In der Höhe des Tarn schlägt die Tektonik um. Nördlich des Flusses bis gegen den Aveyron bleiben wir in Gebieten reiner Nordvergenz. Die Tektonik innerhalb des nördlichen Phyllitgebietes ist noch ungeklärt, doch ist die Beobachtung der Kleinfaltung und das außerordentlich regelmäßige südliche Einfallen für die Feststellung der Vergenz ausreichend. Mit dem Nordrand von Bl. Albi und dem Bl. Rodez beginnt die Beteiligung von

Migmatiten und Grobgraniten an dem Faltenbau. Isoklinale Falten und Überschiebungen sind festgestellt. Die Grundzüge des Baues sind ähnlich wie weiter im Süden. Das Magma hat die Bewegung beschleunigt und sie als Gleitmittel im Gang gehalten. Mit seiner Erstarrung kommt auch die Bewegung zum Stillstand.

5. Zusammenfassende Übersicht des Aufbaues und der Entwicklung der Montagne Noire und des Rouergue.

Die vorhergehenden Abschnitte schildern den Aufbau der Montagne Noire und des Rouergue. Nunmehr wollen wir die Einzelfeststellungen zu einem Gesamtbilde ordnen, welches möglichst allen Tatsachen gerecht zu werden versucht.

Wir sehen im Süden das Deckenland mit seinen Kalkzügen, in der Mitte finden wir die Kristalline Zentralzone und im Norden stoßen wir auf die weiten Phyllitgebiete des Rouergue. Der Gegensatz im Schichtenaufbau ist überraschend. Im Norden Kambrium und nur wenig Ordovizium in Schieferfazies, isoklinale Falten und einige bedeutendere Überschiebungen. Im Süden neben dem an Kalken, Grauwacken und Quarziten reichen Kambrium reichlich Ordovizium, Gotland und Devon. Die Kristalline Zentralzone bietet keine Übergänge. Nur im Kambrium der südlichen Teile der Monts de Lacaune stoßen wir auf eine Fazies des Kambrium, welche eine Zwischenstellung zwischen Norden und Süden einnimmt.

a) Faziesverteilung.

(Vgl. Abb. 17.)

Aus den bekannten Gebieten mit Deckenbau kennen wir die Wichtigkeit der Fazies für die Deutung des tektonischen Bildes. Im stratigraphischen Abschnitt habe ich die Faziesverteilung des Kambrium im Anschluß an die Untersuchungen von THORAL (1935 a) geschildert.

In den südlichen Gebieten sind reichlich klastische Sedimente und Kalke vorhanden, die gegen Norden durch einheitliche milde, schwarze Tonschiefer ersetzt werden. In der Höhe des Tarn nehmen die anfangs nur spärlich eingeschalteten basischen Eruptiva gewaltig zu. Es ist nicht zweifelhaft, daß wir in immer tiefere Geosynklinalgebiete kommen. Die faziellen Beziehungen des nördlichen zum südlichen Kambrium gleichen denen des penninischen zum helvetischen Jura.

Diese Annäherung an einen Geosynklinalrand gegen Süden hat schon THORAL (1935 a) in den Monts de Lacaune erkannt. Er vermutet diesen Rand in der Kristallinen Zentralzone, gegen welche von beiden Seiten die Transgressionen angehen sollen. Dieser Vorstellung kann ich mich nicht anschließen. Es fehlt im

Kambrium, vor allen Dingen im Mittelkambrium, an sicheren Anzeichen solch unmittelbarer Strandnähe. Da das Kristallin der Zentralzone im wesentlichen variszisch ist, kann es auch nicht der Lieferant für die Kristallinkomponenten (Turmaline usw.) der klastischen Sedimente des Kambrium sein, zumal sich die gleichen Komponenten noch im „Kristallin“ selbst erkennen lassen (vgl. S. 7). Wir müssen den Geosynklijalrand weiter im Süden suchen und die Kristalline Zentralzone der Montagne Noire als unwesentlich für das paläogeographische Bild betrachten.

Das gleiche gilt noch für das Ordovizium. In den südlichen Gebieten überwiegen die klastischen Sedimente bei weitem, während sich im Norden eine einheitliche Schieferfazies einstellt, welche nur durch Fossilien vom Kambrium zu unterscheiden ist.

Wenn wir die Fazies des Kambrium und Ordovizium in der südlichen Montagne Noire mit derjenigen in den Monts de Lacaune vergleichen, so finden wir im parautochthonen Untergrund etwa die Entwicklung der südlichen (bis mittleren) Teile der Monts de Lacaune wieder. In den Deckschollen fehlen offensichtlich die Quarzite des Tremadoc und Unterarenig, was ungefähr den Verhältnissen in den nördlicheren Teilen der Monts de Lacaune entspricht. Die Faziesentwicklung des äußersten Nordens ist in den bisher bekannten Decken nicht nachzuweisen.

Dieses Bild der Fazieszusammenhänge wird in der Verteilung des Gotland deutlicher. Wir finden es nur ganz im Norden bei Murasson und ganz im Süden in den höheren Schuppen der Deckschollen. Die Faziesverhältnisse in beiden Gegenden sind gleich oder ähnlich. Diese zunächst auffällige und fremdartige Tatsache fügt sich zwanglos in das allgemeine Bild ein, wenn wir eine Bewegung der Decken von Norden nach Süden annehmen. Die höchsten Decken haben dann ihre Wurzel am weitesten nördlich, so daß das Gotland der höchsten Deckschollen nicht weit vom Gotland bei Murasson abgelagert worden ist.

Große Schwierigkeiten treffen wir beim Ordnen der Faziesverhältnisse des Devon an. Dieses ist im Norden völlig unbekannt. Das schließt aber nicht aus, daß es dort einst vorhanden war. Schon bei der Besprechung des Gotland von Murasson (S. 18) habe ich darauf hingewiesen, daß dort noch Devon unter der Überschiebung vorhanden sein könnte. Im Allgemeinen hat in diesen nördlicheren Teile die Abtragung schon zu tief eingegriffen, als daß dort noch Devon erhalten sein könnte. Die Rolle des Erosionsniveaus für die Erhaltung jüngerer Formationen zeigt uns deutlich ein Vergleich des Westteiles der Montagne Noire, in dem

das Devon fast ganz fehlt, mit dem Osten und seiner großen Devonverbreitung.

Tabelle des unteren Devons in der südlichen Montagne Noire.

	Autochthon	Par- autochthon	1. Schuppe	2. Schuppe	3. Schuppe
Unter- devon	Splittige, hell angewitterte Dolomite.	Hell angewit- terte, splitt- rige Dolomite. Sandkalk mit Kiesellagen und knollige Mergel.	Helle, splitt- rige Dolomite.	Graue u. gelbe Dolomite, hel- ler splittiger Kalk u. Dolo- mit.	Grauer Brec- cienkalk. Grauer Sand- kalk. Feinplattige, gelbe Kalke,
	Schwach kon- glomerati- scher Basis- quarzit.	(Schwach kon- glomerati- scher Basis- quarzit.)	Diabas und Tuff. Knoll. Mergel.	(Eisenschüssi- ger Sandstein).	schwarzer knolliger Sandkalk.
	? Tieferes Kambrium.	Oberes Kam- brium - Ober- arenig.	Ordovizium (Arenig-Llan- deilo).	Gotland (? ohne höhe- res Ludlow).	Brachiopoden- kalk (Ober- Ludlow), Tie- feres Gotland.

Wir sehen aus der obigen Zusammenstellung zunächst, wie die Schichtfolge im Liegenden des Devon von den unteren gegen die oberen Decken immer vollständiger wird. Ganz entsprechend fehlen in den Deckschollen die feinkonglomeratischen Basisbildungen. Wir können daraus entnehmen, daß die höheren Lagen in größerer Entfernung von einer vordevonischen Aufwölbung des Untergrundes gebildet worden sind. Wenn wir eine Wanderung der Decken von Norden nach Süden annehmen, weist die gefundene Verteilung auf den Rand der Geosynklinale im Süden hin, den wir bei den älteren Schichtgliedern gleichfalls in dieser Richtung vermuteten²⁵⁾.

Wie weit das Devon ehemals nach Norden gereicht hat, ist kaum festzustellen. Es hatte sicherlich wesentlich geringere Verbreitung als das Ordovizium und Kambrium und dürfte kaum den

25) Als einen Widerspruch gegen diese Annahme könnte man das Auflager des Devons in der parautochthonen Serie anführen. Bei Roquebrun transgrediert es über das höhere Mittelarenig, südlich von Bédarieux über das Potsdam (ev. tiefere Tremadoc). Dies entspricht einem Tiefergreifen der Transgression gegen Norden. Aber noch weiter nordöstlich stellen sich am Pic de Vissous wieder höhere Horizonte, vermutlich sogar das Llandeilo, ein. Es handelt sich bei Bédarieux um die Kulmination einer Spezialaufwölbung, welche das allgemeine Bild überdeckt.

Tarn erreicht haben. Die Ablagerungsräume haben sich gegen das Ordovizium beträchtlich verschoben²⁶⁾.

Über das Karbon ist bezüglich der Faziesverteilung noch weniger zu sagen. Im Autochthon ist es nur in geringer Ausdehnung bei Caunes erhalten. Im Parautochthon ist es am verbreitetsten, in den Deckschollen hingegen meist tektonisch unterdrückt. Es könnte in der parautochthonen Decke mächtiger sein als in den höheren Einheiten.

Zusammenfassend scheint es wichtig darauf hinzuweisen, daß allgemein eine Zunahme des klastischen Anteiles am Sediment von Norden nach Süden festzustellen ist. Für das Ordovizium und Kambrium ist dies einwandfrei zu erweisen; die Befunde in den höheren Schichten widersprechen dieser Anschauung nicht (vgl. Abb.17).

b) Die Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik.

Nach der Faziesverteilung können wir das Gebiet in einzelne Zonen gliedern, die auch tektonischen Einheiten entsprechen. Im Großen haben wir von Norden nach Süden unterschieden:

1. Die Schiefergebiete des Rouergue (Rouergue-Zone).

Sie werden durch weiche schwarze Glanzschiefer mit Intrusionen grüner Gesteine aufgebaut. Aus der Tiefe dringen hochorigene Granite auf und migmatisieren ihre Umgebung. Im tektonischen Stile herrscht die Falte, vor allem die liegende Falte vor der Überschiebung vor. Erst im späteren Stadium der Bewegung kommt es zur mylonitisierenden Überschiebung, welche die granitischen Kerne weiter vortreibt.

In dieser Zone liegt in der Höhe des Tarn eine deutliche Scheitelung. Nördlich von ihr ist die Tektonik bis in die Höhe von Rodez nordvergent, während im Süden einheitlich die Südvergenz herrscht.

Diese Zone stammt aus der Tiefe der Geosynklinale. Im alpinen Bau würden wir sie dem Pennin zuzählen; aber der penninische Baustil ist nicht ganz erreicht. Nur in den ersten Anfängen sehen wir die gewaltigen liegenden Falten jener Zone stärksten Zusammenschubes.

2. Die gemischten Gebiete der Monts de Lacaune (Lacaune-Zone).

Kalke und klastische Sedimente stellen sich zwischen den schwarzen Schiefern ein. Der tektonische Baustil zeigt, neben isoklinalen Falten und Schuppen, Überschiebungen. Wir können hier eine bodenständige, südliche Zone, welche noch im Kontakt mit dem Kristallin ist, von einer nördlicheren, überschobenen Serie unterscheiden.

26) Über eine tektonische Erklärung des Fehlens der höheren Horizonte in den nördlichen Gebieten s. S. 95—96.

Die Gebiete 1. und 2. sind eng miteinander verknüpft. Äquivalente der Zone 2. kennen wir in diesem Sinn im alpinen Deckenbau nicht. Infolge des stärkeren Zusammenschubes verschwindet diese Übergangszone unter den höheren Decken.

3. Die Kristalline Zentralzone.

Eine große hochorogene Intrusion trennt die Zonen der Schiefer- und gemischten Fazies mit ihren isoklinalen Falten von dem Deckenland des Südens.

In ihrer geographischen Stellung entspricht die Kristalline Zentralzone etwa den Zentralmassiven der Schweizer Alpen; im tektonischen Bau ist sie infolge ihrer im Verhältnis zur Orogenese jüngeren Entstehung aus einer hochorogenen Intrusion etwas anders zu beurteilen. Erst in den letzten Akten der Bewegung nach ihrer Erstarrung übernimmt sie die Rolle der Zentralmassive.

4. Die südliche Montagne Noire (Hérault-Zone).

Absteigender Deckenbau zeichnet diese Gebiete aus. Kalke, Quarzite und Grauwacken sind die vorherrschenden Gesteine. Die Überschiebungen übertreffen an Zahl, Ausmaß und Bedeutung die liegenden Falten bei weitem. Es ist im Sinn der Schweizer Alpengeologen schon die „Vorlandstektonik“ des Helvets gegenüber der Geosynklinaltektonik des Pennin oder in unserem Fall der Rouergue- und Zentralzone.

Die Decken können wir untergliedern von oben nach unten in:

- a) Die Deckschollen (I., II., III., vgl. S. 37 ff.).
- b) Die parautochthone²⁷⁾ Decke (Decke II im Sinne BERGERONS).
- c) Die autochthone Unterlage, die sich bei St. Pons mit dem Grobgranit und dem Kristallin verbindet.

In der hier ausgeschiedenen 2. Zone sehen wir den ansteigenden Ast der Deckenbahnen. In der 3. Zone liegt der Deckenscheitel, die 4. Zone entspricht dem absteigenden Ast. Der flache Teil und die Zone des Brandens sind nicht aufgeschlossen und müssen unter der Trias begraben liegen.

c) Das Bewegungsbild.

α) Der epirogene Anteil.

Aus der Zusammenfassung zum stratigraphischen Teil ersehen wir, daß gegen Ende des Ordovizium die Hauptmasse der Sedimente abgelagert ist. Es kommt in den tieferen Decken der Héruault-Zone zwischen Llandeilo und Unterdevon zu gewissen Faltungen, die aber nur örtlich stärkeres Ausmaß erreichen und sich im all-

²⁷⁾ Die Bezeichnung „parautochthon“ ergibt sich aus dem vermuteten Zusammenhang dieser Gesteine mit der Kristallinen Zentralzone, deren Sedimenthaut die Decke b) sein dürfte.

gemeinen auf flachere Herauswölbungen beschränken. Die Bewegungen sind z. T. vor dem Gotland bzw. Caradoc, z. T. nach dem Ludlow erfolgt. Allerdings hat man in keinem Profil beide Diskordanzen übereinander. Die Hauptbewegung scheint vorgotlandisch zu sein.

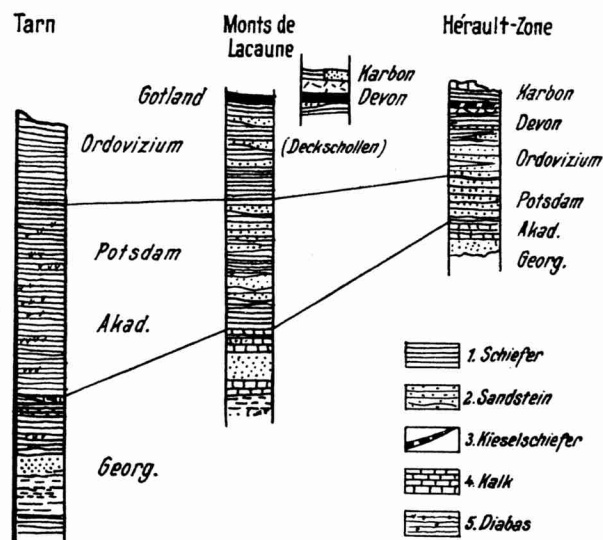


Abb. 17. Die Faziesausbildung im Paläozoikum des Rouergue und der Montagne Noire.

Mit dem Caradoc beginnen stärkere epirogene Bodenbewegungen. Bis dahin sind die Faziesunterschiede zwar deutlich, vollziehen sich aber so langsam und allmählich, daß wohl nirgends der Geosynklinalrand einen Ansatz für eine stärkere Faltung abgegeben hat. Die geringe Faziesdifferenzierung im Kambrium und älteren Ordovizium ist die Auswirkung einer Geosynklinalunterlage ohne jede größere Gliederung, vor allem ohne Schwächezonen und hoch gelegene, nicht verfestigte magmatische Körper.

Erst mit dem Caradoc, vermutlich im Zusammenhang mit der altkaledonischen Faltung, beginnen die ungleichmäßigen Absenkungen im Geosynklinalboden, von denen wir im Arbeitsgebiet allerdings nur wenig spüren, da die entsprechenden Sedimente fehlen oder abgetragen sind. Im Gotland ist die Bodenunruhe schon wieder verschwunden, wie seine gleichmäßige Entwicklung im westlichen Mediterrangebiet zeigt²⁸⁾. Im Anschluß an die jungkaledonischen

28) Eine Ausnahmestellung nimmt in dieser Hinsicht Asturien ein (KEGEL 1929). Die dort angedeuteten Bewegungen klingen noch in den westlichen Pyrenäen und in Keltiberien in der Entwicklung des unteren Gotland an.

Faltungen beginnt wieder eine erneute Differenzierung, die aber schon im Lauf des Unterdevon ausgeglichen wird.

Erst die bretonischen Faltungen bringen in unserem Gebiet den Untergrund in ungleichmäßige Bewegung. Die Faziesunruhe des Visé zeigt das beginnende Strömen des Magmas an. Der Geosynklinaluntergrund ist schwankend geworden.

Mit dem Ende des Visé kommen die Massen in Bewegung. Der Deckenschub beginnt in seinen Anfängen.

β) Die orogene Bewegung.

In den Kernteilen der variszischen Kette steigert sich am Ende des Visé die Bodenunruhe zur orogenen Bewegung. Es beginnt der intensive Zusammenschub der Sedimente in der Geosynklinale. Aus dem Geosynklinaluntergrund wird das granitische Magma ausgepreßt und steigt in die Zone der epizonalen Metamorphose empor. Der Aufstieg erfolgt an epirogenetisch vorgezeichneten Stellen. Der Geosynklinalrand war anscheinend eine dieser Schwächezonen. Anfangs bewirkt der Magmenaufstieg eine stärkere Emporwölbung der späteren Kristallinen Zentralzone. Nördlich von ihr stauen sich die Falten; es kommt zu jener Stau- und Biegefaltung, deren Spuren als älteste Form der Bewegung uns überall, vor allem in den Dünnschliffen, begegnet.

Gleiche oder ähnliche Zonen sind im Norden z. B. der Gneis von Salmiech und die große Gneismasse im Süden von Rodez.

Das granitische Magma gelangt weiter nach oben. Es kommt in die Nähe der hauptsächlichlichen Sedimentbewegung; dort erleichtert und beschleunigt es den Ablauf des tektonischen Geschehens. Die Zeit der Stauwirkung ist vorüber. In immer schnellerer Gleitung überfahren die Sedimente den granitischen Brei, der sich unter vielfacher Migmatitbildung mit ihnen vermengt. Es entstehen die jüngeren s-Tektonite und in der Nähe des Magmas, wo die Massen beweglicher waren, unter rollender und überstürzender Bewegung die B-Tektonite. Bei dieser Form der Tektonik ist es einleuchtend, daß nur die höheren Teile der Schichtfolge den sich aufwölbenden Buckel überschreiten. So sehe ich in der parautochthonen Decke, d. h. in der Hauptmasse des Kambro-Ordovizium der südlichen Montagne Noire und im Devon-Karbon-Komplex vom Pic de Vissous und Roquebrun die ehemalige Sedimenthaut der Kristallinen Zentralzone. Nur die tiefsten Einmuldungen dieser Sedimentbedeckung werden eingeschmolzen und sind uns wie bei La Salvetat am Ort ihrer Ablagerung erhalten geblieben. Aus den noch weiter nördlich gelegenen Gebieten gelangen nur die allerhöchsten Teile der

Schichtfolge, also das Karbon und Devon begleitet vom Gotland und einer Schmiere aus ordovizischen Schieferen, bis in den Süden der Zentralzone. Diese höchsten Schichten können vielleicht in freier Gleitung vom Scheitel der Aufwölbung in die südlicheren Gebiete gelangt sein. Sie erreichen diese beträchtlich später als die parautochthone Decke, welche schon zusammengestaucht war, als die Deckschollen einwanderte. In diesem Abgleiten der höheren Sedimente suche ich die Erklärung dafür, daß sie im Norden — ihrem Herkunftsland — fehlen. Sie sind tektonisch ausgepreßt worden.

Daß gerade das Devon den Hauptanteil der Deckschollen bildet, ist mechanisch leicht verständlich. Der verhältnismäßig starre Kalkhorizont des Devons neigt zur Abscherung von seinem beweglichen Untergrund. Es ist eigentlich nur auffällig, daß das Gotland in so großem Maße an der Bewegung teilnahm.

Noch ist die tektonische Kraft nicht erloschen. Zwar erstarrt jetzt allmählich das Magma und schützt damit sich und seine Umgebung vor weiteren Gleitbewegungen (paratektonische Kristallisation). Aus der Zone höchster Beweglichkeit wird ein Massiv, ein starrer Block. Gegen ihn geht im Norden die Tektonik; es kommt zu einigen kleineren, postkristallinen Überschiebungen. Auch in der nordvergente Zone zwischen dem Tarn und Rodez dauert örtlich die Bewegung noch an. Die Mylonite an der Nordseite der Gneismassive bilden sich.

Die Kristalline Zentralzone wirkt an ihrem Südrand durch Unterschiebung. Die alte, südvergente Tektonik, deren Spuren im Kristallin südlich von St. Pons erhalten geblieben sind, wird versteilt und längs der ganzen Zentralzone in Nordvergenz umgeprägt. Die Umprägung reicht je nach der Form des Massivrandes verschieden weit nach Süden. Es ist für die sekundäre Umprägung bezeichnend, daß sie im Gebiet von Cabrières, wo die Intrusion im Norden nicht so stark entwickelt ist, weitgehend fehlt.

Als letzte Spuren der Orogenese erkennen wir den Aufstieg der spätorogenen Granite, die sich immer in der Nähe der alten Aufstiegsbahnen der Grobgranite finden (Sidobretyp). Mit diesem Aufstieg, vielleicht sogar kurz vor ihm, legen sich die großen, quer durch das ganze Zentralplateau ziehenden, steilen Störungszonen an, von denen der „Kohlenkanal“ das markanteste Beispiel ist. Sie fehlen im Berichtsgebiet.

2. TEIL.

Das Massiv von Mouthoumet.

Einleitung und Problemstellung.

Im Vorlande der Pyrenäen kommt unter dem transgredierenden Tertiär und der Kreide im Raum zwischen Alet-les-Bains im Tal der Aude und den Corbières noch einmal ein von der alpinen Faltung verhältnismäßig unberührtes Paläozoikum, das Massiv von Mouthoumet, heraus. Es ist der Eckpfeiler, um den das Ostende der Pyrenäen in die Faltenrichtung der Provence einschwenkt. Das Paläozoikum ist in der Hauptsache auf dem Blatt Quillan (254) der französischen geologischen Karte 1:80 000 dargestellt. Die Aufnahme dieses Teiles bewirkte BRESSON. Auch auf dem benachbarten Blatt Perpignan (255), welches 1907 erschienen ist, liegt ein beträchtlicher Anteil des Massives, den DONCIEUX kartierte. Ein ganz schmaler Rand tritt noch auf das Blatt Carcassonne (250) über. BRESSON (1909) stellte seine Ergebnisse ausführlich, und nach Profilen in dem Werk von CAREZ „La Géologie des Pyrénées françaises“ dar. Auf seine Anschauungen wird weiter unten einzugehen sein. Es stand zu erwarten, daß man in diesem Gebiete wichtige Aufschlüsse über den Aufbau, die Vergenz und die Altersverhältnisse des variszischen Gebirges gewinnen würde. Es gelang, vor allen Dingen durch den Vergleich mit den stratigraphischen Verhältnissen der Montagne Noire, eine gewisse Klärung und Übersicht zu erzielen.

A) Stratigraphische Übersicht.

Am Aufbau des Massivs von Mouthoumet beteiligen sich das Oberkarbon, das Unterkarbon, das gesamte Devon, Gotland und das Caradoc. Ältere Schichten sind durch eine mächtige Serie von Schiefen und Quarziten vertreten. Fossilfunde liegen in ihnen nicht vor. BRESSON und DONCIEUX rechnen sie insgesamt dem mittleren und älteren Ordovizium zu.

1. Die alten Schiefer und Quarzite.

Das Gebiet zwischen den Orten Tuchan, Maisons, Quintillan und Villeneuve-les-Corbières wird von einer mächtigen Schieferfolge aufgebaut. In ihr kann man — vor allen Dingen an der Straße Maisons—Tuchan zwischen dem Überschiebungsrande und dem Bois de Montdern — eine höhere Serie von graugrünen, unreinen Quarziten mit Wellenfurchen und dazwischen gelagerten schwarzen Schiefeln mit Sandsteinen von einer tieferen Tonschieferserie mit einzelnen Sandsteinbänken unterscheiden. Die Schiefer sind meist grau bis graugrün, doch stellen sich auch bunte Lagen, besonders im tieferen Teil, gelegentlich ein. In ihrer Begleitung finden sich nördlich la Lauzet feine dolomitische Lagen, die Fossilspuren (Crinoiden?) enthalten (vgl. Abb. 18). Sie gleichen völlig dem mittleren Acad der Montagne Noire. Ein Crinoidenkalk begleitet unterhalb der Serre de Quintillan diese Schiefer. Er ist auf der Südostseite des Berges — tief unter Schutt vergraben — oberhalb der Bergerie, welche 800 m nordöstlich vom Punkte 202 liegt, auf eine Erstreckung von 5 Metern aufgeschlossen. Es könnte sich um ein Äquivalent der Archäocyathinenkalke handeln, doch wurden Fossilien nicht gefunden. Große Ausdehnung erreichen die mittelkambrischen bunten Schiefer auch in der Gegend von Villeneuve-les-Corbières. Wenn die Gleichstellung der bunten Schiefer mit dem Mittelkambrium richtig ist, so sind die hangenden Quarzite mit den oberacadischen und Potsdamquarziten zu parallelisieren. Wir hätten so die Folge:

Potsdam-Oberacad	mächtige Quarzite,
Mittelacad	bunte Schiefer mit dolomitischen Lagen,
Unteracad bis Georgium	Crinoidenkalk.

Die Quarzite scheinen nördlich von Tuchan flach unter eine höhere Schieferserie von ähnlichem Aussehen wie die eben beschriebene einzufallen; es könnte sich aber auch um eine Verschuppung handeln.

In stark reduzierten Mächtigkeiten und tektonisch verruschelt findet man ein vergleichbares Profil an der Straße Felines—Col de Bedos²⁹⁾. Hinter einer deutlichen Querstörung bauen rote und grüne Schiefer mit undeutlichen Fossilspuren den Abhang gegen das Tal vor der Pech Montaut auf. Im hangenden Teil der

²⁹⁾ Die geologische Karte dieser Gegend zeichnet die Devonkalke viel zu weit nach SE. Die Straße läuft von Felines bis zum Col de Bedos immer in Schiefeln, bzw. südlich Pla im Obersilur.

Schiefer liegen einige Quarzite. Schließlich folgen schwarze Schiefer mit Sandsteinknollen, welche schon BRESSON (1906) mit dem Tremadoc der Montagne Noire verglichen hat. 400 m vor dem Col trifft man Quarzite mit einem Glimmerbelag, welche dem Armorikanischen Sandstein ähneln. Der Col de Bedos selbst liegt in den Quarziten und Schiefern des Caradoc.

In der Gegend des Col de Prat bilden schwarze, ebenplattige, grau und gelb anwitternde Schiefer das Liegende des Caradoc. Sie dürften das Llandeilo (BRESSON 1903 S. 42) vertreten. In dem tieferen Teil gibt es einzelne Horizonte mit einer Packung von Sandsteinknollen³⁰⁾, worin ich die erste Andeutung des Mittelarenig zu sehen glaube.

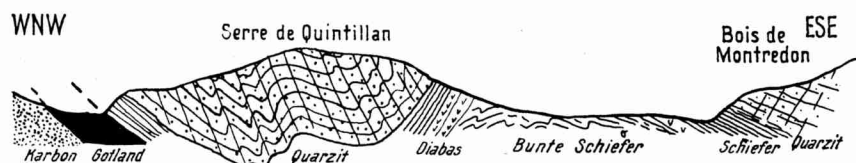


Abb. 18. Profil durch den Westrand der alten, ?kambrischen Schiefer längs der Straße von Maisons nach Tuchan, südlich von Quintillan.

Die ordovizischen Schiefer östlich Felines bestehen fast ausschließlich aus porphyritischen Diabasen [6] und deren Tuffen. Die Eingliederung dieses Horizontes ist noch völlig ungewiß. Ich möchte aber bemerken, daß ähnliche Eruptivgesteine am Bois de Montredon anscheinend eine Decke in den bunten Schiefen des „Mittelacad“ bilden.

Zusammenfassung: Man kann eine mächtige kambrische Serie in dem Gebiet nördlich von Tuchan erkennen. Ob hier Tremadoc vertreten ist, kann nicht entschieden werden. Im Gebiet von Davejean und am Col de Bedos scheint im wesentlichen tieferes Ordovizium und nur wenig Kambrium vorzukommen. Diese Stratigraphie ist lediglich auf die petrographische Gleichstellung mit Schichten der Montagne Noire gegründet.

2. Die Caradoc-Serie.

Das Caradoc ist das erste paläontologisch und petrographisch wohl definierte Glied unserer Schichtfolge. Es beginnt mit einem quarzitischkalkigen, braun anwitternden Sandstein bis Quarzit.

³⁰⁾ Die Sandsteinknollen gleichen nicht völlig den Kieselknollen des Arenig der Montagne Noire; sie bestehen aus gröberen Detritus. Ich möchte sie aber doch für Gebilde analoger Entstehung halten.

In ihm habe ich bei Laroque-de-Fa am Pic de Gascaigne eine reiche Fauna gefunden; für die stratigraphische Einordnung sind wichtig: *Strophostylus* sp., *Echinosphaerites* sp., *Strophomena expansa* Sow., *Orthis flabellulum* Sow., *Dalmanites* sp., *Calymene* sp.

Die Mächtigkeit des Quarzites beträgt ungefähr 25—30 m. Gegen das Hangende stellen sich am Col de Prat und südlich Davejean — in Richtung auf Lacamp — an der Höhe 591 graue, ruschelige Schiefer, tonige Sandsteine und Tonflaserkalke ein, aus denen gleichfalls eine mannigfaltige Fauna stammt. Die Fauna ist ähnlich der schon beschriebenen. Als neue Elemente sind *Orthis actoniae* und *vespertilio* zu erwähnen. Die Trilobiten fehlen. BRESSON (1908) beschreibt eine ähnliche Fauna aus der Gegend von Vigneveille.

Etwas weiter im Osten, nördlich der Moulin de la Vallet, westlich vom Col de Gleizes, liegt der Tonflaserkalk mit Orthoceren und *Monticulipora petropolitana* neben anderen Bryozoen unmittelbar im Hangenden der Quarzite. Er wird von schwarzen fossilreichen Schiefen des Llandovery überlagert. Die Mächtigkeit des Tonflaserkalkes beträgt hier 7 m. Weiter westlich gegen den Pic de Gascaigne nimmt sie auf ungefähr 40—50 m zu. Doch ist nicht zu entscheiden, wie weit tektonische Verschuppung vorliegt. Die Tonflaserkalke mit den begleitenden kalkigen Schiefen besitzen in dem großen Silurkomplex von Vigneveille und Montjoi weite Verbreitung; die Quarzite fehlen hier. Am Col de Bedos sind Kalke des Caradoc zu erkennen.

Die Abgrenzung gegen das Gotland ist recht schwierig, und wenn nicht ausreichende Faunen gefunden werden, wohl auch unmöglich. Die erst so typischen grauen Schiefer und Kalke werden allmählich dunkel bis schwarz und gleichen sich damit dem tieferen Gotland, z. B. bei dem vorgenannten Lacamp, erheblich an.

Dem absoluten Alter nach dürften nur die höchsten Teile dem Ashgill entsprechen (Tonflaserkalk), während die liegenden Quarzite und Schiefer, sowie der Quarzit des Pic de Gascaigne, das Caradocian vertreten.

Das Caradoc ist ganz wie in der Montagne Noire entwickelt, wo auch über den Quarziten des Grand Glaucy mit ähnlicher Fauna Tonflaserkalke folgen. Sie entspricht dem üblichen Aufbau des jüngeren Ordoviziums im Mediterrangebiet (vgl. VON GAERTNER 1931, S. 127, 128, H. SCHMIDT 1931, S. 34).

3. Das Gotland.

Das Gotland ist in der typischen Fazies der „schistes carburés“ weit verbreitet. Es bildet gewöhnlich den Schmierhorizont, auf dem die Hauptbewegungen erfolgt sind. Bei Vigneveille liegt gegen den Berlès an der Basis ein plattiger Quarzit von einigen Metern Mächtigkeit auf den Schiefen und Kalken der Caradoc-Serie. Es folgen die gewöhnlichen färbenden, schwarzen Alaunschiefer, in die schwarze, muschelartig brechende Schiefer, harte, eisenhaltige, kristalline oder dichte Kalke und ganz zurücktretend Sandsteine eingelagert sind. In den harten, meist eisen- und magnesiumreichen Kalken findet sich viel Pyrit. Bei der Verwitterung bilden sich aus ihm Gipskristalle. In vergleichbarer Ausbildung ist das Gotland bei Felines, bei Davejean und in der Schuppenzone zwischen Felines und Maisons zu finden. Bei der Alm la Madeleine östlich Col de Bedos fand ich neben zahlreichen Orthoceren *Cardiola interrupta*, auch *Monograptus* sp. in einem 2 m mächtigen, schwarzen Plattenkalk.

Von besonderem Interesse ist das Vorkommen von Graptolithen in einer schwarzen Kalklinse auf der Südseite des Tales von Mouthoumet nach Pont de l'Orbieu. Die dortigen Schichten sind auf der geologischen Spezialkarte als unteres Oberdevon dargestellt. Der genaue Fundpunkt liegt 100 Schritte unterhalb des Kilometersteins G. C. 12. 48 k (2,5 km von Mouthoumet) auf der gegenüberliegenden Talseite. Schon die Gesteinsausbildung und die zahlreichen Orthoceren zeigen, daß es sich um Gotland handelt. Der Fund von *Monograptus nilssoni* BARR. und *Monograptus roemeri* BARR. bringt die endgültige Bestätigung. Es liegt die Zone 33 der Einteilung von ELLES & WOOD vor. In gleicher Ausbildung, wieder begleitet von Orthoceren, finden sich diese Schichten in der Klamm des Cantière, westlich des Nitable Roc's und an der Straße Termes-Col de Bedos auf der Höhe 538. In der Klamm des Sou, nördlich des Nitable Roc's, hingegen fehlt das Gotland.

Eine große Ausdehnung erreicht das Gotland zwischen dem Karbon und dem Kambrium bei Quintillan und Villeneuve-les-Corbières. Abweichend von den übrigen Gebieten erscheinen hier mächtige Orthocerenkalke, hell anwitternde, dunkle, plattige Kalke mit Orthocerenquerschnitten. Sie erreichen westlich Villeneuve, an der Straße 60 m Mächtigkeit. Nach den Erläuterungen liegen sie im hangenden Teil des Gotland. Meine Beobachtungen reichen zur Bestätigung dieser Angabe nicht aus. Abgesehen von diesen Orthocerenkalken herrscht hier die gleiche Ausbildung wie

im übrigen Gebiet. Als neuen Graptolithenfundpunkt erwähne ich das Bachbett des Courtals bei les Courtals, wo ich in einer schwarzen, färbenden Kalklinse *Monograptus* sp. und *Orthoceras dorulites* BARR. fand.

Zusammenhängende Profile durch das Gotland sind nirgends entblößt. Die eminente Spezialfaltung, eine Folge der leichten Beweglichkeit, verhindert auch die Beurteilung der wahren Mächtigkeit dieses Schichtkomplexes.

Die Ausbildung der Schichten schließt sich eng an das Gotland der Pyrenäen an. Auch das spärliche Gotland der Montagne Noire ist durchaus vergleichbar. In dem fast gänzlichen Fehlen der Kieselschiefer zeigt sich ein auffälliger Unterschied gegenüber den Gotlandprofilen, welche wir aus Thüringen, den Alpen und Sardinien kennen. In den Andeutungen einer mehr sandigen Fazies sehe ich schon Anklänge an die keltiberisch-katalanische Entwicklung. Auffällig ist der Fund von Mittel-Ludlow in den Schiefen von Pont d'Orbieu, das sonst in Frankreich durch Graptolithen noch nicht nachgewiesen ist.

4. Das Devon.

Das Devon des Massivs von Mouthoumet ist fast rein kalkig entwickelt. Mergel treten nur untergeordnet auf. Trotzdem ist die Faziesdifferenzierung recht beträchtlich. Wir können Gebiete mit großer Mächtigkeit und vorwiegenden Riffkalken von Gebieten geringerer Mächtigkeit und stärkerem Auftreten der Flaserkalke unterscheiden.

a) Das Devon von Montjoi.

In dem schönen und klaren Profil, welches man an der Straße von Montjoi nach Lanet mit ununterbrochenen Aufschlüssen kreuzt, hat das gesamte Devon eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1000—1300 m. Über dem Gotland folgt bei dem Ort selbst eine 15—20 m mächtige Platte von dunklem Riffkalk, welche steil in das Tal des Orbieu hinabzieht. Er wird überlagert von schwarzen; hell anwitternden Plattenkalken, in die sich gelegentlich Dolomite einschalten. Es folgen graue dichte Kalke darüber. Die drei Komplexe zusammen mögen 150 m Mächtigkeit umfassen. Höher hinauf wechsellagern helle, splittrige, dolomitische Kalke, welche an der Oberfläche dunkle Färbung annehmen, mit helleren Plattenkalken, in einer Mächtigkeit von 200—300 m. Vermutlich schon das Mitteldevon vertretend, stellen sich weiter oben mit unmerklichem Übergang Kalke mit Kieselknollen ein. Aus ihnen stammen

nach den Erläuterungen des Blattes Quillan (BRESSON 1906): *Helio-
lites porosa*, *Alveolites subaequalis*, *Favosites goldfussi*, *F. fibrosa*,
Cyathophyllum helianthoides, *Calceola sandalina* und *Phacops occi-
tanicus*. So weit man in dem sehr unübersichtlichen Gelände den
Schichten nachgehen kann, werden die Kalke mit den Kiesel-
knollen im Fortstreichen weithin durch helle, splittrige, dolomiti-
sche Kalke und Dolomite vertreten. Die Kieselkalke umfassen im
Profil von Montjoi ungefähr 250 m. Das höhere Mitteldevon be-
steht in einem 300—400 m mächtigen unregelmäßigen Wechsel
zwischen bunten Plattenkalken und dichten „Riffkalken“ (dolo-
mitisch, splittrig!). Meinen Begehungen nach finden sich die bunten
Plattenkalke dieses Niveaus in bedeutend stärkerem Maße westlich
von Montjoi. Vor allen Dingen die Profile in der Klamm des
Lavalete, nördlich der Farm les Fos zeigen sie fast überwiegend.
Hingegen trifft man weiter im Osten bei einer Begehung vom
Punkt 672 an der Straße Mouthoumet—Salza nach Vigneville
diese Gesteine nicht mehr an. Auch in dem Gebiet westlich der
Pech de Guilloumet und der Serre Mijanne scheinen sie ebenso zu
fehlen wie in den ausgedehnten Gebieten südlich Laroque-de-Fa
und Mouthoumet. Auch die Kieselkalke treten in diesen Gebieten
in auffälliger Weise zurück.

Das Hangende der Serie im Tal südlich Montjoi bilden schwarze
Plattenkalke mit dazwischengelagerten Mergeln, welche dem unteren
Oberdevon angehören, und erst rote, dann graue Tonflaserkalke, die
von der Kieselschiefer-Adinolserie des tiefsten Karbons überlagert
werden. Das gesamte Oberdevon hat hier 120 m Mächtigkeit. Es
hat in der ganzen Umrandung des Devons von Montjoi eine ähn-
liche Ausbildung. An der Montanet, westlich Palairac, scheint es
etwas mächtiger zu sein. Es ist meistens ein wenig mit den
hangenden Schiefeln verschuppt.

b. Das Devon der Deckschollen.

Über dem Gotland folgt bei Mouthoumet an der Straße zur
Pont de l'Orbieu eine wesentlich anders aufgebaute Serie. Im un-
gestörten Zusammenhang kann oberhalb der Brücke des ersten
größeren Seitentales unterhalb von Mouthoumet folgendes Profil
aufgenommen werden.

Hangendes: mit einer Ruschelzone beginnende rote, stark
tonige Mergelschiefer;
Helle, feste Plattenkalke 32 m;
Grauer, splittriger, massiger Kalk 28 m;
Knollige, graue Kalke 10 m;

Plattige, schwarze Kalke 15 m;
Liegendes: Gotland.

An der Straße weiter hinauf gegen Mouthoumet ist eine vollständige Übersicht nicht zu gewinnen, da mehrfach Querstörungen und Faltung, schließlich auch die Bedeckung durch die Kreide den Zusammenhang stören. An Gesteinen zeigen sich rote Flaserkalke, graue, splittrige, kristalline Knollenkalke, rote und schwarze Kalke³¹⁾. Eine Ergänzung dieses Profiles bietet die Klamm des Cantière, westlich des Nitable Roc's. Über dem Gotland liegen schwarze Plattenkalke, z. Teil Schwefelkies führend, mit dünnen Mergelzwischenlagen. Sie umfassen eine recht beträchtliche Mächtigkeit; sie war in der im April noch sehr wasserreichen Klamm schwer abzuschätzen, so daß die folgenden Mächtigkeitszahlen nur unter Vorbehalt beigefügt werden können. So halte ich die schwarzen Plattenkalke für 150—200 m mächtig. Es folgt roter Flaser- und Plattenkalk von 50 m Mächtigkeit, heller Plattenkalk mit 30 m Mächtigkeit und schließlich rote Flaserkalke mit Riffkalkbänken und roten Kalkmergeln, die insgesamt 150—200 m Mächtigkeit umfassen. Die Gesamtmächtigkeit dieser Serie beträgt also ungefähr 400—450 m; diese Zahlenangaben stimmen mit den aus den Profilen ablesbaren in großen Zügen überein. Am Südausgang der Klamm und gegen die Bergerie du Cayrol zu folgen helle, splittrige Kalke und ebensolche Dolomite, die nach der allgemeinen Profilrichtung das Hangende bilden. Es sind die Gesteine, welche den Nitable Roc aufbauen. Ihre Mächtigkeit mag um 200 m betragen. Da auch in der Klamm des Sou, nördlich des Nitable Roc, die bunten Plattenkalke unter die Riffkalke zu fallen scheinen, müssen diese wohl ins Hangende gehören. Fossilfunde wurden nicht gemacht, es bleibt daher ungewiß, wo in diesem Profil die Grenzen des Mittel- und Oberdevons zu suchen sind.

Eine ähnliche Serie treffen wir an der Pech de Guilloumet. Hier folgen auf der Südwestseite des Berges im Hangenden der überfahrenen Karbonschiefer 40 m bunte Flaserkalke, 30 m dünnplattige, schwarze Flaserkalke, 10 m Breccienkalk und schließlich recht mächtiger dickbankiger, dunkler, z. Teil dolomitischer Kalk, welcher zu zahlreichen Eisenschürfen Anlaß gab. Weiterhin, vor

31) In diesen schwarzen Kalken oder in dem darunter befindlichen 2 m starken Band schwarzer Schiefer suche ich den Fundpunkt der Goniatiten (*Manticoceras intumescens*), die in den Erläuterungen zu Blatt Quillan von hier angegeben werden.

allem gegen die Serre de Mijanne, nehmen die hellen, splittrigen Kalke und Dolomite große Teile des Profiles ein.

An der Südostspitze der Pech de Guilloumet erhält man einen guten Einblick in den Aufbau des Oberdevons, welches das Hangende dieser Serie bildet. Im Westteil über dolomitischen Kalken, im Osten direkt über den Karbonschiefern liegen dünnplattige, schwarze Kalke, welche das untere Oberdevon vertreten dürften. Sie sind gelegentlich von Verkieselungszonen durchzogen, welche die Platten senkrecht zur Schichtung durchsetzen. Auch Pyritknollen sind vorhanden. In dem sehr auffälligen Horizont der roten Kalkschiefer darüber fand ich Cheiloceren. Das Hangende, welches anscheinend etwas unregelmäßig von den Kieselschiefern überlagert wird, bilden graue und gelbe Flaserkalke. Die Serie hat 80 m Mächtigkeit.

Derselben Fazies gehört das Devon der Umgebung von Ville-neuve-les-Corbières, Cascastel und des Roque blanche an. Hier treten die Dolomite noch mehr zurück, wie überhaupt die ältere Serie an den Deckengrenzen stark abgeschert ist. Auch die Profile von les Courtals zeigen eine äußerst geringe Mächtigkeit des Devons bei starkem Überwiegen der Flaserkalke. Im Hangenden der Serie, auf dem Gipfel des Hügels 233 und im Fortstreichen dieses Kalkzuges finden sich an verschiedenen Stellen Goniatiten und Clymenien des höheren Oberdevons, sodaß die Schichtenfolge vollständig zu sein scheint (vgl. Abb. 26 S. 135).

c) Zusammenfassung.

Das Devon ist in zwei verschiedenen Entwicklungen vorhanden. In den Deckschollen der Guilloumet und des Nitable Roc trifft man vorwiegend Flaserkalke in Lagen, die dem Unter- und Mitteldevon entsprechen. Sie werden von Riffkalken überlagert, auf welche an der Guilloumet, am Roque blanche, im Tal des Valse das Oberdevon folgt. Die Gesamtmächtigkeit schwankt zwischen 200 und 600 m.

Andererseits finden sich in dem Devon bei Montjoi überwiegend Riffkalke. Gegen Westen stellen sich auch in dieser tektonischen Einheit im Mitteldevon bunte Platten- und Flaserkalke ein (Klamm bei les Fos). Die Mächtigkeit erreicht 1000—1300 m.

Die Entwicklung der Rifffazies gleicht im großen gesehen dem Devon der Montagne Noire. Vor allen Dingen die Kiesalkalke und die hellen splittrigen Riffkalke haben unmittelbare Parallelen. Auch die schwarzen Plattenkalke an der Basis können ohne weiteres mit Gesteinen ähnlicher Stellung und Ausbildung

in der Deckscholle bei Gabian verglichen werden. Hingegen hat die Fazies der höheren Decken kein Äquivalent in der Montagne Noire. Nach den Erläuterungen des Blattes Quillan finden sich die Kalke im Devon im Ostteil des Blattes in den Pyrenäen wieder.

5. Das Karbon.

Die Hauptmasse der Schiefer gehört dem Karbon an. Wir kennen diskordant aufliegendes Oberkarbon (Stefan) am Château de Ségure und in der Umgebung von Durban. Auf seine Bedeutung hat jüngst H. ASHAUER (1934, S. 8) hingewiesen. Unter dem Stefan liegt ein älteres, stärker gefaltetes Karbon mit Breccienkalken, Schiefeln und Sandsteinen. Die Erläuterungen geben darin Funde von *Sphenopteris* und *Archäocalamites*, von Crinoiden und Brachiopoden an. Die Grenze gegen das Devon bildet eine Kieselschieferserie, aus der *Goniatites* (= *Glyphioceras*) cf. *diadema* beschrieben wird.

a) Die Kieselschieferserie.

Aus dem Oberdevon entwickelt sich anscheinend mit einem langsamen und unmerklichen Übergang das Karbon. In die Flaserkalke, welche noch dicht unterhalb der schwarzen dichten Kieselschiefer z. B. an der Straße nach Salza Clymenien führen, schalten sich schwarze dichte Kieselgesteine mit Phosphoritknollen ein. Diese führen eine sehr schlecht erhaltene spärliche Fauna. Es gelang mir aus ungefähr 200 Knollen einen unbestimmbaren *Goniatiten* (*Agoniatites*?), 3 Lamellibranchiaten und einen Pflanzenrest zu gewinnen. Aus Gesteinen in gleicher Lagerung des benachbarten Ariège beschreibt DELÉPINE (1931, 1935) eine *Goniatitenfauna*, die auf das tiefste Visé hindeutet. Wir erkennen eine Schichtlücke an der Basis der Kieselschiefer. Weiter hinauf folgen wieder Kalke, Kalksandsteine und bunte Adinole. Die Mächtigkeit ist durchweg gering und schwankt zwischen 40 und 10 m. Als Beispiel mag das Profil dienen, welches ich an der Straße nach Mouthoumet östlich von Salza dort aufgenommen habe, wo sie den Kieselschieferzug westlich der Höhe 627 kreuzt (vgl. auch BRESSON 1903). Die Straße schneidet das Profil spießbeckig, doch gebe ich unten die wahre Mächtigkeit an.

Profil Ost-Salza.

Hangend: Schwachkalkige Schiefer	
1. Mergelige Knollenkalke	7 m
2. Gelbe Knollendolomite	gering mächtig
3. Schiefer und Kalksandsteine	1 m

4. Platten- und Flaserkalk	7 m
5. Gelbe feste Adinole mit Kalkknollen	1 m
6. Schwarzer Plattenkalk	5 m
7. Bunte Adinole und Kalke	2 m
8. Grüne, gelbe und rote Adinole	?5 m
9. Schwarze Knollenkalke mit Hornsteinen	1 m
10. Grauer Flaserkalk	1 m
11. Kramenzelkalk	5—6 m
12. Kieselschiefer mit Phosphoritknollen	4 m

Oberdevon: Flaserkalk mit Clymenien.

Im Aussehen gleichen die Flaserkalke 10 und 11 völlig den devonischen Goniatitenkalcken. Doch gelang es trotz aufmerksamen Suchens nicht, in ihnen irgendwelche Fossilspuren zu finden.

In den höheren Decken, z. B. an der Pech de Guilloumet, ist die Entwicklung etwas einfacher. Hier scheinen nur schwarze Kieselschiefer das Hangende des Devons zu bilden. Flaserkalke über den Kieselschiefern konnten weder hier noch in den Profilen der Gegend von Cascastel mit Sicherheit gefunden werden.

b) Die Karbonschiefer.

Aus den Kieselschiefern entwickelt sich unmerklich grauer, manchmal auch etwas grünlicher, schwach kalkiger Schiefer. Graue Kalksandsteine sind verhältnismäßig häufig. Nördlich der Alm du Cayrol am Nitable Roc sitzen in einem Quarzsandstein wohlgerundete Quarz- und Kieselschiefergerölle. Das liegende Karbon ist hier aufgearbeitet worden. Die gute Zurundung deutet auf einen weiten Transport. Westlich Palairac sind auch Flinzkalke den Schiefern eingeschaltet.

Der tiefere Teil der Karbonschiefer ist immer stark spezialgefaltet (vgl. Abb. 23). Die Sandstein- und Flinzkalklagen machen diese Faltung mit. Ganz anders verhalten sich die dicken Breccienkalke, welche auf der französischen geologischen Karte als „Poudingues“ ausgeschieden sind. Sie haben ein Bindemittel von dunkelgrauem sandigem Kalk; in ihm liegen in weiter oder dichter Packung kaum gerundete bis Kubikmeter große Brocken von Devonkalken, Kieselschiefern, Adinolen und nach der Angabe der Erläuterungen auch ein Granit. Ein weiter Transport kommt bei der ganzen Art des Sedimentes nicht in Frage. Die Breccienkalke liegen deutlich diskordant über dem Visé. In der Klamm des Lavalète, nordwestlich les Fos, überdecken sie am Westausgang die schwarzen Plattenkalke des Oberdevons mit einer Winkeldiskordanz von 10° im Transgressionsverband. Auf der Ostseite des Sattels sind Kieselschiefer und noch eine größere Mächtigkeit

von älteren Karbonschiefern zwischen das Oberdevon und die Kalkkonglomerate eingeschaltet. Auch sonst kann man beobachten, daß der Abstand der Breccienkalke vom Devon sehr stark schwankt. Über ihr wechselndes Verhalten geben auch die Profile westlich von Cascastel an der Straße nach Albas (vgl. Abb. 22) Auskunft (vgl. auch BRESSON 1908 Fig. 9). Die Mächtigkeit der Breccienkalke kann 100 m erreichen. Gewöhnlich beträgt sie 10—30 m.

Über den Breccienkalken stellen sich wieder die Schiefer und Sandsteine ein. Es ist bis jetzt noch nicht gelungen, die Serie über den Breccienkalken von der Serie darunter petrographisch zu trennen.

Während die französische Karte diese Serie als Unterkarbon angibt, möchte ich vermuten, daß wenigstens ein Teil der Schiefer über den Breccienkalken dem Namur angehört. Ich fand nämlich bei Lespinas an der Straße von Terrolles nach Missègre in einem braungelben Sandstein den gut erhaltenen Steinkern eines Mesokalamiten, und Mesokalamiten sind im Visé nur große Seltenheiten, hingegen im tiefen Namur verbreitet. Nehmen wir dazu noch die Fundangabe von *Sphenopteris*, die zum mindesten auf einen höher entwickelten Farn hindeutet und von *Cordaites* (ROUSSEL 1905), so wird die Vertretung von Oberkarbon noch wahrscheinlicher. Ferner fand ich in den Schiefen zwischen den Breccienkalken an der Straße von Mouthoumet nach Salza einen sehr schlecht erhaltenen Goniatiten. In seiner Begleitung traten schmale, langgestreckte Blattreste auf, die ich für Cordaiten hielt. Leider wurden die Stücke mit den Blattresten auf dem Transport völlig zerbrochen und zerrieben³²⁾. Von Funden, welche nicht zur Altersbestimmung beitragen, sei erwähnt ein *Spirifer* mit offenem Deltidium an der Pech Montaut, ferner Chonetiden, Crinoidenstiele und völlig verdrückte Brachiopoden in kalkigen, anscheinend etwas tuffigen Sandsteinen unterhalb des Pic de Gascaigne auf dem Kamm, wo das Fossilzeichen auf der geologischen Karte angegeben ist.

c) Zusammenfassung des Karbons von Mouthoumet und Vergleich mit dem der Nachbargebiete.

Das Karbon von Mouthoumet läßt sich in drei durch Gebirgsbildungen getrennte Serien zerlegen:

³²⁾ In der Umgebung von Felines treten recht häufig Kalke, welche Bryozoen führen, im Karbon auf, doch dürfte es sich hier um eingeschupptes Ordovizium handeln. An der Straße von Davejean nach Osten, wo sie den scharfen Knick gegen Norden macht, fanden sich in den Schiefen vom Karbontyp völlig ausgelaugte Korallenreste.

III. Serie: Stefan mit Kohlenflözen und Eruptiven. Es ist jünger als die Hauptfaltung und wird diskordant von Permotrias überlagert.

II Serie: 2. Schiefer und Sandsteine mit Mesokalamiten und Goniatiten.

1. Breccienkalke. Sie lagern diskordant auf älterem Visé bis Oberdevon und enthalten Gerölle von Devon und Karbon (Granit?).

I. Serie: 2. Schiefer, Flinzkalke und konglomeratische Sandsteine. Letztere enthalten das tiefere Visé aufgearbeitet.

1. Kieselschiefer mit goniatitenführenden Phosphoritknollen, Sand- und Flaserkalke. Sie liegen ohne merkbare Diskordanz dem Oberdevon auf.

Für die Serie I finden wir weithin vergleichbare Schichten. Kieselschiefer, Sand- und Flaserkalke kommen in gleicher Ausbildung fossilführend in der Montagne Noire und im Ariège vor, DELÉPINE (1935) und R. BÜHM (1935) beschreiben aus den Phosphoritknollen Goniatitenfaunen, die etwa dem Horizont von Erdbach-Breitscheid, also dem II γ der Einteilung von H. SCHMIDT, entsprechen. Sie werden in der Montagne Noire von Schiefen und Sandsteinen überlagert. Die Sandsteine führen Gerölle der Kieselschiefer. Über den Sandsteinen liegt eine jüngere Fauna, die *Goniatites granosus* enthält und dem jüngsten Visé (III γ) entspricht. Die Schiefer, welche diese Fauna führen, werden örtlich durch Brachiopodenkalke mit Korallen der *Dibunophyllum*-Zone vertreten. Im Ariège sind bei Mondette südlich St. Girons die gleichen Goniatiten 30 m über den Kieselschiefern gefunden worden (DELÉPINE 1935 b). Das Visé hat also nur eine ganz geringe Mächtigkeit. Die Gesteinsbeschreibungen der Schiefer von Mondette passen gut auf die tieferen Karbonschiefer von Mouthoumet.

Der Kieselschieferhorizont ist in den Ostpyrenäen weit verbreitet. Auf der Südseite dürfte er westlich von Canfranc auskeilen; nördlich dieses Ortes ist er noch durch eine Phosphoritknollenlage im Liegenden der II γ -Kalke angedeutet (H. SCHMIDT 1931). Auf der Nordseite findet er sich noch weiter westlich auf dem Bl. St. Jean-Pied-de-Port (DELÉPINE, DUBAR & LAVARDIÈRE 1931, DELÉPINE 1935 b). Er wird hier von Schiefen mit der Fauna von Mondette überlagert. Die Schiefer haben eine Gesamtmächtigkeit von 45 m. Sie werden von namurischen Schiefen mit *Eumorphoceras bisulcatum* GIRTY überlagert.

Im Süden der Pyrenäen ist die Kieselschieferfazies des tieferen

Tabelle des Karbons der Pyrenäen

	Nördliches Vorland		Pyre	
	Montagne Noire	Mouthoumet	Lauribar	Canfranc
Stefan	Kohlenführende Schichten	Kohlenführende Schichten mit Eruptiven	Kontinental	Schiefer mit <i>Proshumardites</i>
Asturische Faltung	Konkordanz	Hauptfaltung	Hauptfaltung?	Konkordanz
Westfal	(Gardbecken)	?	Kalke	Schiefer u. Grauwacken mit Goniatiten. Unteres bis höchstes Westfal
Namur	—	Schiefer u. Sandsteine m. Mesokalamiten (marin!)	Schiefer mit <i>Eumorphoceras</i>	Kalke?
„Obervisé“	?	Breccienkalke	?	?
„Sudetische“ Faltung	Hauptfaltung (ev. etwas jünger)	Merkliche Diskordanz	?	Konkordanz
Visé	3. Schiefer und Brachiopodenkalke (3 γ) 2. Sandsteine und Schiefer mit Archäokalamiten und Phillipsien (3 ?)	2. Schiefer und Sandsteine mit Archäokalamiten	2. Schiefer mit Goniatiten (3 γ) (Fauna von Mondette 45 m)	2. Dunkle Kalke mit Goniatiten (3 γ)
	1. Kieselschiefer-Sandkalkserie (2 γ)	1. Kieselschiefer-Flaserkalk-Serie	1. Kieselschiefer-Flaserkalk-Serie	1. Phosphoritknollen
Bretonische Faltung	Schwache Diskordanz	Konkordanz, Lücke	Lücke	Lücke
Liegendes	Verschiedene Stufen d. Oberdevons	Clymenienkalk	Oberdevon	Oberdevon

und ihres Vorlandes

näen		Südliches Vorland		
Aguiro	Ostpyrenäen	Monseny	Barcelona	Priorat
Kontinental mit Eruptiven	Kohlenführende Schichten mit Eruptiven	—	—	—
Konkordanz	Hauptfaltung	Hauptfaltung	Hauptfaltung	Hauptfaltung
Kohlenführende Schichten	?	?	?	?
?	Grauwacken?	Tonschiefer?	—	Tonschiefer und Grauwacken
?	Grobe Konglomerate	Kalkkonglomerate mit <i>Glyphioceras</i>	Konglomeratische Grauwacken	Grauwacken und Konglomerate
Hauptfaltung (ev. etwas jünger)	Merkliche Diskordanz	Konkordanz	Konkordanz	Synorogene Diskordanz
Visé ungliedert	2. Dunkle Schiefer m. <i>Dictyodora liebeana</i>	2. Rote Schiefer	2. Graue Schiefer m. <i>Posidonia</i> 2b. Rote Schiefer (3γ), 2a. Rotbraune Kalke	—
	1. Kieselschiefer und Kalke mit <i>Glyphioceras striatum</i>	1. Kieselschiefer	1. Kieselschiefer	(Kieselschiefer)
Lücke	Schwache Diskordanz	Diskordanz und Lücke	Kräftige Diskordanz	Diskordanz
Oberdevon	Verschiedene Stufen des Oberdevons	Gotland	Mitteldevon bis Gotland	Gotland

Visé im ganzen Katalonischen Küstengebirge entwickelt. Nach DELÉPINE (1935b, S. 187) entsprechen die Schiefer vom Papiol dem jüngeren Fossilhorizont der Pyrenäen (III γ !). Die Kieselschiefer liegen bei Barcelona diskordant über Untersilur bis Mitteldevon (SCHRIEL, 1929, S. 33). Sie lassen sich bis in das südliche Priorat verfolgen. In Asturien liegen Flaserkalke, welche dem höheren Visé entsprechen, transgressiv auf Ordovizium bis Oberdevon (DELÉPINE 1928). Sie dürften schon unserer Serie II entsprechen.

Die Serie II mit ihrem Breccienkalke ist bisher nur in den Ostpyrenäen und im Katalonischen Küstengebirge gefunden worden. Bei Canfranc sind die entsprechenden Schichten nicht mehr konglomeratisch entwickelt (H. SCHMIDT 1930, S. 55 ff. und S. 61 ff.).

Aus den südlichen Ostpyrenäen erwähnt BOISSEVAIN (1934) Konglomerate über Kieselschiefern und Kalken mit *Goniatites striatus* (vgl. DELÉPINE). Sie enthalten Gerölle von Quarz, Quarzit, Kalk und Kieselschiefer. Wichtig ist, daß auch noch Gneise, Quarzporphyre, Aplite und feinkörnige Granite gefunden worden sind, welche in den entsprechenden Breccienkalken von Mouthoumet fehlen oder zum mindesten recht selten sind. Die Breccienserie gehört hier noch dem Visé an. Gleiches müssen wir für die Breccienkalke von Mouthoumet annehmen.

Von Isobol (ostwärts von Seo de Urgel) beschreibt H. SCHMIDT (1930, S. 6) ein „Kulmkonglomerat“, das direkt auf den *Cheiloceras*-Kalken liegt, aber auch bis auf Gotland übergreifen soll. Nach seinen Textbeschreibungen liegen Schiefer mit *Dictyodora liebeana*, WEISS im Hangenden der Konglomerate. Sein Profil (H. SCHMIDT 1930, Abb. 3, S. 6, linke Hälfte) zeigt, daß die Konglomerate jünger als der Kieselschieferhorizont sind. Nach dem Profil können sie auch jünger als die Grauwacken mit *Dictyodora* im dritten Graben sein. Wir sehen also auch hier wieder zwei Serien im Karbon, wie sie nur wenig weiter im Osten von BOISSEVAIN beschrieben worden sind.

Im Monseny-Gebirge konnte ASHAUER (ASHAUER u. TEICHMÜLLER 1935, S. 15) ein sehr vollständiges Profil durch die Serie II aufnehmen. 80 m dunkle Tonschiefer mit glimmerig-sandigen Lagen liegen über etwa 40 m Sandsteinen und Grauwacken. Darunter folgen ungefähr 50 m Kalkkonglomerate, Geröllschiefer, Sandsteine und Grauwacken. Im Hangenden Teil der unteren 50 m kommt eine dünne Kalkbank mit *Glyphioceras* sp. vor. Leider ist diese Versteinerung nicht aufbewahrt, sodaß eine Bestätigung durch neue Funde abzuwarten bleibt, ehe man das Alter der Serie II eindeutig bestimmen kann. Die Geröllführung ist die gleiche wie

in den entsprechenden Konglomeraten der Ostpyrenäen. Unter diesem Profil liegen Tonschiefer der Serie I.

Konglomerate, Grauwacken und Schiefer, die der Serie II entsprechen dürften, bilden auch die Hauptmasse der Gesteine des Priorat. Sie führen *Dictyodora liebeana* (SCHRIEL 1929, S. 12). Ihre tieferen Teile sind nach ASHAUER noch in das Visé zu stellen; sie dürften bis in das Namur hineinreichen. Die Schichten des Priorat haben demnach einen ähnlichen stratigraphischen Umfang wie die Serie II von Mouthoumet.

Nach ASHAUER (α TEICHMÜLLER 1935, S. 31) nimmt im Katalonischen Küstengebirge die Größe der Gerölle an der Basis der Serie II gegen Norden zu; er schließt deshalb mit Recht auf eine Herkunft aus noch weiter nördlich gelegenen Gebieten. Nach ihm können die Kristallingerölle entweder aus der Zentralzone der Ostpyrenäen selbst oder aus dem Zentralplateau stammen. Zwischen beiden Gebieten liegt das Massiv von Mouthoumet; hier fehlt die kristalline Komponente in den gleichalterigen Konglomeraten, die wir bei einer Herkunft aus dem Zentralplateau noch stärker vertreten finden müßten als in den südlichen Ostpyrenäen. Wir können deshalb mit einiger Wahrscheinlichkeit die Herkunft der Gerölle aus dem Zentralplateau ausschließen und müssen sie von einem Hochgebiet in den Ostpyrenäen, bzw. in den östlich anschließenden Gebieten des Mittelmeeres herleiten.

Die Serie III zeigt das Stefan in der gewöhnlichen Ausbildung der Ostpyrenäen. Die Beschreibungen von H. SCHMIDT (1935, S. 9—10) können wir auch auf das Stefan von Château Ségure übertragen. Westlich der Pallaresa liegt in den Südpynäen bei Aguiro noch Westfal konkordant unter dem Stefan. Die Hauptfaltung ist hier sicher sudetisch. In Verallgemeinerung dieses Profils hat ASHAUER dem gesamten Bau der Ostpyrenäen ein sudetisches Alter zugeschrieben. Dies trifft zum mindesten für Mouthoumet und die Gegend westlich der Esera (P. MISCH 1934, S. 5), wo Namur bzw. Westfal diskordant unter dem Stefan liegen, nicht zu. Wie weit bei Isobol die Hauptfaltung sudetisch ist, bleibt noch zu klären. Der namurische Anteil an der Serie II müßte dann fehlen; sonst kommt noch asturische Faltung in Frage; das Westfal wäre dann unter der Diskordanz zu erwarten.

Wir können also feststellen, daß allgemein in dem Raum zwischen der Montagne Noire und Keltiberien ein älteres Visé vorhanden ist, welches die Stufen II γ —III γ umfaßt. Es liegt in der Montagne Noire, in den südlichen Ostpyrenäen und südlich vom Monseny diskordant auf älteren Gesteinen — wohl infolge

von Bewegungen aus einer jüngeren Unterphase der bretonischen Faltung. Bewegungen innerhalb des Visé, die vor dem III γ erfolgten, und bei denen II γ schon aufgearbeitet wurde, deuten sich in konglomeratischen Sandsteinen im Norden der Pyrenäen an. Eine noch jüngere Bewegung ist von stärkerem Ausmaß und macht sich vor allem im Massiv von Mouthoumet und in den Ostpyrenäen in deutlichen Diskordanz zwischen der Serie I und II bemerkbar. In den Geröllen, welche nach dieser Faltung entstanden, sind das ältere Visé, Devon, Ordoviz und Kristallin nebst Graniten festgestellt worden. Über den Konglomeraten, bzw. über der Diskordanz selbst soll noch *Glyphioceras* gefunden worden sein. Da das III γ wahrscheinlich schon unter der Diskordanz liegt, würde die Faltung noch soeben in das Visé hineingehören. Nach der Faltung geht die Sedimentation weiter und umfaßt auch noch örtlich wenigstens das Namur (Mesokalamiten!). Bisher hat man die Diskordanz zwischen der Serie I und II ganz allgemein auf die bretonische Faltung bezogen; da die Bewegung aber zweifellos jünger als die Hauptmasse des Visé ist, wird man sie am besten zur sudetischen Faltung stellen. Wenn durch neue Funde von *Glyphioceras* sich das Visé-Alter der Serie II bestätigen sollte, so läge hier eine Faltung vor, die ein wenig älter ist als die sudetische, welche wir zwischen Ober- und Unterkarbon stellen. KEGEL (1927) hat hierher gehörige schwache Diskordanz aus der Gegend von Gießen im Rheinischen Schiefergebirge beschrieben³⁴). Die Faltung läßt sich aber zwanglos mit der sudetischen vereinigen, wenn man die ganze Serie II zum Oberkarbon rechnen würde. Bis zur Entscheidung über das Alter müssen wir die Zurechnung noch offen lassen.

6. Zusammenfassender Überblick und das Alter der Faltungen.

Überblicken wir die Gesamtheit der Schichtenfolge, so zeigt es sich, daß wir, entsprechend der Entwicklung der Montagne Noire, vom Kambrium bis in das tiefere Ordovizium die typische Randfazies einer Geosynklinale mit mächtigen Schiefen, unreinen Sandsteinen, Quarziten und zurücktretenden Kalken vor uns haben.

³⁴) In die gleiche Phase können wir die Diskordanz zwischen dem Obervisé des Morvan und der bisher als Tournai bezeichneten Serie stellen; denn dies Tournai umfaßt noch Teile des Visé unserer Serie I und ist noch mitgefaltet. Auch die Verhältnisse in Sachsen, wo das Obervisé von Hainichen über einem älteren Bau transgrediert, an dem noch das Visé beteiligt ist, könnten durch die Annahme einer solchen Phase geklärt werden.

Mit scharfer Änderung beginnt der reine Caradoc-Sandstein. Hier spüren wir die letzten Auswirkungen der von H. SCHMIDT (1931 S. 67) in den Pyrenäen bei Vilamur festgestellten Vorcaradoc-Faltung. Die Profile im Massiv von Mouthoumet sind zu gestört, um eine eventuelle synorogenetische Bewegung dieses Alters erkennen zu lassen.

Das Gotland entwickelt sich ohne jeden Hiatus aus dem Ordovizium, so daß wahrscheinlich zwischen beiden Formationen keine irgendwie geartete Bewegungsphase liegt. Hingegen ist die Grenze Gotland-Devon immer recht scharf. Auch fehlt im westlicheren Teile nördlich von Bouissé das Gotland. In den Erläuterungen wird daraus der Schluß auf schwache Bewegungen gezogen. Doch scheint das wenige, was ich an Profilen sah, die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß eine tektonische Unterdrückung des Gotland vorliegt.

Die Serie des Devons zeigt die kalkige, böhmisch-alpine Entwicklung, welche auch in der Montagne Noire allein herrschend ist. Die Mächtigkeiten sind in den tieferen Decken recht erheblich. Doch kann man kaum von einer eigentlichen Geosynklinalentwicklung sprechen. In den höheren Decken ist das Devon gering mächtig.

Die Grenze Devon-Karbon ist nicht merkbar gestört. Eine beträchtliche Schichtlücke umfaßt die Zeit der bretonischen Faltung. Ob schwache Bewegungen eingetreten sind, ist einstweilen nicht zu entscheiden. Die konglomeratischen Sandsteine würden auf eine jüngste bretonische Faltung hinweisen. Die erste, etwas bemerkenswertere Faltung fand vor der Ablagerung der Kalkbreccien statt. Ist deren Altersbestimmung als Namur richtig, so haben wir es vermutlich mit der sudetischen Faltung zu tun. Diese Faltung noch den bretonischen Faltungen zuzurechnen, ist wohl nicht möglich. Die Kieselschiefer gehören schon in das Visé und sind in der höheren Serie wieder aufgearbeitet. Aus der Gesamtverbreitung dieser Konglomeratserie ist zu ersehen, daß ihr tiefster Teil noch in das Visé gehört. Die Bewegung ist in einer Vorphase zur sudetischen Faltung erfolgt.

Doch auch diese Faltung ist nur eine kurze Unterbrechung der Sedimentation. Die Hauptfaltung erfolgte zwischen den Schiefen über den Kalkbreccien (Namur) und dem Stefan von Château Ségure und Durban. Allerdings transgrediert das Stefan auf den kambrischen Schiefen, welche deckenartig auf das tiefere Karbon geschoben sind, und kommt so nicht direkt mit dem Namur in Berührung. Die Faltung ist als asturisch oder vorwestfälisch

zu bestimmen. Auch letztere Deutung hat einige Wahrscheinlichkeit für sich, da in den benachbarten Ostpyrenäen das Westfal immer konkordant mit dem Stefan verbunden ist. Eine Entscheidung ist einstweilen unmöglich.

B) Der Aufbau des Massivs.

1. Die Stellung des Massivs im Nachvariszikum.

(Abb. 19).

Jede Erörterung eines variszischen Bauplanes muß zuerst die jüngern, alpidischen Einflüsse vom älteren Bau abtrennen. In unserem Fall ist dieser Einfluß nicht gering. Wir können drei Formen der alpidischen Einwirkung auf das Massiv von Moutoumet unterscheiden:

1. Unbedeutende Aufschiebungen gegen Norden.

Sie sind die letzten Auswirkungen der von Süden andrängenden Pyrenäen und entsprechen bei geringeren Ausmaßen etwa der Aufschiebung am Pic de Bugarach. Innerhalb des Paläozoikums äußern sie sich vor allem in Verstellungen der Achsen.

2. Brüche mit einem Streichen N 18—30° O.

Sie sind deutlich jünger als die Überschiebungen des alpidischen Baues und verwerfen auch die variszischen Deckenbahnen (Abb. 19 und 22).

3. Eine bedeutendere Überschiebung aus der SE-Richtung im Osten des Massivs.

Ob diese Überschiebung, deren Erscheinungsformen auf S. 133 ff. beschrieben werden, noch ganz der alpidischen Tektonik zuzählen ist, kann etwas zweifelhaft erscheinen. Sie beginnt mit geringen Störungsausmaßen in der Gegend von Maisons. Nordöstlich des Ortes liegt an der Straße nach Tuchan eine Bergerie; von ihr gegen Süden gelangt man aus dem Paläozoikum in Trias und Jurakalke. Auf sie sind mit steil gegen SE einfallender Bahn die alten Schiefer geschoben, die das liegende dieser weiter unten mit A bezeichneten Überschiebung bilden. Das Mesozoikum ist bis gegen den Col Lemercier in der gleichen Lage zu verfolgen. Daß an der Überschiebung noch alpidische Bewegungen stattgefunden haben, kann hier nicht geleugnet werden.

Verfolgen wir sie weiter gegen NE, so gelangen wir über Quintillan und Villeneuve an den Massivrand südlich von Durban. Hier klingt nach den Untersuchungen von BARRABÉ (1929, 1933) die Decke der Corbières aus. Wir werden wohl nicht fehl gehen, die Überschiebung A entweder als die Fortsetzung dieser Decke

anzusehen oder sie auf eine entsprechende Ausgleichsbewegung im Untergrund zu beziehen. Sie gehört sonst bis zum Beweise des Gegenteiles der alpidischen Ära an.

Zu den Störungen der ersten Art gehört der Nordrand des Massivs; an ihr ist das Paläozoikum auf das Mesozoikum und das Tertiär des Beckens von Carcassone geschoben. Infolge der Überschiebung fallen alle Achsen im Massiv gegen S ein. Die gleiche Entstehung hat wohl die Überschiebung, die südlich Missègre Devon über Karbon bringt³⁵⁾. Eine bedeutendere Störung dieses Systemes zieht von Couiza bis in die Gegend von Albières und bringt das Paläozoikum unter der Kreide noch einmal an die Oberfläche.

In das Streichen dieser Störungen gehören wohl noch liegende Falten in der Kreide nördlich des R. de Lavalète, die gegen SE gerichtet sind. Sie hängen wohl mit dem kleinen Kreidegraben von Alet zusammen.

Die Brüche, welche vor allem die Gegend von Mouthoumet und Laroque-de-Fa beherrschen, machen sich auch in der Morphologie bemerkbar. An der Ostseite einer dieser Störungen liegt südlich von Mouthoumet die allgemeine Hochfläche um 100—200 m höher als auf der Westseite. Weitere Brüche mit dem Streichen N 30° E zerstückeln die Decke II (s. u. S. 128 ff. und Abb. 19 u. 23). Besonders gut sind diese grabenähnlichen Einbrüche bei Bar de Grande und von dort gegen Süden, östlich des Milobre de Massac zu verfolgen. Das ganze Tal ist ein Grabeneinbruch, in dem bei Caraguel Keuper und Carniolas, weiter gegen S nur noch Keuper liegt. Die östliche Randstörung ist mehrfach aufgeschlossen und fällt mit 80—60° gegen WNW ein; die westliche steht meist steil³⁶⁾.

35) BRESSON (1903 Fig. 3) zeichnet hier eine einfache Mulde. Die Aufschiebung des südlichen Teiles ist aber an den Wegen südöstlich Missègre mehrfach zu erkennen.

36) Das Bl. Quillan gibt nur weiter westlich bei Espinassol einen schmalen Streifen von Keuper zwischen Devondolomiten an. Der Keuper geht aber ganz regelmäßig in Carniolas über, die von Kreidekalken der Höhe 789 west Milobre de Massac überlagert werden. Es liegt hier keine große Störung vor, wie man aus dem Kartenblatt schließen müßte, sondern ein Teil der „Devonkalke“ gehört ins Mesozoikum.

2. Der Deckschollenbau der Umgebung von Mouthoumet.

(Vgl. Abb. 19, 20 und 27.)

Geht man von Pont de l'Orbieu nach Mouthoumet hinauf, so gelangt man bald aus den Breccienkalken des höheren Karbons in das graptolithenführende Gotland. Die Störung fällt — nach ihrem Einspringen am Grunde des Tales zu urteilen — sehr steil gegen Osten ein. Wir können sie von hier gegen Osten und Norden bei schlechten Aufschlüssen auf der Hochfläche weiter verfolgen. In der Klamm des Cantière und den Nebenbächen ist sie besser zu erkennen. Sie fällt hier mit 10–20° gegen SE ein. An den Westhängen des Nitable Roc's kann man das Gotland wiederfinden. In den Abhängen gegen die Klamm des Sou verschwindet es und bunte Devonplattenkalke legen sich direkt auf das Karbon. Die Störung liegt in der Klamm selbst außerordentlich flach; die Fallrichtung wechselt zwischen Ost und West. Gegen die Serre de Termes steigt die Überschiebungsbahn wieder an und ist schließlich nordöstlich der Straße Termes-Col de Bedos um die Höhe 538 herum zu verfolgen. Hier erkennt man deutlich, daß das Gotland auf dem Karbon schwimmt.

Die Störung am NW-Rand der Devonkalke des Nitable Roc's verbindet sich also mit der Störung des SE-Randes. Von der Bergerie la Serre über die Klamm des Sou bis gegen die Bergerie du Cayrol fällt das Karbon mit zwischen 60 und 20° schwankenden Winkeln unter die Devondolomite des Nitable Roc's. Eine gewisse Komplikation zeigt die Klamm des Sou. Am Eingang der Klamm fallen nämlich Oberdevonflaserkalke ohne Störung mit 60° unter das Karbon ein. Es folgen die massigen dolomitischen Kalke des tieferen Devons. Eine normale Schichtenfolge liegt vor. Erst weiter im Inneren der Klamm treffen wir die Störung an; die Dolomite des Devon werden diskordant von gänzlich verruscelten Karbonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten abgeschnitten, denen auch etwas Gotland beigemischt ist. Diese Schmierzone liegt an der Basis der 60° gegen NW einfallenden Störung. Gegen den oberen Teil des Hanges legt sich diese Störung etwas flacher. Der ganze langgestreckte Zug von der Serre de Termes bis gegen Mouthoumet muß also auf dem Karbon schwimmen. (Abb. 19.)

BRESSON (1908 Fig. 2) hat ein Profil durch den Nitable Roc gegeben. Es stimmt sehr wenig mit meinen Befunden überein. Zwar hat er die Störung an der NW-Seite richtig eingezeichnet, wenn auch an Stelle seines d5 Gotland zu setzen ist. Hingegen ist seine Deutung der SE-Seite mit einer Mulde aus Karbon zwischen den Devonkalken unhaltbar. Schon er zeichnet d3–1 über Karbon und kann für die verbindende Linie, welche den Sattel darstellt, keinerlei Beweise

bringen. Entscheidend für die Annahme einer Deckscholle ist der Ausstrich an der Serre de Termes und der Nachweis von Gotland an der Basis der Masse des Nitable Roc.

Der innere Bau dieser Deckscholle ist nicht ganz einfach. An der Straße Pont de l'Orbieu-Mouthoumet sahen wir das Gotland normal von gering-mächtigen Riffkalken, bunten Platten- bis Flaserkalken und Kalkschiefern überlagert. In der Klamm des Cantière fallen im N-Teil die Plattenkalke mit 20° nach SE. Das Fallen wird rasch steiler und schließlich sogar überkippt. Es bildet sich eine Art Kniefalte heraus. Im Muldenkern derselben stecken die hell anwitternden Dolomite des Nitable Roc's, die hier also ein verhältnismäßig hohes Niveau einnehmen. Weiterhin gegen die Serre de Termes scheint der Bau wieder etwas einfacher zu werden. An der Straße von Termes erkennt man schließlich einen flachen Muldenbau, den auch BRESSON auf seinem Profil darstellt.

In der Fortsetzung dieser Deckscholle gegen SW fehlen die bunten Plattenkalke, und die Dolomite des Nitable Roc's werden allein herrschend. Südlich der Bergerie du Cayrol streichen die von Karbonkonglomeraten unterlagerten Dolomite, welche die Fortsetzung des Nitable Roc's bilden, in die Luft aus. Mit einem immer schmaler werdenden Zwischenraum setzen die Dolomite in der Kuppe westlich des Punktes 500 in gleicher Weise auf dem Karbon schwimmend wieder ein. Auch hier kann man die Störung rund um die Kuppe verfolgen. Ihr SE-Rand verläuft gegen die Straße Mouthoumet—Laroque-de-Fa, wo Karbonschiefer an der Kurve nordöstlich Punkt 605 unter den Devondolomit fallen. In gleicher Weise kommen sie südlich des Punktes 605 und als Fenster südlich Punkt 639 noch einmal heraus.

Östlich der Serre de Termes bilden Devondolomite den Kamm des Baillot. Ihr NW-Rand ist wieder eine Überschiebung, wie man an der Bas Menou im Tal des Libre und von dort gegen SW erkennen kann. An der Bas Menou und gegen NE liegt Gotland an der Überschiebungsbasis. Der SE-Rand des Devonstreifens des Baillot ist eine steile Störung, welche die Überschiebungsbahn verwirft. Nur am Gipfel des Baillot selber ist noch ein kleiner, schmaler Streifen des Devondolomites mit unterlagerndem Gotland auf der Ostseite der Verwerfung erhalten, welcher flach auf dem Karbon liegt.

Im Tal des Libre ist die steilgestellte Überschiebung aufgeschlossen. Gleich nördlich des Flusses ist die Störung mit 60° NW-Fallen in einem prächtigen Aufschluß zu sehen. Der Karbonstreifen des Halbfensters geht rasch zu Ende und die Störung am



Abb. 19. Geologische Skizze des Massivs von Mouthoumet.

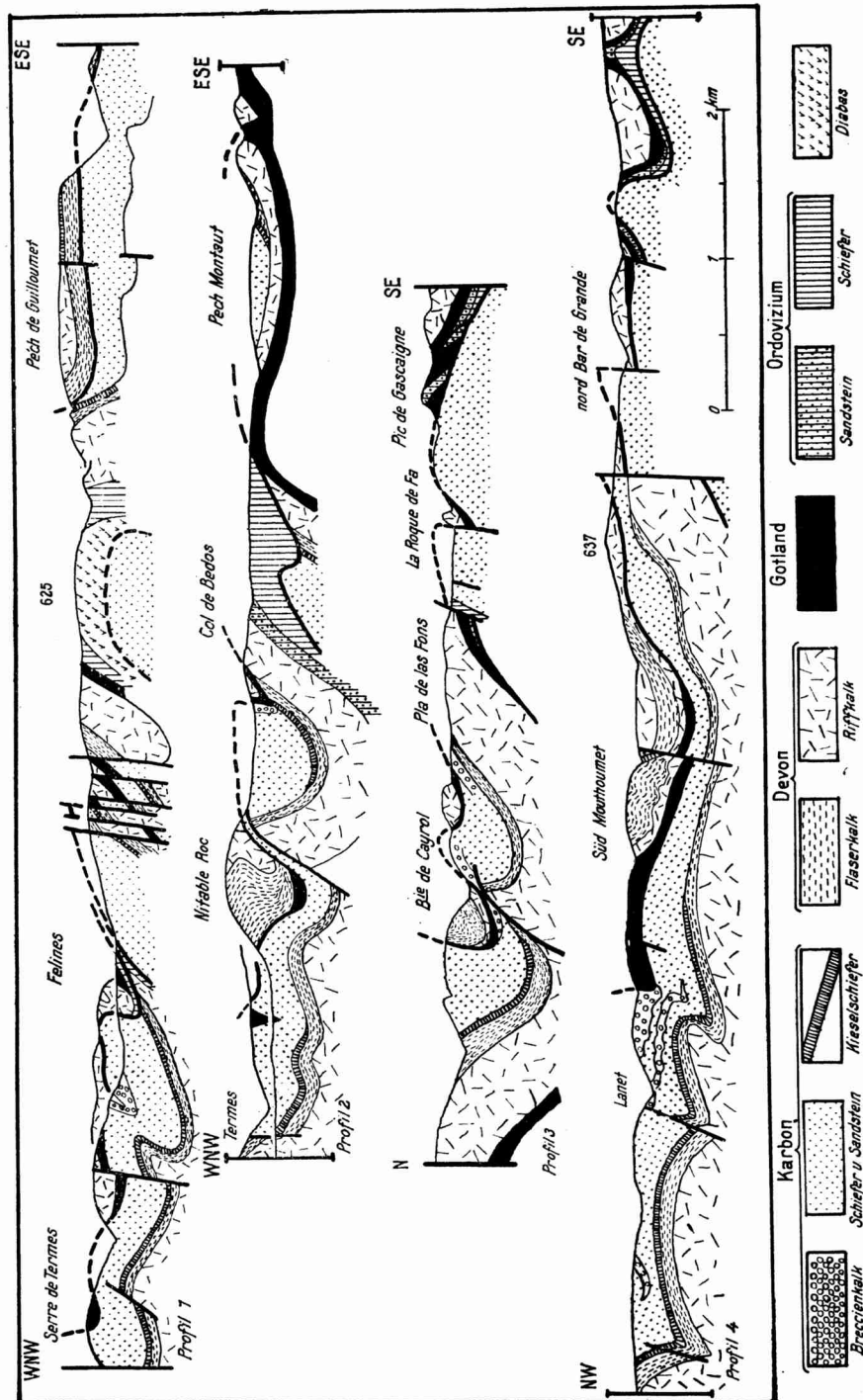


Abb. 20. Profile durch die Mitte des Massivs von Mouthoumet.
Die Lage der Profilinien ist auf Abb. 27 angegeben.

Fuß des Baillot kann man westlich der Höhe 450 bis in die Klamm des Libre bei Felines verfolgen. Beim Durchschreiten der Klamm erkennt man die steile Muldenstellung des Devonstreifens. Auf der Höhe gegen den Punkt 450 zu sind Plattenkalke in die Dolomite eingeschaltet, welche nicht bis in das Tal hinunter reichen³⁷⁾.

Auf der Seite von Felines stehen am Ausgang der Klamm gotlandische Schiefer und Kalke in wirrer Lagerung, erst steil, dann flacher fallend an. Sie werden von Gesteinen des Caradoc unterlagert, die ihrerseits auf die Karbonschiefer von Felines geschoben sind. Die Überschiebung ist sicher eine bedeutendere Störungsfläche, denn das Karbon ist regelrecht durchspickt mit Linsen von Caradockalken und anderen älteren Gesteinen, die nur tektonisch hineingelangt sein können. Hier streicht also die Überschiebung an der Basis der Deckscholle wieder in die Luft aus. Für die von BRESSON (1908 Fig. 12) eingezeichnete Sattelbiegung ist kein Beweis vorhanden.

Von der Klamm des Libre westlich Felines gegen SW ist der NW-Rand der Devonmasse bis gegen die Straße Termes-Col de Bedos wie bisher eine Überschiebung mit wechselndem, meist mittlerem Fallen gegen SE. Der auf der geologischen Karte angegebene schmale Devonstreifen östlich des Baillot, der vom Punkt 450 die Devonmassen verbindend gegen SW zieht, ist in dieser Form nicht vorhanden. Es sind einzelne tektonisch eingeklemmte Kalklinsen, bei denen es offen bleibt, ob es sich um von oben eingespießte Reste der Decke handelt, oder ob es Kalke in der Begleitung der Breccienkalke sind. Auch eine Durchspießung von unten herauf wäre möglich.

Südlich der Straße vom Col de Bedos komplizieren sich die Verhältnisse. An der Alm Mège und bei Pla de las Fons kann man deutlich sehen, wie sich auf die Devondolomite des von uns aus der Gegend von Felines bis hierher verfolgten Zuges normal Oberdevonkalke legen, auf welchen schließlich Karbonkonglomerate normal und ohne Störung transgredieren. Hier ist also keine Überschiebung vorhanden. Das Profil entspricht dem der Klamm des Sou am Fuß des Nitable Roc's. Nimmt man das Profil von Mège gegen NW genau auf, so stößt man nach einigen 100 Metern auf Linsen der schwarzen färbenden Gotlandgesteine. Dieser Zug zieht sich, allmählich an Deutlichkeit gewinnend, in die Devondolomite

37) Das Profil von BRESSON (1908 Fig. 12) gibt zwar die innere Tektonik des Karbon ungefähr richtig wieder. Seine Zeichnung der Grenzen des Devon ist aber unrichtig, wie sich aus dem Vergleich mit obigen Angaben ergibt.

hinein. Er ist an der Straße Col de Bedos-Termes ungefähr 600 m westlich des letzt genannten Punktes, ehe die Straße nach NE einschwenkt, inmitten der Devondolomite deutlich aufgeschlossen. Die Liegendgrenze: Gotland-Devondolomit fällt mit 40° nach NW ein. Der anscheinend einheitliche Zug der Devondolomite von Felines gegen den Col de Bedos ist also durch eine Überschiebung zweigeteilt. Die Überschiebung, welche einheitlich mit SE-Fallen den NW-Rand des Zuges bildet, taucht an dem Gotlandstreifen mit NW-Fallen wieder heraus. Unserer Deckscholle gehört also von dem Straßenprofil nur der Teil nordwestlich des Gotlands an. Der Teil südwestlich des Gotlands ist derselbe, der an der Alm Mège normal unter das Karbon der Deckenunterlage fällt.

Überblicken wir jetzt die geschilderte Überschiebungsfläche insgesamt, so erkennen wir, daß sie recht intensiv gefaltet ist. In dem Zuge Mouthoumet-Serre de Termes bildet sie eine Deckenmulde mit steilem NW-Flügel, flacher Basis, und mittelsteilem SE-Flügel. Am Baillot stellt sie — von der streichenden Verwerfung abgesehen — gleichfalls eine Mulde dar. Ihr entspricht das erneute Eintauchen der Überschiebung westlich vom Punkt 500 an der Bergerie du Cayrol. Es folgt ein Deckensattel, der im Tal des Libre besonders gut entblößt ist. Den Abschluß bildet die Deckenmulde, welche wir westlich Felines erkannt haben, die südlich der Straße vom Col de Bedos ausspitzt, und deren letzte Ausläufer die Gotlandlinsen im Karbon, westlich der Alm Mège sind.

Die Decke schwimmt deutlich diskordant auf ihrer Unterlage. In der Klamm des Cantière berührt sie im NW fast die Devonkalke. Bei Pont de l'Orbieu ist sie mehrere Kilometer von ihnen entfernt, an der Serre de Termes hinwiederum recht genähert. Am Baillot liegt sie mitten im Karbonschiefer, um westlich des Col de Bedos direkt Devonkalke zu berühren. Es kann sich hierbei um Reliefüberschiebungen oder um tektonisches Verdrücken der verhältnismäßig beweglichen Karbonschiefer handeln.

Es ist von Interesse und Wichtigkeit, daß in der Deckscholle im Zuge Mouthoumet-Serre de Termes eine dem Devon der Unterlage vollständig fremde Fazies auftritt, welche den Bearbeiter des Blattes Quillan veranlaßte, in dem ganzen Zuge nur Oberdevon zu sehen. Leider verwischen sich diese Unterschiede im Ostteil des Massivs, weil die Devondolomite des Nitable Roc — wohl in Folge ihrer größeren Steifheit — die Überschiebungsbasis bilden und in den verhältnismäßig geringmächtigen Deckschollen Hangendes im allgemeinen allein vertreten ist. Doch mag bemerkt werden,

daß an der Condamine de Menou auch wieder Gotland fälschlich als unteres Oberdevon eingetragen wurde.

Fazies und tektonische Formen vereinen sich zum Bilde eines Deckenbaues. Um die Verständigung zu erleichtern, werde ich in der Folge die Deckscholle und ihre Äquivalente mit I, die Unterlage mit II bezeichnen.

3. Die Deckscholle der Pech de Guilloumet und ihre Fortsetzung gegen Nordosten.

(Ab. 19, 21 und 27.)

Ersteigt man die Pech de Guilloumet von SE, so gelangt man kurz vor ihrem Gipfel aus den Karbonsandsteinen und Schiefern

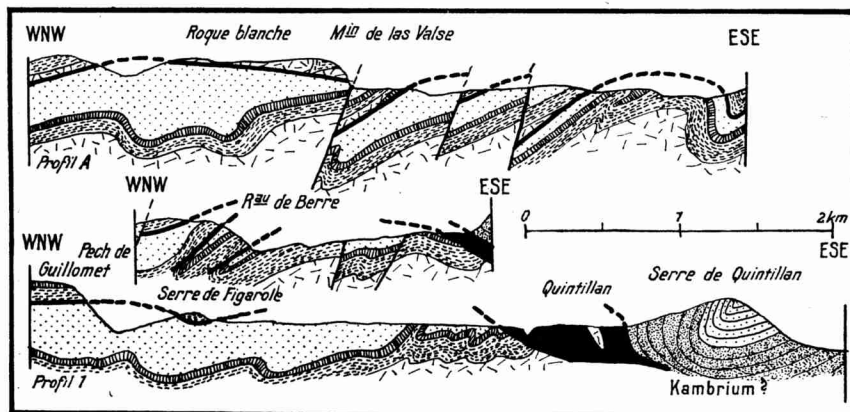


Abb. 21. Profil durch den Ostteil des Massivs von Mouthoumet. Die Lage der Profillinien ist auf Abb. 27 angegeben, die Zeichenerklärung auf Abb. 20.

in die Kalke des Oberdevons. Die Störung liegt völlig horizontal und ist um die Südostecke herum ohne Schwierigkeiten zu verfolgen. Es zeigt sich, daß die SE-Spitze an einer Querverwerfung um ungefähr 100 m gehoben ist. Die Überschiebung ist gegen die Serre del Naou immer in der gleichen horizontalen Lage festzustellen. Bemerkenswert ist auch das flache Fallen der Karbonschiefer am Bois de Fénoillères. Nur an dem Nordhang der Pech de Guilloumet fallen sie steil mit 80° nach NE ein, ohne daß die Überschiebung hiervon beeinflußt würde. Einige Stollen sind im Karbonschiefer auf die Devonkalke angesetzt worden, haben sie aber, nach den Halden zu urteilen, nicht oder in größerer Entfernung angetroffen. Auch hier ist das Profil von BRESSON (1908 Fig. 13) zu berichtigen. Die Kalke der Pech de Guilloumet liegen flach und werden von Kieselschiefern überlagert. Sein Profil ist

nur für das Devon der Serre de Mijanne, wie man es am Wege nach Quintillan antrifft, richtig.

Die Westseite der Pech de Guilloumet besteht im wesentlichen aus Devondolomiten, in die an der Basis bunte Kalke und Kalkschiefer eingeschaltet sind. Die Überschiebungsgrenze ist hier schwerer zu verfolgen. Während die Südseite noch ganz auf dem Karbon liegt, nähert sich die Deckscholle gegen die Alm Soucaille immer mehr den Devonkalcken, welche den großen Sattel von Ordovizium im Osten von Felines umgeben. Die karbonischen Kiesel-schiefer, die das normale Hangende dieser Deckenunterlage bilden, konnten aber doch bis östlich der Moulin des Miniers verfolgt werden, wo sie steil mit 60° unter das Devon der Deckscholle einfallen. Im Bilde der französischen geologischen Karte zeichnet sich die Störung im Auftreten der Karbonschiefer nordwestlich der Serre de Mijanne und in dem Einspringen des Karbons südlich des Bois de Fourques weiterhin ab.

Von der Serre del Naou zieht die Überschiebung weiter gegen den Hintergrund des Tals las Vals südlich des Roc d'Asquies. Hier ist sie in prächtigem Schwunge gegen ESE ansteigend bis gegen Roque Blanche zu verfolgen. Sie biegt dann in die Luft ausstreichend nach NNE ein.

Die Faziesentwicklung an der Pech de Guilloumet, an der Serre de Naou und am Roque Blanche ist mit dem Auftreten der bunten Plattenkalke im tieferen Devon durchaus mit der Deckscholle von Mouthoumet zu vergleichen. Wir können also unbedenklich die Pech de Guilloumet unserer Decke I zuzählen. Doch ist in der höheren Decke I, in dem schon am Nitable Roc beginnenden stärkeren Hervortreten der dolomitischen Riffkalke, eine gewisse Angleichung an die liegende Serie eingetreten. Das liegende Devon und Karbon zeigt dieselbe Fazies wie die Serie II, etwa beim Herabtauchen zum Tal des Cantière oder an der Straße Mouthoumet-Salza.

Das geometrische Bild der Überschiebungsfläche I ist das gleiche wie das der Strecke Mouthoumet-Serre de Termes. Die NW-Flügel der Deckenmulden sind verhältnismäßig steil, die SE-Flügel bedeutend flacher.

Die Profile längs des Tales las Vals sind nicht ganz eindeutig. An der Moulin de las Vals südwestlich Punkt 373 stehen NW fallende bunte Flaserkalke und Riffkalke an. Sie werden von Kiesel-schiefern und Karbonschiefern überdeckt. Im SE lagern sie mit einer Überschiebungsfläche von flachem bis steil nordwestlichem Fallen dem Karbon auf. Ich möchte annehmen, daß hier

die Überschiebungsfläche I wieder vorliegt, welche an einer streichenden Störung abgesenkt wurde; das gleiche Spiel, klarer aufgeschlossen, wiederholt sich im mittleren Teil des Tals las Vals.

Nördlich des Roc Fourcade im Fortstreichen des Zuges von Moulin de las Vals ist südlich einer am Roque Blanche entlang ziehenden Querstörung eine Deckscholle klar aufgeschlossen. Die Karbonschiefer des Tales fallen mit 30° nach SE unter die Flaserkalke ein, um auf der SE-Seite wieder aufzutauchen. Die Flaserkalke werden normal von Kieselschiefern und Karbonschiefern abgelagert. Im Süden wird die Deckscholle durch eine Querstörung von den Riffkalken und Dolomiten des Roc Fourcade getrennt. Diese gehören nach der Fazies zur Serie II und fallen im oberen Teil des Vals-Tales auch mit 70° unter das Karbon ein. Das normale Untertauchen des Zuges Roc Fourcade-Serre de St. Martin wird auch durch die Aufschlüsse westlich von Quintillan bestätigt (s. Abb. 20 und unten Abb. 24).

Nicht so einfach wie die bisherigen Vorkommen sind die Kalke am Tal des Berre und besonders die an seiner Vereinigung mit dem Tal des Vals zu beurteilen. Anscheinend treten hier mehrere Schuppen auf, die z. T. der Serie I angehören, z. T. aber wohl auch ähnlich wie der Roc Fourcade Serie II sein können.

Abb. 22 gibt einen Eindruck von dem intensiven Falten- und Schuppenbau, wie er an der Straße Albas-Cascastel besonders gut aufgeschlossen ist. Bemerkenswert ist vor allem die großartige Überfaltung und nachträgliche Sattelbildung an der Mündung des Vals bei Moulin de la Sauzé (durch einen offenen Kreis auf Abb. 22 gekennzeichnet!). Hier liegen in einem Sattel unter den Oberdevonkalken Kieselschiefer und dann Karbonschiefer. Das ganze bildet einen Sattel mit Karbonschiefern im Kern. Es handelt sich um einen Tauchsattel, der auf längere Erstreckung zu verfolgen ist. Die ganze Art des Aufbaues deutet auf Serie I hin.

Wichtige und interessante Deckschollen geringsten Ausmaßes finden wir an der Serre de Figairole, wo Kalke auf Karbonschiefern liegen, und an der Höhe 385 nordöstlich Palairac. Hier bedecken graugrüne Quarzite vom Typ des Kambriums die Karbonschiefer, die mit 50° im NW, mit 30° im E darunter fallen.

Zusammenfassung. An der Pech de Guilloumet liegt die Serie I auf Karbon. Die Überschiebung ist ohne Unterbrechung bis gegen Roque Blanche zu verfolgen. An der Serre de Figairole und bei dem Punkt 385 nordwestlich Palairac sind noch kleine Deckenreste vorhanden. Östlich des Roque blanche kommt an streichenden Störungen die Überschiebungsbahn noch mehrfach

unter das Erosionsniveau. Es entstehen isolierte Lappen von Devonkalcken, die an der NW-Seite von steilen bis seigeren Störungen begrenzt werden, an ihrer SE-Seite aber flach dem Karbon auf-

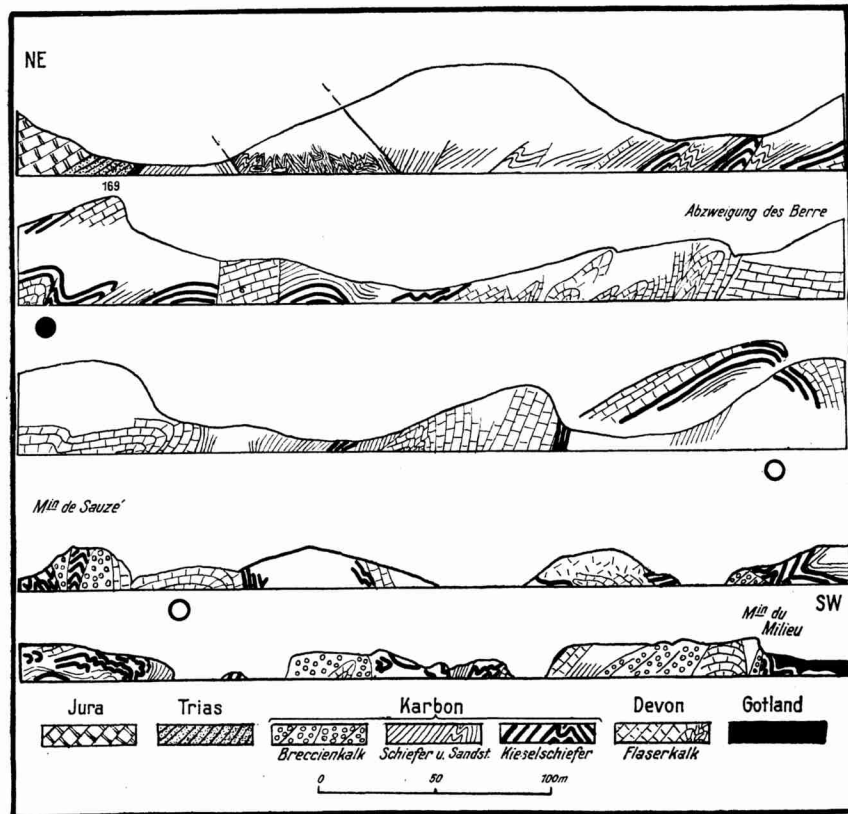


Abb. 22. Aufschlüsse an der Straße von Cascastel nach Albas. Die offenen Kreise zeigen Stellen an, wo die Straße die gleiche tektonische Zone kreuzt. Sie liegen im Kern einer von unten herauftauchenden Mulde. Der schwarze Punkt liegt unter der Stelle, von der die Aufnahme Fig. 1, Taf. 3 gemacht wurde.

liegen. Vielfach reichen die Devonkalcke nicht in die Täler hinunter.

Zwischen Albas und Cascastel ist die Serie in Schuppen und Tauchfalten aufgeschlossen, ohne daß eine genauere Gliederung möglich ist.

4. Die Umgebung von Laroque-de-Fa.

(Abb. 19, 20 und 27).

Die auffälligen Felsen von Laroque-de-Fa bestehen aus Devonriffkalken. An ihrer Westseite werden sie deutlich durch eine steile Störung begrenzt. Ihre Ostseite ist eine mit 60° — 70° nach NW fallende Überschiebung. An der Überschiebungsbasis ist auf lange Strecken Gotland eingeklemmt. Unter der Überschiebung liegen Karbonschiefer, welche am Fuß des Pic de Gascaigne Fossilien führen. Die Straße gegen den Col de Bedos bleibt zunächst in diesen Karbonschiefern. An der Abzweigung der Straße nach Davejean sind gotlandische Schiefer und Kalke linsenförmig dem Karbon eingeschaltet. Hinter dem nächsten Tal kommt man endgültig in das Gotland, welches stark verquetscht und verknetet verschiedentlich gut aufgeschlossen ist. Die Überschiebungsbahn zwischen Karbon und Gotland zieht unterhalb der Straße über das Tal des Sou hinweg. Sie vereinigt sich unterhalb der Almen von Debaris mit der von Laroque-de-Fa herüberziehenden Überschiebung im Westen des Karbons.

Von dem erwähnten Punkt an der Straße, wo die Überschiebung aufgeschlossen ist, gegen Süden ist sie ohne große Schwierigkeiten bis unter den Pic de Gascaigne zu verfolgen. Sie springt in den Tälern deutlich gegen Osten zurück³⁸⁾, fällt also gegen ESE ein, so daß das Gotland auf die Karbonschiefer zu liegen kommt.

Das Gotland dient hier nur als Schmiermittel, denn es wird vom Caradoc des Pic de Gascaigne überlagert. Über dem Caradoc folgt normal an der Straße nach Davejean Gotland, dann eine Schuppe von Karbonschiefern, schließlich noch einmal Caradocquarzit der Höhe 545 und die tieferen Schichten des Ordoviziums gegen Davejean. Das erneute Auftreten des Karbons ist sicher nur eine untergeordnete Schuppe oder Aufwölbung, die nach Norden und Süden nicht weit zu verfolgen ist. Südlich und südwestlich von Davejean haben wir die schon geschilderte normale Entwicklung aus dem tieferen Ordovizium über Caradoc und Gotland in das Devon des Bois du Dèbes.

38) Das Bild der geologischen Spezialkarte ruft den gegenteiligen Eindruck hervor. Es rührt dies aber von einer in die Karbonschiefer eingeschalteten Gotlandlinse her, die an den ersten Straßenbiegungen der Straße nach Davejean hinter der Abzweigung von der Straße Laroque-de-Fa—Col de Bedos aufgeschlossen ist und als Grenze Gotland-Karbon genommen wurde. Es folgt dann aber noch eine lange Strecke mit steilstehenden Karbonschiefern.

Das Karbon nordöstlich Laroque-de-Fa ist also ein Fenster, welches rings von älteren Schichten, sei es Devon-Gotland oder Ordovizium-Gotland, überfahren ist. Die einheitliche Überschiebungsfläche stellt das Devon des Bois du Dèbes dem Devonstreifen von Laroque-de-Fa und den Almen von Débaris gleich. Von letztgenanntem Punkte kommt man aber ohne Unterbrechung zur Alm Mège und Pla de las Fons. Hier hatten wir schon oben die Serie II erkannt und damit den Anschluß an die Ausführungen über die Deckschollen von Mouthoumet gewonnen. Wir sehen, daß unter der Serie II in dem Fenster noch eine Serie III auftaucht.

Westlich Laroque-de-Fa grenzt gleichfalls Karbon, zunächst mit einer steilen Störung, an den Devonkomplex von der Alm Mège. Doch kann man bei Bar de Grande schon wieder die flache Überschiebung erkennen, die auch nördlich und südlich der Straße Mouthoumet—Laroque-de-Fa in Erscheinung tritt. Vor der ersten Kehre dieser Straße kommt man hinter einer Verwerfung wieder in das Devon hinein. Diese Verwerfung zieht nach SW bis gegen Bar de Grande, wo sie das Devon der Serie I vom Punkt 639 abschneidet.

Die Weststörung der Felsen von Laroque-de-Fa spaltet sich gleich südlich des Ortes. Ein Ast zieht dem Tal des Sou folgend westlich des größeren Devonkomplexes auf der Ostseite des Sou entlang. Dieser Devonkomplex schwimmt gleichfalls auf Karbonschiefern, wie man an seinem Nord- und Südende im Tal des Sou erkennen kann. Ein mittlerer Ast der zerspaltenen Störung bringt das Devon wieder unter das Erosionsniveau. Fensterartig taucht aus diesem Devonkomplex westlich Axeau Mestre an der neuen Straße Laroque-de-Fa—Massac noch einmal das Karbon auf. Es wird von Gotland und Caradoc umrahmt. Der dritte Ast legt sich eng an den Kalk von Laroque-de-Fa an und läuft gegen SE in der Devonmasse aus.

Der lang gegen Süden ziehende Streifen von Caradoc und Gotland, welcher sich südlich an den Pic de Gascaigne anschließt, ist ein schmaler Sattel.

Durch die Verbindung über Axeau Mestre erweist sich das Devon der Decke als zur Masse des Bois du Dèbes und damit als zur Serie II gehörig. Das ganze Karbon zwischen Laroque-de-Fa und Bar de Grande ist ein teils von Störungen, teils von Verwerfungen eingerahmtes Fenster der Serie III. Ganz dem entsprechend hängt das Devon von der Straße Mouthoumet—Laroque-de-Fa und nordöstlich von Bar de Grande mit dem Devon von Mège zusammen. Wir haben aber im vorigen Kapitel gesehen,

daß das Fenster südlich Punkt 639 und das Karbon südlich Punkt 605 zur Serie II zu zählen ist. Die Trennung vom Karbon der Serie III bei Bar de Grande ist so gering, daß man hier zur Annahme einer größeren Verwerfung gezwungen ist, welche das Karbon die Serie II neben das der Serie III gebracht hat. Diese steilstehende Verwerfung ist westlich Bar de Grande aufgeschlossen. Der westliche Flügel ist um über 500 Meter gehoben. Das Devon des Punktes 639 entspricht nicht dem Devon nordöstlich Bar de Grande, welches unter dem Karbon des Fensters zu suchen wäre. So erklärt sich auch die für eine einheitliche Störung merkwürdige Erscheinung, daß bei Bar de Grande Karbon auf der Ostseite, hart nordöstlich davon aber auf der Westseite der Störung liegt. Der Verwerfungssinn bleibt trotzdem der gleiche, denn das Karbon westlich der Störung gehört dem Hangenden der Serie II, das Karbon östlich davon aber der tieferen Serie III an.

Das Karbon von Bar de Grande wird im Süden durch eine steile Querwerfung abgeschnitten, die das Tal des Sou kreuzt. Bei Caraguel und am Punkt 709 sind Karbonschiefer aufgeschlossen, welche wieder vom Devon der Serie II überfahren sind. Die Schiefer sind die letzten Ausläufer der Serie III. Die ganze geschlossene Devonmasse nördlich von Massac ist der Serie II zuzuzählen.

Im Norden des beschriebenen Gebietes transgrediert an der Pech Montaut nördlich von Davejean ein fossilführendes Karbon auf Devonkalken. Westlich der Alm Ville Rouge südlich Felines sind noch Oberdevonplattenkalke erhalten. Weiter im Westen, vor allem beim Punkt 415 und südlich davon greift das Karbon schon tief in das Devon ein, welches zwischen dem Gotland und den Karbonschiefern nur geringe Mächtigkeit aufweist. Mit Sicherheit ist zu erkennen, daß das Gotland von La Madeleine unter das Devon der Pech Montaut fällt. Andererseits sieht man nordwestlich der Pech Montaut jenseits des Baches, wie erst Devonkalke, weiterhin Gotland unter das tiefe Ordovizium bis Kambrium des Col de Bedos eintauchen. Diese Überschiebungstendenz ist mehr oder weniger deutlich auch nördlich von Davejean zu erkennen. Ich möchte in der Pech Montaut eine Vertretung der Serie III sehen, da das Ordovizium von Davejean der Serie II angehört.

Weiter im Norden wird kurz vor Felines die Serie der Pech Montaut von einer Verwerfung quer zum Streichen abgeschnitten. Die Störung durchsetzt auch den Devonzug östlich der Straße Col de Bedos—Felines. Die Stellung des Karbons von Felines wird dadurch etwas unklar. Wir erkannten in den Kalken in der Klamm des Sou westlich Felines die Serie I, welche auf das Karbon über-

schoben ist. Demnach gehörte das Karbon in die Serie II. Andererseits sahen wir, wie die Überschiebung I nördlich der Straße Col de Bedos—Termes sich immer mehr der Überschiebung II durch die Unterdrückung der Devonkalke nähert. Man muß also damit rechnen, daß von der Serie II westlich Felines nur noch das Untersilur und Teile des Gotland zu Tage treten, so daß in dem Karbon von Felines Serie III zu sehen wäre. Gestützt wird diese Vorstellung durch die Lage im unmittelbaren Fortstreichen des Deckensattels von Laroque-de-Fa und der Pech Montaut. Eine eindeutige Entscheidung für das eine oder andere ist bei dem heutigen Stande der Kenntnis nicht möglich.

Zusammenfassung. Bei Laroque-de-Fa kommt unter dem Devon bzw. Ordovizium der Serie II in einem Deckensattel Karbon einer Serie III hervor. Die Überschiebungsbahn ist vielfach verworfen und zerstückelt. Über ihr ist das Ordovizium in der Gegend von Davejean im Kern des Sattels stark angeschoppt, während es im Westen unterdrückt ist. An der Pech Montaut sehen wir noch einmal die Serie III mit tief in das Devon eingreifendem Karbon, Oberdevonplattenkalken, Devondolomiten und Gotland unter der umrahmenden Serie II hervorkommen. Unsicher bleibt die Stellung des Karbons bei Felines. Das Fortstreichen des Deckensattels legt nahe, hier Serie III zu suchen. Andererseits ist nur Serie I deutlich im Hangenden zu erkennen.

5. Die Schuppenzone von Maisons und Davejean.

(Abb. 23 und 19).

Zwischen die geschilderten Gebiete von Mouthoumet und Laroque-de-Fa einerseits und die Serre de Termes mit der Pech de Guilloumet andererseits schiebt sich von Davejean bis Maisons eine NS-streichende Zone mit undurchsichtigen tektonischen Verhältnissen. Die Grenzen in diesem Gebiete stehen vorwiegend steil. Devonkalk, Gotland, etwas Ordovizium und Karbon wechseln in engem Raum. Im großen gesehen herrscht ein Linsenbau mit vorwiegend N—S orientierten, senkrecht stehenden Linsenkörpern. Der kleinste Durchmesser senkrecht zum Streichen schwankt zwischen 900 und 10 m. Die Länge im Streichen erreicht meist 500 m, wechselt jedoch außerordentlich. Die französische geologische Karte vermittelt nur ein sehr unvollkommenes Bild der starken Zerstückelung in dieser Zone, nur das N—S-Streichen ist auf ihr schon klar erkennbar. Auch der rasche Wechsel bei senkrechten Begrenzungsflächen ist ihr zu entnehmen. Hingegen fehlt jeder Hinweis auf flach liegende Störungen.

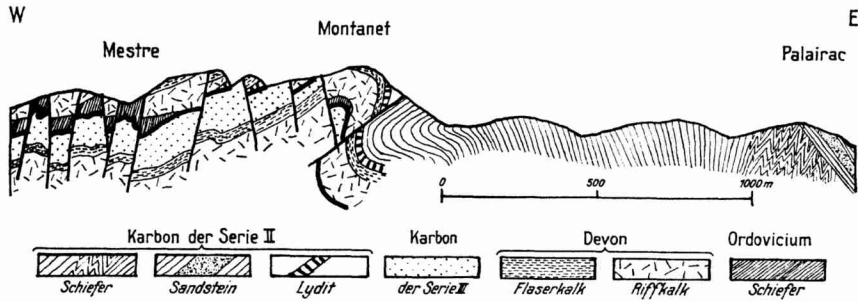


Abb. 23. Profil durch die Schuppenzone von Maisons-Davejean an der Montanet.

Die Straße von Felines gegen den Col Lemerrier bietet vor allem bei und südlich der Farm Mestres guten Einblick (Abb. 23) in den Aufbau der Zone. Häufig sieht man flache Überschiebungen von Devon und Gotland über Karbon, doch lassen sie sich immer nur ein ganz kurzes Stück verfolgen. Sie werden von senkrechten bis steil nach Ost fallenden Störungen abgeschnitten. Das Einfallen der Kalke ist meist flach. Hingegen stehen die beweglichen Schiefer, vor allem des Gotland, steil. In den Karbonschiefern schwimmen flach gelagerte Kalklinsen des Devons und des Gotlands. Die Linsen erreichen bis zu 5 m größte Länge. Sie machen völlig den Eindruck des Wildflysches. Es dürfte sich um tektonisch abgequetschte Blöcke an einer großen Überschiebung handeln.

Einen mehr schuppenförmigen Aufbau ohne die flachliegenden Störungen erkennen wir östlich Felines beim Aufstieg gegen Foulquières. In raschem Wechsel folgen die Schuppen einander. Alle Grenzflächen fallen mit 60—80° gegen WNW ein. Auch die Kalke in sich fallen steil ein, doch stellt sich flachere Lagerung der Schichten gegen Süden rasch ein.

Insgesamt gewinnt man den Eindruck, daß hier ein älterer Überschiebungsbau, wie wir ihn auch an den früheren Stellen erkannten, von zahlreichen steilen NS- bis NNE-Störungen in engem Netz zerschnitten wurde. Die flachen Überschiebungen dürften im wesentlichen die Grenze zwischen den Elementen II und III darstellen, wie das schon westlich unseres Zuges beschrieben wurde, und zwar ist eine Zunahme der Störungen, welche wir bei Laroque-de-Fa zuerst erkannten, zu vermerken.

6. Der Westrand der alten Schiefer von Maisons bis Cascastel.

(Abb. 27 und 19).

Verfolgt man den Westrand der alten Schiefer vom Col Lemerrier gegen Quintillan, so erkennt man immer wieder das Einfallen des Gotland unter die alten, vermutlich kambrischen Schiefer. Besonders klar zeigen dies die Aufschlüsse südlich Palairac und südlich der neuen Straße von Quintillan nach Palairac (Abb. 18). Auch die französische Karte gibt das Einfallen mit Streichen- und Fallzeichen an und markiert es durch den Grenzverlauf. Das Gotland selbst ist nur in einem Streifen wechselnder Breite der Begleiter des Kambrium. Es ist deutlich von ihm abhängig. Es liegt auf den Karbonschiefern, die mit abweichendem Streichen unter das Gotland eintauchen. Es ist hier nur das Schmiermittel an der Basis der Überschiebung. Das Einfallen der Grenzfläche geht mit $20-60^\circ$ gegen ESE.

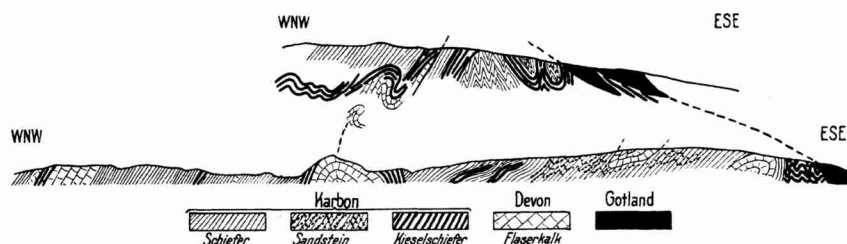


Abb. 24. Veränderung der Vergenz an der Überschiebung „S“ in den Gräben westlich von Quintillan.

Besonders schöne und klare Aufschlüsse dieser Überschiebung des Gotland auf die Karbonschiefer finden wir an den schon genannten Stellen, vor allem aber in den Gräben westlich Quintillan. Man erkennt hier, wie das Gotland den älteren Faltenbau diskordant überdeckt. Die Überschiebung muß also jünger sein als die Faltung. Auch ihr verhältnismäßig glatter Verlauf sticht merkwürdig gegen die starke Faltung und Zerstückelung der oben beschriebenen Deckenbahnen ab (Abb. 23).

Die Grenzfläche des Gotland gegen die alten Schiefer ist mehrfach in der Umgebung von Villeneuve-les-Corbières aufgeschlossen. Südlich des Ortes gegen les Courtals bildet die Grenzfläche mehrere Sättel. Sie fällt bei der Höhe 261 südlich von la Bade Signal mit 30° gegen E, am Mont Auriol flach gegen S. Wir sind in den Gewölbescheitel gekommen und spüren nur noch das Achsenfallen. Bei der Höhe 237 geht das Fallen mit 30° gegen NW. Gegen das

Tal von Montluzis zu hebt sich die Grenzfläche etwas heraus, um rasch wieder mit 70° einzutauchen. Auch in dieser neuen Mulde liegt sie flach und hebt sich mit geringen Fallwinkeln gegen W heraus (Abb. 25).

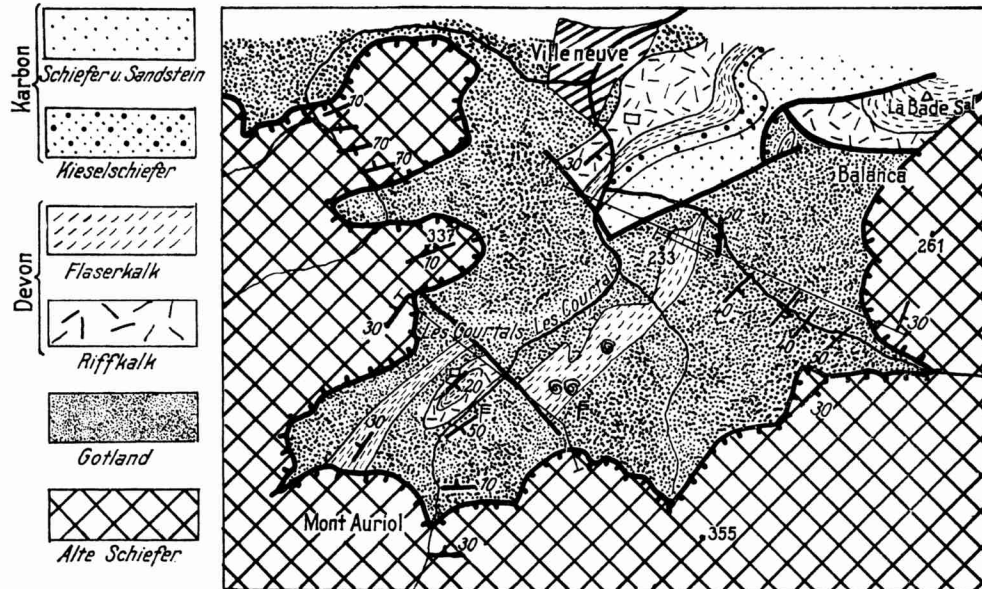


Abb. 25. Skizze der Umgebung von les Courtals.

Die feinen Linien folgen den Profilen der Abb. 26.

In dem so gebildeten Halbfenster taucht die Unterlage des Kambrium heraus. Wir finden in weiter Verbreitung das Gotland, welches mit seinen Schiefern und Orthocerenkalken die Hauptmasse des Gesteins darstellt. In dem Gotland liegen aber auch als Mulden oder in unklarer Lagerung Devonkalke und Karbonschiefer. Besonders schön aufgeschlossen ist die Tektonik bei les Courtals und auf den östlich des Gehöftes liegenden Höhen. An letzteren erkennt man sehr klar den muldenförmigen Aufbau des Devon, welches in der geringmächtigen Fazies der Deckschollen vorliegt. Eine Reihe von Goniatitenfunden auf den Höhen und Graptolithen im Tal stellen die Stratigraphie sicher. Die Mulden sind in sich deutlich gegen WSW vergent. Schwieriger ist die Tektonik der Höhen bei les Courtals westlich des Flusses zu deuten. Die Kalkzüge der Höhen östlich des Flusses werden von einer Querstörung auf das linke Ufer verworfen. Hier tauchen die etwas sandigen Kalke, welche östlich des Flusses die Basis des Devon bilden, sattelförmig aus dem graptolithenführenden Got-

land heraus. Ein Stück weiter gegen Westen sieht man eine Mulde von Devon mit goniatitenführendem Oberdevon im Kern in die Tiefe herabtauchen. Beide Kalke sind nur durch einen schmalen Zug der Gotlandschiefer getrennt. Am ersten Kalkvorkommen tauchen unter den Sandkalcken noch Plattenkalke der höheren Lagen auf. Vermutlich sind beide Mulden in der Tiefe miteinander verbunden (vgl. Abb. 26).

Unregelmäßig sind die Kalke an der Höhe 233 südöstlich Villeneuve und vor allem östlich des Ortes selbst gegen Balança eingeschaltet. Doch dürfte es sich auch hier um devonische Mulden handeln. Auch an der Straße von Cascastel nach Quintillan sieht man die Einfaltungen des Devon und ihre unregelmäßige Abgrenzung.

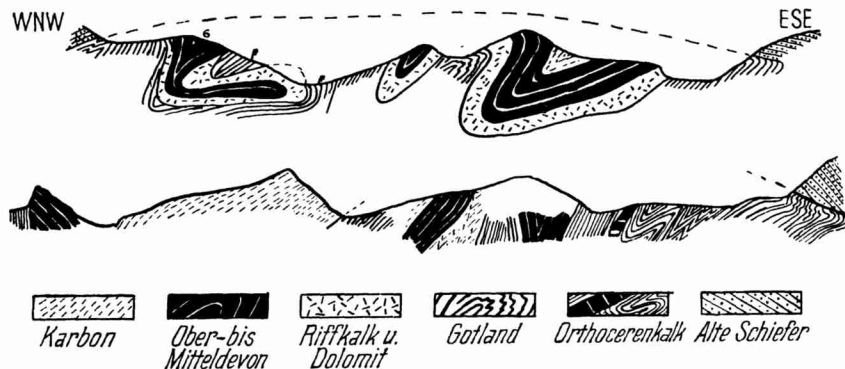


Abb. 26. Profile durch die Schleppecke unter der Überschiebung A mit durch Gegenbewegung umgelegten Mulden.

Von Wichtigkeit ist das Verhalten des Gotland an der Aufschiebungsfläche selbst. Überall weisen die Schuppungen der Schichten auf eine Bewegung gegen WNW hin. In der Umgebung von Villeneuve erkennt man dies unter den alten Schiefen selbst. Bei Quintillan und an der Straße Cascastel—Albas sieht man dasselbe an der Grenze des Gotland gegen die Karbonschiefer und Devonkalke. Die Überschiebungsbahn ist gleichfalls westvergent gefaltet, wie man an den steilen ESE- und flachen WNW-Flügeln der Deckenmulden erkennen kann.

Wir haben es hier mit einem neuen Element unserer Tektonik zu tun, welches weitgehend von den bisherigen Elementen I—III unabhängig ist. Liegt doch das Gotland bei und südlich Quintillan auf Karbon der Serie II und nördlich des Ortes vorwiegend auf Gliedern der Serie I. So möchte ich die Decke der alten Schiefer mit A bezeichnen.

Schwieriger ist die Rolle des Gotland zu erkennen. So deutlich

seine Überschiebung im Osten etwa an der Linie Cascastel—Quintillan—Col Lemercier ist, so verschwommen wird dies Verhalten bei Villeneuve. Denn die dortige Tektonik und Stratigraphie weicht in keinem Punkte von dem Verhalten der Decke I ab. Wir müssen wohl annehmen, daß es sich im wesentlichen um Bestandteile dieser Decke handelt, die an der Basis der Decke A mehr passiv mitgeschleift wurden, wobei vor allem die Gotlandschiefer in die Deckenbahn als Schmiermittel hineingezogen worden sind. Es handelt sich wohl um eine „Schleppdecke“ (HOHL 1932). Sie mag deshalb die Bezeichnung S führen.

Das Alter dieser Überschiebung ist schwer zu beurteilen. Sie ist jedenfalls jünger als die Faltung der Deckenbahnen I—III, welche sie diskordant überdeckt. An der Überschiebung haben sicher jüngere, postpaläozoische Bewegungen stattgefunden. Südlich vom Col Lemercier bis gegen Maisons wird die Schuppenzone von Davejean und Maisons von Trias und Carniolas (auf der französischen Karte nicht angegeben) überdeckt. In letzteren steht südlich der Bergerie an der Straße von Maisons zum Col Lemercier ein Steinbruch, der das Fallen der Schichten mit 50° gegen Süden unter die Überschiebung zeigt. Weiter nach Süden folgen alte Schiefer, die die Carniolas überdecken (vgl. S. 116).

7. Die Vergenzen im Massiv von Mouthoumet,

(Abb. 20, 21, 22, 23, 24 und 26).

Das Bild einer jüngeren Überschiebung gegenüber dem Deckenbau der Serien I—III wird weiter von der ausgesprochenen Verschiedenheit in der Vergenz, in der Bewegungsrichtung der Überfaltung über und unter der Überschiebung A vervollständigt

Im Gebiet der alten Schiefer haben wir weitaus vorherrschende Westvergenzen. Die Straße vom Col Lemercier über Château Ségure nach Tuchan bietet viele deutliche Beispiele. Auch die Aufschlüsse an der Straße Tuchan—Villeneuve ordnen sich durchaus diesem Bilde unter. Große Gebiete zeigen fast ausschließlich Falten gegen Norden, Nordwesten bis Westen. Gelegentliche Ausnahmen, die bis zu 100 m aushalten können, verschleiern das Bild nur unwesentlich. Auch an der Überschiebung A ist das Hangende in West- bis Nordwest-Bewegung gewesen. Alle Aufschlüsse deuten darauf hin (vgl. Abb. 18 S. 99 und Abb. 26).

Ganz anders liegen die Verhältnisse im westlichen Hauptteil des Massives. Hier gehen die Bewegungen recht einheitlich gegen Osten bis Südosten. Die Profile geben hierfür genügend Material. Besonders auffällig ist die Stellung der Deckenmulde der Pech de

Guilloumet. Doch auch die Schuppenzone von Davejean und Maisons und die Profile an der Straße Cascastel—Albas bieten zahlreiche Beispiele.

Die Verfolgung des Fazieswechsels in den Decken führt auf Bewegung der Decken gegen SE. In der Serie II liegen im Westteil vor allem im kleinen, ganz geschlossenen Sattel östlich Alet sehr viel bunte Kalke. In den Aufschlüssen bei Missègre sind sie schon seltener, treten bei Montjoi ganz zurück, um schließlich ostwärts Felines ganz zu fehlen. Umgekehrt vollzieht sich in der Serie I ein allmähliches Zurücktreteten der bunten Kalke gegen Osten. Daraus kann man folgern, daß der Ausstrich der Serie I im Osten mit dem Westen der Serie II bei Alet nähere Beziehung hat als mit dem unmittelbar unterlagernden Teil. Die entsprechenden Verbindungen kann man nur bei einer Überschiebung des Hangenden gegen SE herstellen. Die umgekehrte Annahme würde die Gebiete des stärksten Gegensatzes nebeneinander stellen.

Doch fehlt es nicht an gelegentlichen Gegenbewegungen. An der Straße von Missègre nach Norden ist bei dem Fossilzeichen der französischen Karte ein kleiner Sattel mit steilem Westflügel deutlich aufgeschlossen. Auch die Überschiebung, welche die Mulde von Missègre im Süden begrenzt, blickt deutlich gegen NNE³⁹⁾. Ferner treten an der Straße von Lanet nach Montjoi und an der Straße im Tal von Pancrasse in den Karbonschiefern, besonders im Stau der nördlich vorgelagerten Devonkalke, gelegentlich N-vergente Falten auf kurze Erstreckung auf. Auch im Gotland westlich von Mouthoumet treffen wir auf solche Kleinfalten (Fig. 2, Taf. 3). Doch herrscht die S-Vergenz vor. Häufig ist auch keine deutliche Faltung oder Vergenz vorhanden.

Von ganz besonderem Interesse ist nun die Grenzzone zwischen beiden Gebieten. Schon in den Tälern westlich Quintillan erkennen wir, wie in der Nähe der Überschiebung S die ostvergenten Falten der Unterlage nach WNW umgebogen werden. Beide Faltenrichtungen stoßen aneinander. Hierbei erweist sich die WNW-Richtung als jünger (Abb. 24). Über die Größe des Altersunterschiedes lassen sich leider keine Aussagen machen. Auch bei les Courtals erkennen wir klar den Einfluß dieser jungen gegen NW gerichteten Bewegung, vor allem in der eigentümlichen Lage der Mulde im WNW-Teil (Abb. 26).

Das Streichen des Massivs geht im allgemeinen NE—SW bis ENE—WSW, wie durch die Hauptsattelzone und die Deckenmulde

39) Sie ist wahrscheinlich alpidischen Alters (s. S. 117).

bei Mouthoumet genügend klar angedeutet ist. Doch zeigt sich im Ostteil eine recht merkliche Tendenz, in die NS-Richtung umzuschwenken. Besonders in der Schuppenzone von Davejean und und Maisons ist dies der Fall.

8. Zusammenfassender Überblick über den Aufbau des Massivs von Mouthoumet.

(Abb. 27).

Im westlichsten Teil, etwa bis auf den Meridian von Lanet, herrscht, soweit ich auf meinen Begehungen erkennen konnte, einfacher gegen SE bis ESE vergenter Faltenbau. Kleine gegen W und NW gerichtete Überschiebungen sind jünger und jedenfalls nur untergeordnet.

Im mittleren Teil erkannten wir einen gefalteten Deckenbau. Die hangende Serie I baut die Deckenmulde von Mouthoumet aus den bunten Platten- und -Flaserkalken des Devon auf. Gegen Osten sind nur noch Dolomite und dolomitische Kalke eines mittleren Horizontes aufgeschlossen. An der Pech Guilloumet tauchen die bunten Kalke wieder auf und beherrschen — vielfach gestört — die Höhenlandschaft im nordöstlichen Teil des Massivs bis gegen Cascastel. Der größte Teil, vor allem der ganze Westen, gehört zur Serie II, unter der an der Pech Montaut und bei Laroque-de-Fa das Karbon der Serie III auftaucht. An ersterem Punkte greift es besonders tief in das Devon ein. Zwischen Davejean und Maisons sind II und III eng mit einander verschuppt. Die Vergenz aller Faltelemente geht gegen E bis SE. Der Deckenbau wird von alpidischen Verwerfungen zerstückelt.

Abweichend hiervon ist die Überschiebung der alten Schiefer gegen W gerichtet. Die Schleppungen an der Basis wie ihr Einfallen zeigen dies klar. Bei der Bewegung wurde das Gotland mehr oder weniger passiv mitgerissen und liegt jetzt als Schleppdecke auf dem Karbon der Serie II und auf der Serie I. Der verhältnismäßig glatte Verlauf deutet ebenso auf jüngeres Alter hin, wie das Übergreifen bis auf die Serie II. Triadische Bewegungen an dieser Störung sind bei Maisons durch den Einschub der Trias nachgewiesen.

Die Vergenz in den alten Schiefen geht gegen NW bis W. Sie stößt unvermittelt an die Ostvergenz der Serien I—III. Das Achsenfallen geht entsprechend der Aufschiebung auf das Eozän am N-Rand gegen S. Es ist durch die alpidische Tektonik bedingt. Auch die Erhaltung der höheren Decke A im SE zeigt die tiefere Absenkung dieses Gebietes. Im Gebiete nördlich Quintillan fallen

die Achsen aber gegen S und E ein. Dementsprechend stellt sich hier die Serie I im Norden ein. Auch diese Absenkungen dürften durch alpidische Faltung bedingt sein. Die große Decke der Corbières und das Ausklingen der nördlichen Randüberschiebung machen sich bemerkbar.

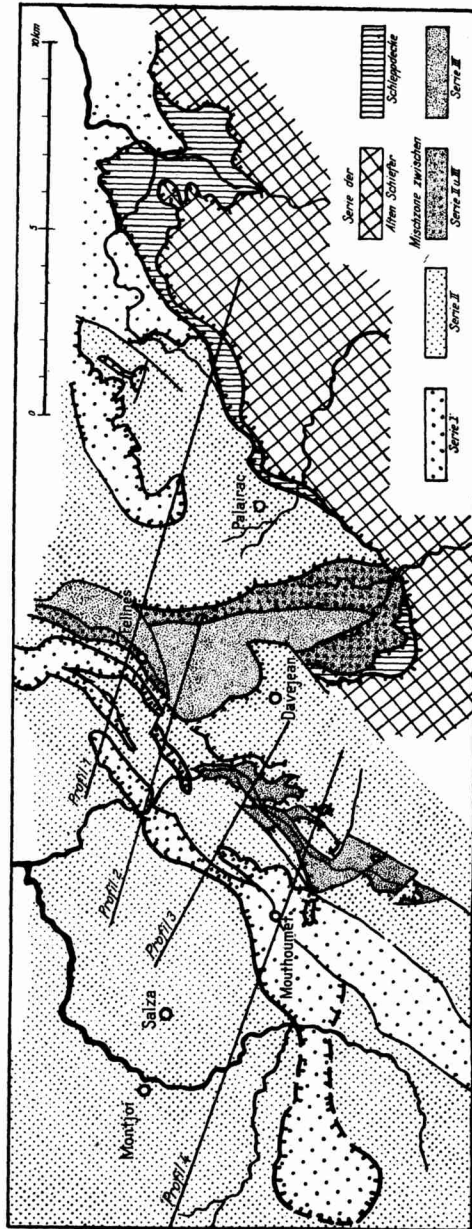


Abb. 27. Tektonische Skizze des mittleren Teiles des Massivs von Mouthoumet.

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 an⁴⁰). 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 Gesichtspunkte⁴¹⁾.

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 erhalten⁴²⁾ 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 Innenzone⁴³⁾.

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 Zentralplateau⁴⁴⁾.

(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. Orthoevennen (complex orthoevennol).

Phyllite bis epizonale Glimmerschiefer von vermutlich kambroordovizischem Alter werden von migmatischen bis hybriden hochrogenen Graniten intrudiert. An ihrem Nordrand werden die Orthoevennen von dem Untergrund des Cevennenkomplexes überfahren⁴⁵). Das Streichen biegt von der nordöstlichen in die nordwestliche Richtung um. Die Vergenz ist in den Orthoevennen 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 Orthoevennen 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 hochrogenen Granite von Rodez, die wir den Orthoevennen 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 Synthese⁴⁶⁾, 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 können⁴⁷⁾. 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 streichen⁴⁸⁾. 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 fehlt⁴⁹⁾.
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 (α 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 (α 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 hin⁵⁰). 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 fehlen⁵¹).

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 umfassen⁵²⁾ 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 südvergent⁵³⁾. 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 Innenzonen 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

⁵³⁾ 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 (α 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 (α 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.

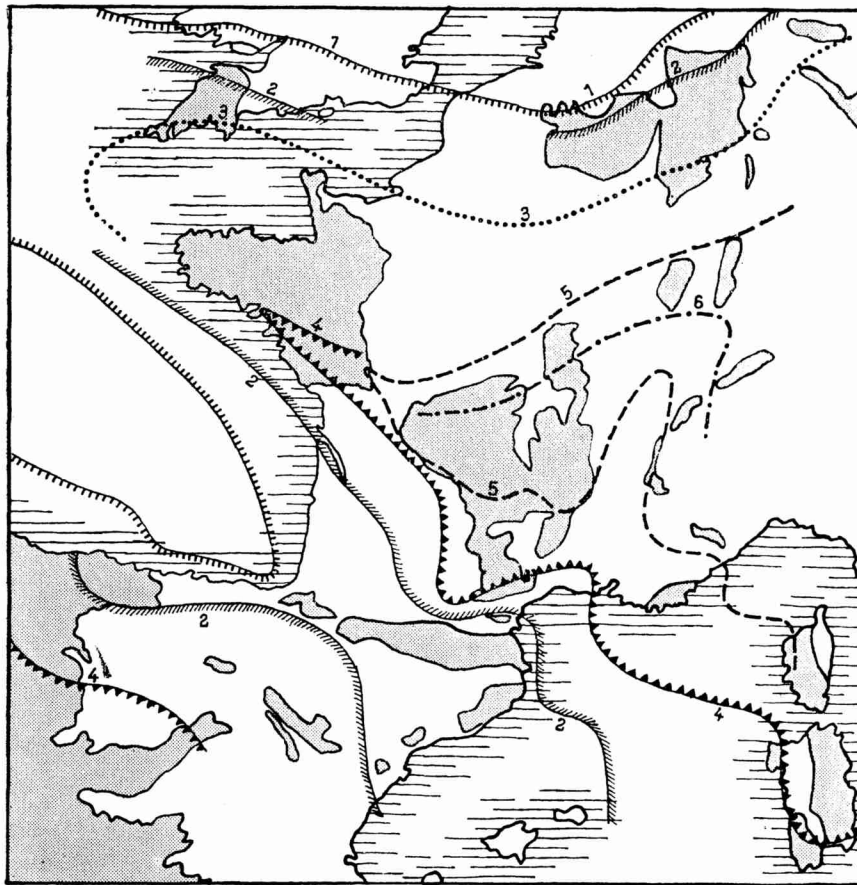


Abb. 29. Grenzen der variszischen Gebirgseinheiten im östlichen Teile von Westeuropa.

1. Der variszische Außenrand.
2. Der Außenrand der sudetischen Faltung.
3. Der Außenrand des Saxothuringikums.
4. Der Außenrand der Orthocevennen.
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 atlantische 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 atlantischen 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 atlantischen 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.

Verzeichnis der angeführten Schriften⁵⁴⁾.

- ARGAND, E.: La Zone penninique. — Geol. Führer Schweiz, **3**, S. 149—189, 1 Abb., 2 Taf. Basel 1934.
- ASHAUER, H.: Die östliche Endigung der Pyrenäen. — Beitr. westl. Medit. (H. STILLE) **11**. Abh. Gött. Ges. Wiss. **3**, **10**, 115 S., 23 Abb., 4 Taf. Berlin 1934.
- ASHAUER, H. & TEICHMÜLLER, R.: Die variszische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. — Beitr. west. Mediter. (H. STILLE) **17**. Abh. Gött. Ges. Wiss. **3**, **16**, 80 S., 48 Abb., 7 Taf. Berlin 1935.
- ASTRE, G.: L'allure synclinale des calcaires paléozoïques cristallins de Labacède à Montparu. — Bull. Soc. hist. nat. Toulouse **57**, S. 435—439, Toulouse 1928.
- Les calcaires cristallins de Lacaune et leur rapports avec les schistes. — Bull. Soc. hist. nat. Toulouse **58**, S. 645—655, 3 Abb. Toulouse 1929.
- Structure des brèches quartzeuses filoniennes des environs du Sidobre. — Bull. Soc. hist. nat. Toulouse **59**, S. 167—170, 1 Abb. Toulouse 1930.
- AUTHELIN, BERGERON, FABRE, NICKLÈS: Blatt St. Afrique (220) mit Erl. — Carte géologique détaillée de la France au 1:80000°, Paris 1906.
- BARRABÉ, L.: La nappe des Corbières et le Massif de Mouthoumet. — Bull. Soc. géol. France **4**, **29**, S. 505—509. Paris 1929.
- La fenêtre tectonique de Ferrodou dans la nappe des Corbières orientales. — Bull. Soc. géol. France, **5**, **3**, S. 3—6, 2 Abb. Paris 1933.
- BARROIS, Ch.: Sur le calcaire à Polypiers de Cabrières (Hérault). — Ann. Soc. géol. Nord, **13**, S. 74—97, 1 Taf. Lille 1885.
- BERGERON, J.: Notes sur les terrains silurien et dévonien de Murasson (Aveyron). — Bull. Soc. géol. France, **3**, **12**, S. 121—124. Paris 1883.
- Sur l'Hypérite d'Arviu (Aveyron). — C. R. Acad. Sc. **105**, S. 247—250. Paris 1887 a.
- Note sur les terrains, primitifs, archéen, cambrien et silurien du versant méridional de la Montagne Noire. — Bull. Soc. géol. France **3**, **16**, S. 210—213. Paris 1887 b.
- Étude paléontologique et stratigraphique des terrains anciens de la Montagne Noire. — Bull. Soc. géol. France **3**, **15**, S. 373—382, 5 Abb. Paris 1887 c.
- Note sur la présence de la faune primordiale (Paradoxidien) dans les environs de Ferrals-les-Montagnes (Hérault). — Bull. Soc. géol. France **3**, **16**, S. 282—285. Paris 1888.

54) Es ist unmöglich hier den gesamten benutzten Schriftenkreis auch nur annähernd anzuführen. Ich beschränke mich daher auf die im Text angezogenen Schriften und die benutzten Kartenblätter des Zentralplateau.

- BERGERON, J.: Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau central. — Ann. Sciences géol. **22**, S. 1—358, 55 Abb., 9 Taf., 1 Karte. Paris 1889 (= Thèse. Paris 1889).
- Montagne Noire. Roches cristallines. (Feuille de Castres.) — C. R. collab. Bull. Serv. Carte géol. France **6** (38), S. 61—64. Paris 1894 a.
- Réponse à MM. de Rouville, Delage et Miquel. — C. R. somm. Bull. Soc. géol. France **3**, **22**, S. 34. Paris 1894 b.
- Sur le métamorphisme des schistes cambriens de la Montagne Noire. — C. R. Somm. Bull. Soc. géol. France **3**, **23**, S. 199. Paris 1895 a.
- Remarques relatives à deux notes de M. Miquel. — Bull. Soc. géol. France, **3**, **23**, S. 337—343. Paris 1895 b.
- Feuille de Castres au 1:80000 e. — C. R. collab. Bull. Serv. Carte géol. France, **2** (31). Paris 1896.
- Étude du versant méridional de la Montagne Noire. — Bull. Soc. géol. France, **3**, **26**, S. 472—487. Paris 1898.
- Étude des terrains paléozoïques et de la tectonique de la Montagne Noire. — Bull. Soc. géol. France, **3**, **27**, S. 617—678, 11 Abb., Taf. 18—20. Paris 1899 a.
- Compte rendu de l'excursion au col de Sainte Colombe. — Bull. Soc. géol. France, **3**, **27**, S. 680—682. Paris 1899 b.
- Compte rendu de l'excursion de Saint Pons à Saint Chinian. — Bull. Soc. géol. France, **3**, **27**, S. 682—685, 2 Abb. Paris 1899 c.
- Compte rendu de l'excursion à Roquebrun. — Bull. Soc. géol. France, **3**, **27**, S. 724—730. Paris 1899 d.
- Compte rendu de l'excursion à Laurens. Terrains paléozoïques de la Montagne Noire. — Bull. Soc. géol. France, **3**, **27**, S. 741. Paris 1899 e.
- Compte rendu de l'excursion à Cabrières. — Bull. Soc. géol. France, **3**, **27**, S. 760—764. Paris 1899 f.
- Compte rendu de l'excursion au Pic de Bissous. — Bull. Soc. géol. France, **3**, **27**, S. 765—770. Paris 1899 g.
- Le massif de la Montagne Noire. — Livret guide 8. Congrès géol. internat. Paris, 38 S., 7 Abb. Paris 1900.
- Note sur les Nappes de recouvrement du versant méridional de la Montagne Noire et des Cévennes aux environs du Vigan. — Bull. Soc. géol. France **4**, **4**, S. 180—194, 2 Abb. Paris 1904.
- Sur la tectonique de la région située au Nord de la Montagne Noire. — C. R. Acad. Sc. **140**, S. 466—467. Paris 1905.
- „Feuille de Rodez“. — C. R. Collab. Bull. Serv. Carte géol. France, **16**, (110), S. 362—363. Paris 1906.
- De l'action des poussées venues du sud sur l'allure des assises paléozoïques du NW de la France. — Bull. Soc. géol. France **4**, **10**, S. 166—179, 4 Abb. Paris 1910.
- „Feuille de Rodez au 80000^e et Feuille de Toulouse au 320000^e“. — C. R. Collab. Bull. Serv. Carte géol. France, **21** (128), S. 124—126. Paris 1911.
- „Feuille de Toulouse au 320000^e. (Rouergue et Montagne Noire.)“. — C. R. Collab. Bull. Serv. Carte géol. France, **22** (133), S. 139—144. Paris 1914.
- BERGERON, BLAYAC, REPÉLIN, VASSEUR: Bl. Castres, 231, und Erl. — Carte géol. détaillée France. Paris 1896.
- BERGERON, DÉPÉRET, NICKLÈS: Blatt Bédarieux, 232, und Erl. — Carte géol. détaillée France. Paris 1900.

- BERGERON, BLAYAC, DEREIMS, REPÉLIN, VASSEUR: Blatt Albi, 219, und Erl. — Carte géol. détaillée France. Paris 1904.
- BERTRAND, P.: Succession normal des flores bouillères dans le Bassin houiller du Gard. — C. R. Acad. Sc. **170**, S. 331—333. Paris 1920.
- Stratigraphie du Westphalien et du Stéphaniens dans les différents bassins houillers français. — Congrès Heerlen S. 93—101, 2 Tab. Lüttich 1928.
- BERTRAND, B., BÖHM, R. α CORSIN, P.: Découverte d'une flore lydiens du Carbonifère de la Montagne Noire à Saint Nazaire-de-Ladarez (Hérault). — C. R. Acad. Sc., **200**, S. 1344—1345. Paris 1935.
- BLAYAC, J. α BÖHM, R.: Notable extension de l'Ordovicien dans la partie orientale de la Montagne Noire. — C. R. Acad. Sc. **199**, S. 1140—1141. Paris 1934.
- , BÖHM, R. α DELÉPINE, G.: Une nouvelle faune de Goniatites dans le Viséen de la Montagne Noire. — C. R. Acad. Sc. **200**, S. 1612—1613. Paris 1935.
- , — α — L'âge de l'horizon à Lydiens de la base de Carbonifère de la Montagne Noire. — C. R. Acad. Sc. **200**, S. 476—478, Paris 1935.
- α CHAUBET, M.: Découverte paléontologique dans le sous-étage Llandeilo de l'Ordovicien de la Montagne Noire. — C. R. Acad. Sc. **200**, S. 168—170. Paris 1935.
- α DAGUIN, F.: Révision de la feuille de Bédarieux au 80 000^e. Notes de stratigraphie et de tectonique sur les terrains primaires de la Montagne Noire à l'Ouest de l'Orb. — C. R. collab. Bull. Serv. Carte géol. France, **26** (146), S. 55—66, 4 Abb. Paris 1922.
- , MICHEL-LEVY, AL. α THORAL, M.: Sur un conglomérat de base dans le Cambrien des Monts de Lacaune et sur l'âge antécambrien des formations granitiques du Mendic près de Graissessac (Hérault). — C. R. Acad. Sc., **198**, S. 489—490. Paris 1934.
- α THORAL, M.: Découverte de Trilobites géorgiens dans la Montagne Noire (Hérault). — C. R. Acad. Sc., **192**, S. 1250—1251. Paris 1931 a.
- α — Contribution à l'étude du Géorgien de la Montagne Noire. — Bull. Soc. géol. France, **5**, **1**, S. 547—559, 4 Abb., 2 Taf. Paris 1931 b.
- BÖHM, R.: Étude sur les faunes du dévonien supérieur et du carbonifère inférieur de la Montagne Noire. — 203 S., 21 Abb., 10 Taf. Montpellier 1935 a.
- Étude sur la flore de l'horizon à lydiens de la base du carbonifère de la Montagne Noire. — 22 S., 6 Taf. Montpellier 1935.
- BOISSE, Ad.: Carte géologique du département de l'Aveyron. — 1:200 000^e, 4 Taf. 1858.
- Esquisse géologique du département l'Aveyron. — 410 S., 1 Karte, 43 Abb. Paris 1870.
- BOISSEVAIN, H.: Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre. — Bull. Soc. hist. nat. Toulouse, Toulouse 1934.
- BORN, A.: Eine Untersilurfauna aus der Montagne Noire. — Senckenbergiana, **3**, S. 181—193, 1 Abb. Frankfurt 1921.
- BRESSON, A.: Sur l'existence du niveau de Caradoc dans les Hautes-Corbières (Massif de Mouthoumet). — Bull. Soc. géol. France, **3**, **28**, S. 271. Paris 1900.
- Études sur les formations anciens des Hautes-et Basses-Pyrénées (Haute Chaine). — Bull. Serv. Carte géol. France **14**, (93), S. 45—322, 76 Abb., 7 Taf. Paris 1903.

- BRESSON, A.: Feuille de Quillan. — C. R. Collab. Bull. Serv. Carte géol. France, **16** (110), S. 381—385. Paris 1906.
- Région des Corbières und structure de la région des Hautes Corbières in CAREZ, L.: La Géologie des Pyrénées françaises 5. Mém. serv. l'expl. carte géol. France, S. 2683—2710 und S. 3276—3284, 1 Taf. Paris 1908.
- BUBNOFF, S. von: Geologie von Europa. — **2**, 1, 691 S., 203 Abb., 4 Taf. Berlin 1930.
- CARALP, J.: Le carbonifère des Pyrénées centrales. — C. R. Acad. Sc. **128**, S. 1413—1416. Paris 1899.
- CAREZ, L.: Siehe BRESSON, A. 1908.
- CLOOS, H.: Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa. — Fortschr. Geol. Pal. **7**, 21. Berlin 1928.
- COBBOLD, E. S.: Le genre *Olenopsis* en France. — Bull. Soc. géol. France, **5**, 1, S. 561—571, 1 Taf. Paris 1931.
- Lower cambrien faunas from Hérault, France. — Ann. Mag. Nat. hist. **10**, 16, S. 25—48, 3 Taf. London 1935.
- DALLONI, M.: Étude géologique des Pyrénées catalanes. — Ann. Fac. Sc. Marseille, **26**, 3, 374 S., 15 Taf., 1 Karte, 65 Abb. Alger 1930.
- DELAGE, A. α ROUVILLE, P. G. DE; Géologie de la région de Cabrières (Hérault). 89 S., 8 Taf., 1 Karte. Montpellier 1892.
- α — Réponse à la note du M. BERGERON. — C. R. som. Bull. Soc. géol. France, **3**, **22**, S. 44. Paris 1894.
- , — α MIQUEL, J.: Cambrien de l'Hérault. — C. R. Acad. Sc. **117**, S. 346—348. Paris 1893 a.
- , — α — Note sur les terrains primaires de l'arrondissement de Saint Pons. — C. R. Acad. Sc. **117**, S. 818—819. Paris 1893.
- , — α — Les terrains primaires de l'arrondissement de Saint Pons. — Mém. Acad. Sc. Lett. **2**, **2**, 46 S., 2 Taf. Montpellier 1894.
- DELÉPINE, G.: Sur les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne). — C. R. Acad. Sc., **187**, S. 507—509. Paris 1928.
- L'âge des schistes de Mondette (Ariège). — C. R. som. Bull. Soc. géol. France **5**, **1**, S. 157—158. Paris 1931.
- Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. — 1. Teil: Goniatites et crustacés des nodules phosphatés de l'Ariège. — Bull. Soc. géol. France, **5**, **5**, S. 65—75, 1 Taf. Paris 1935 a.
- Contribution à l'étude de la faune du Dinantien des Pyrénées. — 2. Teil: La faune de Mondette. — Bull. Soc. géol. France, **5**, **5**, S. 171—191. Paris 1935 b.
- , DUBAR, G. α LAVARDIÈRE, J. W.: Observations sur quelques gisements du Carbonifère des Pyrénées. — C. R. Som. Bull. Soc. géol. France, **4**, **29**, S. 236—238. Paris 1929.
- DEMARY, A.: Sur la forme des écrasements en pays cristallins. — Bull. Soc. géol. France, **4**, **25**, S. 15—16. Paris 1925.
- Sur la zone mylonitique de Grimaud et la tectonique du Massif des Maures. — Bull. Soc. géol. France **4**, **27**, S. 279—334, 10 Abb., 1 Taf. Paris 1927.
- Sur la tectonique antéstéphanienne du Plateau Central français à l'est de la Loire. — C. R. Acad. Sc. **188**, S. 923—925. Paris 1929 a.
- Sur la domaine moldanubienne du rameau varisque (chaîne hercynienne). — C. R. Acad. Sc. **188**, S. 1424—1426. Paris 1929 b.

- DEMARY, A.: Sur la structure générale du rameau hercynien varisque. — C. R. Acad. Sc. **188**, S. 1614—1616. Paris 1929 c.
- Révision des feuilles d'Autun, Beaune, Chalon-sur-Saône au 80 000^e. — C. R. Collab. Bull. Serv., Carte géol. France **34** (177), S. 23. Paris 1930.
 - Sur le prolongement du complexe tectonique Cévennois dans les montagnes de la Louvesc. — C. R. Acad. Sc. **192**, S. 575—577. Paris 1931 a.
 - Sur les conditions de l'orogénèse et du métamorphisme hercynien dans la bordure méridionale du massif de Rodez. — C. R. Acad. Sc. **193**, S. 1098 bis 1100. Paris 1931 b.
 - Révision de la feuille de Monistrol au 80 000^e. — C. R. Collab. Bull. Serv. Carte géol. France **34** (179), S. 119. Paris 1931 e.
 - Remarques après une note de M. MICHEL-LEVY sur les formations au contact des gneiss dans le Sidobre, l'Espinouse et le Caroux. — C. R. Somm., Bull. Soc. géol. France **4**, **17**, S. 271—272. Paris 1931 d.
 - Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne antéstéphanienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. — Bull. Soc. géol. France **5**, **1**, S. 663—696. Paris 1931 e.
 - Les nappes cévennoles. — Mém. serv. expl. Carte géol. France. 320 S., 33 Abb., 6 Taf. Paris 1931 f.
 - Sur les conditions de l'orogénèse et du métamorphisme hercynien dans la bordure est du Massif Central entre Saint Vallier et Privas. — C. R. Acad. Sc. **194**, S. 628—630. Paris 1932 a.
 - Sur l'ensemble des schistes sériciteux des Cévennes méridionales et du Rouergue. — Bull. Soc. géol. France, **5**, **2**, C. R. Somm., S. 79—81. Paris 1932 c.
 - Sur l'arc antéstéphanien de la région médiane du Massif Central. — C. R. Somm., Bull. Soc. géol. France **5**, **2**, S. 202—204. Paris 1932 d.
 - Sur le prolongement du complexe tectonique cévennois dans les Montagnes de la Louvesc et dans les lambeaux du Vivarais. — Bull. serv. Carte géol. France **35** (184), S. 261—301, 1 Taf. Paris 1933.
 - Sur la bordure méridionale du massif granitogneissique du Ségala. — C. R. Acad. Sc., **199**, S. 1434—1437. Paris 1934.
 - Contribution à la synthèse de la chaîne hercynienne de l'Europe. — Rev. géogr. phys., géol. dyn., **7**, S. 191—221, 5 Taf. Paris 1935 a.
 - À la synthèse de la chaîne hercynienne de l'Europe. Étude du plan axial de l'évolution et de l'orogénèses hercyniennes. — Bull. Soc. géol. France, **5**, **4**, S. 311—345, 2 Abb., 1 Taf. Paris 1935 b.
 - Sur le jeu alternant ou simultané de phénomènes magmatiques et dynamiques dans les Cévennes septentrionales. — C. R. Acad. Sc. **200**, S. 2197—2199. Paris 1935 c.
 - Sur les relations des schistes sériciteux des Cévennes méridionales et du Rouergue et du massif granitogneissiques du Ségala. — Bull. Soc. géol. France, **5**, **5**, S. 3—18, 2 Abb. Paris 1935 d.
- DEREIMS, A.: Feuille d'Albi, Terrains primaires. — C. R. Collab. Bull. Serv. Carte géol. France **8** (53), S. 72—73. Paris 1897.
- Feuille d'Albi, Terrains primaires. — C. R. Collab. Bull. Serv. Carte géol. France, **10** (63), S. 118—120. Paris 1899.
 - Feuille de Toulouse au 320 000^e. Étude des calcaires cambriens et dévoniens du Sud de la Montagne Noire. — C. R. Collab. Bull. Serv. Carte géol. France, **21** (132), S. 503—505. Paris 1912.

- DURBAR, G.: Sur la présence dans les Basses-Pyrénées des Goniatites carbonifères de Mondette. — C. R. somm. Bull. Soc. géol. France, 5, 1, S. 212. Paris 1931.
- Sur la présence des schistes du Dinantien supérieur à Saint Antoine (vallée de l'Ariège). — C. R. som. Bull. Soc. géol. France 5, 1, S. 225. Paris 1932.
- α LAVARDIÈRE, J. W.: Sur la présence de grès d'âge dévonien supérieur au sud-est de Saint Jean-Pied-de-Port. (Basses-Pyrénées). — Bull. Soc. géol. France 4, 28, S. 395—399, 3 Abb. Paris 1929.
- DURAND, J.: Sur le granit de Laguëpie (Tarn-et-Garonne). — C. R. Acad. Sc. 195, S. 615—617. Paris 1932.
- Révision de la feuille de Rodez au 80 000 e. — C. R. Collab. Bull. Serv. Carte géol. France 36 (187), S. 95—103. Paris 1933.
- α MICHEL-LEVY, Alb.: Mylonites de granulite près de Réquista (Aveyron). — C. R. somm. Bull. Soc. géol. France 5, 3, S. 32—33. Paris 1932.
- α RAGUIN, E.: Sur le granite de la région du Pinet (Aveyron). — C. R. Acad. Sc. 195, S. 580—582. Paris 1932.
- ERDMANNSDÖRFER, O. H.: Petrographische Untersuchungen an einigen Granit-Schiefer-Kontakten der Pyrenäen. — N. Jb. M. G. P., Beil.-Bd. 37, S. 739 bis 765, 4 Abb., 3 Taf. Stuttgart 1914.
- FRECH, F.: Die paläozoischen Bildungen von Cabrières (Languedoc). — Zs. Deutsch. Geol. Ges., 39, S. 360—488, 3 Taf. Berlin 1887.
- Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstektonik. — Abh. Naturf. Ges. Halle, 18. Halle 1892—1894.
- GAERTNER, H. R. VON: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. — Denkschr. Akad. Wien 102, S. 113—199, 16 Abb., 5 Taf. Wien 1931.
- Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikum. — Zs. Deutsch. Geol. Ges. 86, S. 241—265, 5 Abb., 1 Taf. Berlin 1934.
- HABERFELNER, E.: Ludlow-Graptolithen aus dem Massiv von Mouthoumet. — Zentralbl. M. G. P. 1936 B. S. 211—216. 1. Abb. Stuttgart 1936.
- HOHL, R.: Das Klippenproblem im nordwestlichsten sächsisch-thüringischen Vogtland. — Zentralbl. M. G. P. 1930 B, S. 412—421, 2 Abb. Stuttgart 1930.
- HOLLISTER, J. S.: Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen. — Beitr. west. Mediterr. (H. STILLE) 11. Abh. Gött. Ges. Wiss. 3, 10, S. 116—154, 17 Abb. 22 Taf. Berlin 1934.
- HUGI, E.: Das Aarmassiv. — Geol. Führer Schweiz, 2, S. 130—138, 1. Abb. 1. Taf. Basel 1934.
- JUNG, J.: La géologie profonde de la France d'après le nouveau réseau magnétique et les mesures de la pesanteur. — Ann. Inst. Phys. Globe Univ. Paris 11, 47 S., 30 Abb., 3 Taf. Paris 1933.
- KEGEL, W.: Zur Kenntnis des Unterkarbons im südöstlichen Dillgebiet. — Jb. Preuß. Geol. L. A. 48, S. 648—652, 3 Abb. Berlin 1927.
- Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nordspaniens. — Zs. Deutsch. Geol. Ges. 81, S. 35—62, 9 Abb., 2 Taf. Berlin 1929.
- KOENEN, A. V.: Sur le dévonien supérieur et sur le carbonifère de l'Hérault. — Bull. Soc. géol. France, 3, 12, S. 114—115. Paris 1883.
- Über neue Cystideen aus den Caradoc-Schichten der Gegend von Montpellier. — N. Jb. M. G. P. 1886, 2, S. 246—254, 2 Taf. Berlin 1886.

- KOSSMAT, F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. — *Abh. Sächs. geol. L. A.* **1**, 39 S., 2 Abb., 2 Taf. Leipzig 1929.
- LACROIX, A.: Le granite des Pyrénées et ses phénomènes du contact I. — *Bull. Serv. Carte géol. France* **10** (64), S. 241—308, 14 Abb., 3 Taf., Paris 1898.
- Le granite des Pyrénées et ses phénomènes du contact II. — *Bull. Serv. Carte géol. France* **11** (71), S. 50. I—50 LXVIII. 3 Taf. 16 Abb., Paris 1900.
- LOTZE, F.: Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). — *Beitr. west. Mediterr. (H. STILLE)* **2**, *Abh. Ges. Gött. Wiss. N. F.* **14**, **2**, 316 S., 44 Abb., 17 Taf. Berlin 1929.
- Zur Frage der variszischen Gebirgszusammenhänge in Südwesteuropa. — *Forsch. Fortschr.* **9**, S. 301—302, 1 Abb. Berlin 1933.
- LOTZE, R.: Beiträge zur Geologie des Aarmassivs (Untersuchungen über Erstfelder Gneise und Innertkirchner Granit). — *Zs. Deutsch. Geol. Ges.* **66** (1914), S. 217—301, 8 Abb., 2 Taf. Berlin 1915.
- MENGAUD, L.: Révision de la feuille de Castres au 80 000^e. — *C. R. collab. Serv. Bull. Carte géol. France* **34** (178), S. 114—122, 1 Abb. Paris 1930.
- MICHEL-LEVY, AL.: Granulite broyée et mylonites antéstéphaniennes au nord-est des Monts de l'Espinouse. — *C. R. Acad. Sc.* **191**, S. 1353—1354. Paris 1930.
- Les formations au contact des gneiss et de granites dans le Sidobre, l'Espinouse et le Mendic. — *C. R. somm. Bull. Soc. géol. France*, **5**, **1**, S. 270—271. Paris 1931.
- Existence de formations antécambriennes dans la Montagne Noire (Hérault). — *C. R. Acad. Sc.* **194**, S. 1366—1368. Paris 1932.
- Révision de la feuille de Bédarieux au 80 000^e (Terrains cristallophyliens). — *C. R. collab. Bull. Serv. Carte géol. France*, **36** (187) S. 147—149. Paris 1932 b.
- α. SCHOELLER, H.: Révision de la feuille de Toulon au 80 000^e. — *C. R. collab. Bull. Serv. Carte géol. France*, **30** (162), S. 106—110. Paris 1927.
- MIQUEL, J.: Note sur la géologie des terrains primaires du département de l'Hérault. Le Cambrien et l'Areng. — *Bull. Soc. d'études Sc. nat. Béziers* **17**, S. 5—6, 1 Taf. Béziers 1894.
- Note sur la géologie des terrains primaires du département de l'Hérault. *Essay de stratigraphie générale.* — *Bull. Soc. d'études Sc. nat. Béziers*, **18**, S. 5—28, 2 Taf. Béziers 1895.
- *Essay sur le cambrien de la Montagne Noire.* — *Bull. Soc. géol. France*, **4**, **5**, S. 465—484, 1 Taf., 1 Abb. Paris 1905.
- *Nouvel essay sur la géologie des terrains primaires du département de l'Hérault. Classifications des terrains siluriens.* — *Bull. Soc. d'études Sc. nat. Béziers* **34** (1912), 48 S., 1 Taf. Béziers 1913.
- MISCH, P.: Der Bau der mittleren Südpynäen. — *Beitr. west. Mediterr. (H. STILLE)*, **13**, *Abh. Gött. Ges. Wiss.* **3**, **12**, 168 S., 51 Abb., 8 Taf. Berlin 1934.
- OULIANOFF, N.: Massifs hercyniens du Montblanc et des Aiguilles rouges. — *Geol. Führer Schweiz* **2**, S. 121—129, 2 Abb. Basel 1934.
- PÉNEAU, J.: Études stratigraphiques et paléontologiques dans le S. E. du massif armoricain. — *Bull. Soc. Sc. nat. Ouest France* **4**, **8**, 300 S., 25 Taf. Angers 1929.

- PÉNEAU, J.: Sur l'Ordovicien inférieur aux environs d'Angers. — Bull. Soc. géol. France, 4, 30, S. 253—257. Paris 1930.
- Observations sur le Dévonien et le Dinantien du pli d'Ancenis (Loire-inférieur). — Bull. Soc. géol. France, 5, 2, S. 615—621, 4 Abb. Paris 1932.
- PILGER, A.: Zur Tektonik des provençalischen Grundgebirges. — Stille-Festschrift, S. 300—303, 2. Abb. Stuttgart 1936.
- QUITZOW, H. W.: Faltung und Vulkanismus im variscischen Grundgebirge Korsikas. — Stille-Festschrift, S. 296—300, 1 Abb. Stuttgart 1936.
- RAGUIN, E.: Sur les gneiss des Pyrénées. — C. R. somm., Bull. Soc. géol. France 5, 3, S. 15—16. Paris 1933 a.
- Les dislocations du Massif de Quérigut-Millas dans les Pyrénées. — Bull. Soc. géol. France, 5, 3, S. 181—192, 2 Abb. Paris 1933 b.
- RAMIÈRE DE FORTANIER, E.: Les variations latérales des calcaires de la Montagne Noire. — C. R. somm., Bull. Soc. géol. France 5, 2, S. 50—51. Paris 1932.
- RICHTER, RUD. & E.: Die Trilobiten des Oberdevon. (Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten IV.) — Abh. Preuß. geol. L. A. 99, 314 S., 18 Abb., 12 Taf. Berlin 1926.
- ROUSSEL, G.: Tableau stratigraphique des Pyrénées. — Bull. Serv. Carte géol. France 15 (97), S. 23—141, 66 Abb., 3 Taf. Paris 1905.
- ROUVILLE, P. G. DE: Note sur le dévonien de l'Hérault. — Bull. Soc. géol. France, 3, 12, S. 364—365. Paris 1884.
- Monographie géologique de la commune de Cabrières. — Mém. Acad. Sc. Lett. Montpellier, 11, S. 75—132, 7 Taf. Montpellier 1886.
- Observations relatives à une note de M. BERGERON. — Bull. Soc. géol. France 3, 16, S. 214—215. Paris 1887.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. — Zs. Deutsch. Geol. Ges. 73, S. 137—215, 1 Taf. Berlin 1921.
- SCHMIDT, H.: Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. — Beitr. west. Mediterr. (H. STILLE) 8, Abh. Gött. Ges. Wiss. 3, 5, 85 S., 21 Abb., 2 Taf. Berlin 1931.
- SCHRIEL, W.: Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges zwischen Ebro-Mündung und Ampurdan. — Beitr. west. Mediterr. (H. STILLE), 2, Abh. Gött. Ges. Wiss. 14, 79 S., 29 Abb., 11 Taf. Berlin 1929.
- Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. — Beitr. west. Mediterr. (H. STILLE), 4, Abh. Gött. Ges. Wiss. 16, 105 S., 27 Abb., 9 Taf. Berlin 1930.
- SCHWARZBACH, M.: Zur Stratigraphie des Cambriums in der Oberlausitz. — Zentralbl. M. G. P. 1932 B, S. 452—455. Stuttgart 1932.
- Das Cambrium der Oberlausitz. — Abh. Naturf. Ges. Görlitz. 32, S. 7—54, 3 Taf. Görlitz 1934.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — 443 S., 14 Abb. Berlin 1924.
- Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge. — Beitr. west. Mediterr. (H. STILLE) 1, Abh. Gött. Ges. Wiss. 12, 62 S., 2 Abb. Berlin 1927.
- Die oberkarbonischen-aldyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der variszischen Tektonik. — Congrès Heerlen S. 697—730, 2 Abb., 1 Taf. Lüttich 1928 a.

- STILLE, H.: Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. — Zs. Deutsch. geol. Ges. **80**, S. 1—25. Berlin 1928 b.
- Die subvariszische Vortiefe. — Zs. Deutsch. geol. Ges. **81**, S. 335—351, 4 Abb. Berlin 1929.
 - Bemerkungen zur perimesetischen Faltung in ihrem südpyrenäisch-balearenischen Anteile. — Beitr. west. Mediterr. (H. STILLE), **11**, Abh. Gött. Ges. Wiss., **3**, **10**, S. 193—208, 1 Taf. Berlin 1934 a.
 - Zur Frage der transatlantischen Faltenverbindungen. — Sber. preuß. Akad. Wiss., **1934**, S. 1—16, 1 Abb. Berlin 1934 b.
- SUCESS, F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — 268 S., 28 Abb., 2 Taf. Berlin 1926.
- TEICHMÜLLER, R., Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes, mit einem Beitrag von G. SELZER. — Beitr. west. Mediterr. (H. STILLE), **7**, Abh. Gött. Ges. Wiss. **3**, **5**, 124 S., 47 Abb., 3 Taf. Berlin 1931.
- THORAL, M.: Découvertes paléontologiques dans le cambrien et le silurien des Monts de Lacaune au nord de la Montagne Noire. — C. R. Acad. Sc., **189**, S. 938—940. Paris 1929.
- Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. — Bull. Serv. Carte géol. France **38**, (192), 319 S., 52 Abb., 7 Taf. Paris 1935 a.
 - Contribution à l'étude paléontologique de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire et révision sommaire de la faune cambrienne de la Montagne Noire. — 362 S., 35 Taf. Montpellier 1935 b.

4. TEIL.

Gesteine des südlichen Zentralplateau (Frankreich).

Von

Franz Angel (Graz).

Das Gesteinsmaterial, dessen gesteinskundliche Bearbeitung nachfolgend vorgelegt wird, ist mir durch meinen lieben und geschätzten Freund H. R. VON GAERTNER zugekommen. Es bot mir sowohl vom systematischen, als auch vom fazuell-gesteinskundlichen Standpunkt aus eine Fülle von Interesse, und ebenso fesselten mich die Vergleichsmöglichkeiten mit unseren eigenen gesteinskundlichen Verhältnissen. Deswegen gilt VON GAERTNER mein aufrichtiger Dank; ich wünsche nur, er möge aus dieser Studie den von ihm als Geologe erwarteten Nutzen ziehen können. Die Durcharbeitung eines Sammlungsmaterials, in dessen geologische Räume man keinen Blick tun kann als mittels der Literatur und Karten, bietet natürlich Schwierigkeiten. Herr VON GAERTNER hat mir durch Ermöglichung eines Einblickes in seine Aufzeichnungen und Aufnahmen jedoch in dankenswerter Weise die Arbeit sehr erleichtert. Ich beschränke mich angesichts der Umstände und Bedürfnisse auf folgende Fragen:

1. Aufnahme der Texturen und Strukturen, sowie der Mineralbestände und Beziehungen dieser mit Hilfe von Dünnschliffen ermittelten Tatsachen zum freien Augenschein am Handstück.
2. Zusammenfassung der einzelnen Proben zu natürlichen, gesteinskundlichen Gruppen nach Stoff, Herkommen, Prägung und Umprägung.
3. Zusammenfassung zu mineralfazialen Gesellschaften, verbunden mit Herausarbeiten der örtlichen Fazies- und Zonencharaktere.
4. Bereitstellung des Materials für feldgeologische Ausnutzung.

ÜBERBLICK.

Es erscheint aus praktischen Gründen nützlich, das Ergebnis der systematischen Gruppierung voranzustellen und die einzelnen Beispiele anzuführen.

Die Nummern, welche der Benennung voranstehen, sind die aufeinanderfolgenden Ordnungsnummern des Textes, 1—136. Die bei Fundortsangaben stehenden Ziffern oder Kennbuchstaben stimmen überein mit denjenigen der VON GAERTNER'schen Aufzeichnungen.

**A) Schmelzebürtige Gesteine
und deren umgewandelte Abkömmlinge.**

I. ERGUSSGESTEINE.

a) Saure Ergußgesteine und Metamorphe.

1. Quarzporphyr, Cassagnes, 5.
2. Porphyroid (Blavierit), Plaisance.
3. Quarzfreier Porphyrit, Castelsac westlich Laurens.

b) Basische Ergußgesteine, Tuffe, Metamorphe, Tuffite.

4. Diabas, Lacaune, S. v. P. 911, Stbr. an der Straße nordwestlich Leucate bei Murat.
5. Diabasmandelstein, Dauterribe b. Cabrières.
6. Metadiabas, östl. Felines, Mouthoumet.
7. Chloritschiefer, S. Héripien, Bahneinschnitt.
Tuffite.
8. Chlorit-Serizitphyllit, Cammazes, 7, 7 x.
9. Chlorit-Serizitphyllit, Héripien-Faugères, 7.
10. Serizit-Chloritphyllit, Héripien-Faugères, 8.
11. Chloritreicher Serizitphyllit, Héripien-Faugères, 5.
- 12, 13, 13a. Chlorit-Serizitphyllite, Héripien-Faugères, 3, 5, 6.

II. TIEFENGESTEINE.

1. Saure Tiefengesteine samt Gangfolge.

a) Pegmatite und Verwandte.

14. Pegmatit und pegm. Turmalininjektion, Gorge d'Héric, Eingang.
15. Turmalinpegmatit, Gorge d'Héric, Straßenkurve.
16. Schriftgranit, Col de la Bassine bei Lacaune.

b) Spaltungsgesteine.

Aplite.

17. Aplite, N. v. Cammazes, Straße n. Durfort.

c) Hauptkristallisationen.

Sidobretypus.

18. Porphyrganit d. Sidobre, Ferrières-Vabre.
19. Grauer, feinkörniger Granit, Straßenkurve der Gorge d'Héric.
20. Mittelkörniger Plagioklasgranit (Kerngranit), Cortal.

Grobgranitgruppe.

21. Muskowitgranit, Le Cabaretou, N. v. St. Pons.
22. Biotitgranit (Granitit), W. v. Rosis.
23. Grobgranit, Mt. de Lacaune, NO. Col de la Bassine.
24. Schriftgranitische Randfazies, Zone écrasée, Col de la Bassine, 1.
25. Grobgranit, Mendic.
26. Schieferiger Schriftgranit, Montagnel, 8.
27. Heller, mittelkörniger Granit, Montagnel-Arfons, 5.
28. Heller, mittelkörniger Granit, Zone écrasée bei Lacaune.
29. Feinkörniger, dunkelgrauer Granit, Montagnel, 4.

2. Basische Tiefengesteine und deren metamorphe Abkömmlinge.

a) Ultrafemite.

30. Lherzololith, Übergang in Serpentin, Gorge d'Héric.
31. Wehrlit-Amphibolit, wie 30.

b) *Umgewandelte Gabbro-Amphibolite.*

32. Gemeiner Amphibolit, Cammazes-Durfort, xy.
 33. Plagioklasamphibolit, Cammazes-Durfort, B.
 34. Hornblendereicher Plagioklasamphibolit, Cammazes-Durfort, B.

B) Migmatite und migmatische Paragesteine.

1. MIGMATISCHE GRANITGNEISE.

- 35, 36. Migmat. Granitgneise, Cassagnes, Gneissüdrand, 2, 3.
 37. Wolkig migmat. Granitgneis, Cassagnes, Gneissüdrand, 1.

2. MIGMATISCHE AUGENGNEISE.

38. Grauer Augengneis, faserig-lagig, aus Gneis von Cassagnes, —.
 39. Augengneis, Montagnel, 7.
 40. Grobknotig-schiefriger Augengneis, Montagnel, 6.
 41. Caroux-Augengneis, Gorge d'Héric, verbreiteter Typ.

3. STREIFENMIGMATITE.

42. Streifenmigmatit, Gorge d'Héric, Eingang, 2.
 43. Streifenmigmatit m. Biotitporphyroblasten, N. St. Pons, 3.
 44. Streifengneis, Montélarie bei Lacaune.
 45. Lagiger Zweiglimmergneis mit Mikroklinaugen, N. St. Pons, 7.
 46. Streifenmigmatit, N. St. Pons, 1.
 47. Intrusion in eine Spitzfalte des feinkörnigen Paragneises von Montélarie bei Lacaune.

4. DIFFUS GRANITISIERTE KÖRNELGNEISE.

48. Körnelgneis, Gorge d'Héric, XX.

5. BESONDERE FORMEN.

49. Schollenmigmatit, Cammazes-Durfort, V.
 50. Brockenmigmatit, Gneisrand bei Cassagnes, 16.
 51. Mylonit-Migmatit, südl. Castelpers.

C) Crescimente und Absatzgesteine.

I. KALKE (BIS MARMORE).

52. Schwarzer Kalkstein, Moulin de Madame b. Cammazes, 9.
 53. Mittelkambrischer Kalkstein mit *Archaeocyathus*, Signal de Marcory.
 54. Devon.-Bänderkalk, Straße S. Bédarieux, O. v. Pic de Tentayo.
 55. Marmorisierter kambr. Kalkstein, Ferrières-Vabre, Sidobre.

II. SANDSTEINE UND TONSCHIEFER.

56. Kalkig gebundener, toniger Sandstein, Moux de Davejeau.
 57. Tonig gebundener Sandstein mit beginnender Blastese, O. v. Felines, Mouthoumet.
 58. Gelber Quarzsandstein, Grès de Marcory, Pardailhan.
 59. Gelber Quarz-Tonsandstein, Grès de Marcory, Caunes-Citou.
 60. Gelber, glimmeriger Tonsandstein, Grès de Marcory, Pardailhan.
 61. = 117.
 62. Grauer Quarzsandstein, Übergang zu Quarzit, Sattelkern des Marcory.
 63. Grüner Quarzsandstein, Übergang zu Quarzit, Caunes-Citou.

- 64. Grüner Tonsandstein, Caunes-Citou.
- 65. Schwarzer, glimmeriger Tonsandstein, Caunes-Citou.
- 66. Tonschiefer (Arenig-Schiefer), Bois de Boutoury.
- 67. Tonschiefer, St. Chinian.
- 68. Gelbgrauer Tonschiefer, W. vom Signal v. Naudet.
- 69. Roter Tonschiefer, W. vom Signal v. Naudet.
- 70. Hellgrüner Tonschiefer, Übergang zu Serizitphyllit, Caunes-Citou,
- 71. Grauer Serizitphyllit, Caunes-Citou.
- 72. Grauer Serizitphyllit aus den karbonischen Knollenkalken, Übergang, N. v. Les Crozes.
- 73. Verkieselter Tonschiefer aus devonischen Bänderkalken, N. v. Les Crozes.

D) Metamorphe Abkömmlinge der Übergangsreihe Sand-Ton, einschließlich Arkosen.

I. VORSCHREITEND ERSTSTUFIGE METAMORPHE.

1. Gleichmäßig feinkörnige Paragneise.

- 74. Gleichm. feink. Paragneis, Le Cabaret, W. v. Rosis.
- 75. Gleichm. feink. Paragneis, Montagnel, Moulin de Madame, 8.
- 76. Biegefaltiger, feink. Paragneis, N. St. Pons, 6.
- 77. Enge Biegefalte im gleichm. feink. Paragneis, N. St. Pons, 7.
- 78. Feink. Paragneis mit phyllitischen Glimmerhäuten, Chappertis, N. St. Pons, 5.

2. Quarzitähnliche Paragneise.

- 79. Dunkelgrauer, quarzitischer Paragneis, Cammazes-Durfort, y.
- 80. Serizitquarzitischer Paragneis, albitführend, Moulin de Madame, 11.
- 81. Biotitquarzitischer Paragneis, Cammazes-Durfort, XX.
- 82. Hellgrauer, serizitquarzitischer Paragneis, Verdières, N. St. Pons, 16.
- 83. Serizitquarzitischer Paragneis bei Main, N. St. Pons, 20.
- 84. Hellgrau- und weißschichtiger Arkoseschiefer, Gorge d'Héric, Eingang, 2.
- 85. Serizitquarzitischer Paragneis mit Quarzgeröllchen, S. von Sorèze, 4 x.
- 86. Quarzitischer, heller Paragneis, Cassagnes, Gneisrand, 6.

3. Biotitführende Serizitphyllite und Verwandte.

- 87. Biotitführ. Serizitphyllit, S. von Héripian, 1.
- 88. Chloritführ. Serizitschiefer, Moulin du Diable, N. v. St. Pons, 18.
- 89. Chloritführ. Serizitschiefer Straßenkurven b. Sorèze, 3.
- 90. Albitisierter Serizit-Chloritphyllit, Col de la Bassine, 2.

4. Albitführende Serizitquarzite.

- 91. Ebenschiefriger, feinstriemiger, albitf. Serizitquarzit, Straßenkurven S. v. Sorèze, 2.
- 92. Heller, grauwackenähnl., albitf. Serizitquarzit, wie 91, 1.
- 93. Grauer, grauwackenähnl., albitf. Serizitquarzit, Moulin du Diable, N. v. St. Pons, 17.

5. Feinlagige Serizit-Biotitphyllite.

- 94. Feinlagiger Serizit-Biotitphyllit, Moulin de Madame b. Cammazes, 10.

95. Lagiger Serizit-Biotitphyllit, N. v. St. Pons, 11.
 96. Lagiger Serizit-Biotitphyllit, N. v. St. Pons, 14.
 97, 98, 99. Feinlagige Serizit-Biotitphyllite, N. St. Pons, 15, 16 und nahe 11.
 100. Feinlagiger Serizit-Biotitphyllit in Umschering, N. v. St. Pons, Abzweig. Brassac, 13.
 101. Chloritführ. Biotit-Serizitphyllit, Héripien-Faugères, 2.
 102. Biotit-Serizitphyllit, wie 101, xy.
 103. Biotit-Serizitphyllit, Ferrières bei Brassac.

6. Dunkle, phyllitische Schiefer mit Biotit-Porphyroblasten oder Holoblasten.

- 104 a, b. Biotitporphyroblasten-Phyllit, N. St. Pons, 10.
 105. Biotitholoblasten-Phyllit, Kurve bei Brassac, 6.
 106. Biotitholoblasten-Phyllit, Bahneinschnitt S. Héripien, XX.
 107. Dunkler, dünnplattiger Biotitholoblasten-Phyllit, N. v. St. Pons, 9.

7. Penninporphyroblasten-Phyllite.

- 108, 109, 110, 111. Penninporphyroblasten-Phyllite vom Gneissüdrand bei Cassagnes, 21, 22, 20, 23.
 112. Ebenschiefriger Biotitporphyroblasten-Phyllit, Cassagnes, 18.

8. Dunkle Zweiglimmerschiefer.

- 113, 114. Dunkle Zweiglimmerschiefer, N. St. Pons, 5, 8.
 115. Biotitreicher Zweiglimmerschiefer, S. Héripien, X.

II. VORSCHREITEND ZWEITSTUFIG METAMORPHE UND DEREN DIAPHTHORITE.

116. Staurolithführender Zweiglimmerschiefer, S. Héripien, X (b).
 117. Feinkörniger Granatglimmerschiefer, NW. Pardailhan (= 61).
 118. Granatglimmerschiefer, Moulin de Madame, 8.
 119. Granatphyllit, N. St. Pons, 8.

Diaphthorite.

120. Diaphthor. Granatglimmerschiefer, Cassagnes, 13.
 121. Ds. mit letzten Knopfstellen von Granat, Cassagnes, 13.
 122. Albitführ. diaphthor. Glimmerschiefer, Cassagnes, 12.
 123, 124, 125, 126. Diaphthor. Glimmerschiefer, Cassagnes, 7, 10, 14, 17.
 127. Diaphthor. Granatglimmerschiefer, Gorge d'Héric, Eingang, 1.
 128. Heller, feinschuppiger Glimmerschiefer-Diaphthorit, Cassagnes, 24.
 129. Feinschuppiger, diaphthoritischer Zweiglimmerschiefer, Cassagnes, wie 15.
 130, 131, 132, 133, 134. Helle, feinschuppige Zweiglimmerschiefer-Diaphthorite, Cassagnes, 4, 5, 8, 11, 19.

III. KONTAKTMETAMORPHE SCHIEFER.

135. Biotitknotenschiefer mit Chiasolith-Pseudomorphosen, Nordgrenze des Sidobre-Granites bei Vabre.
 136. Hornfels-Schiefergneis, aschgrau, quarz- und muskowitzreich, Granitgrenze bei Vabre.

Diese Aufstellung möge auch ein Inhaltsverzeichnis ersetzen.

EINZELBEARBEITUNGEN.

Im Folgenden wird nach obigem Programm das Material im Einzelnen vorgelegt und so weit als nötig, abschnittsweise zusammengefaßt, verglichen und erörtert.

A) Schmelzebürtige Gesteine und deren umgewandelte Abkömmlinge.

I. Ergußgesteine.

a) Saure Ergußgesteine und Metamorphe.

1. Quarzporphyr.

Cassagnes, aus dem südlichen Gneisrand.

Das Gesteinsgewebe ist gelblichweiß, wolkig durch Limonit angefärbt. Dem unbewaffneten Auge erscheint die Grundmasse porzellanartig dicht, massig. Es schwimmen darin Einsprenglinge von 0,3—0,6 mm Durchmesser, die teils blaßrosa, teils weiß, teils rauchgrau gefärbt erscheinen, wovon die rauchgrauen, seltener auch wasserhellen Körner zum Quarz gehören und deutlich vorwalten, wogegen die rosaroten sich als Mikroklin-Mikroperthite, die weißen als Oligoklasalbite erweisen. Glimmer oder dunkle Gemengteile anderer Art fehlen.

Dünnschliff. Die Grundmasse besteht aus überaus feinkörnigem Mikrogranit und ist örtlich schlierig. Z. T. ist in diesen Schlieren bloß Quarz als kristallines Mineral zu erkennen, eingebettet in isotrope Basis. Die Grundmasse bildet noch dürftig eine alte strömende Bewegung des Magmas ab; ohne Schlierenbildung wäre dies gar nicht recht wahrnehmbar. Äußerlich ist davon auch nichts zu sehen.

Einsprenglinge: Die größere Anzahl fällt auch bei mikroskopischer Betrachtung dem Quarz zu, welcher fast ausnahmslos optisch gespannt ist. BÖHM'sche Streifung zeigen insbesondere kleinere Schnitte häufig. Einige große, typisch „dihexaedrische“ Quarze besitzen schöne Grundmasseschläuche mit engem Hals. Bekanntlich hat LÄMMLEIN (1) mit Nachdruck die Meinung verfochten, daß diese Schläuche nicht mit Korrosion zusammenhängen, sondern eine besondere Wachstumserscheinung darstellen. — Außerdem sind allerdings auch Quarze mit jenen Kanten- und Eckenrundungen anzutreffen, welche sie einer „Abschmelzung“ (LÄMMLEIN) zu danken haben; bezüglich der Grundmasseschläuche stimme ich nach inzwischen gemachten Erfahrungen LÄMMLEIN's Deutung zu; an Stelle

von Abschmelzung glaube ich aber eher von magmatischer Korrosion, also Anlösung, sprechen zu sollen.

Fernerhin gibt es noch kantige und eckige Splitter, wohl Zerlegungsformen einst größerer Quarze, die noch nicht lange genug der Anlösung ausgesetzt waren. Ferner sei die Aufmerksamkeit auf Mehrkornquarze gelenkt. Das sind Quarzareale, die aus mehreren, pflasterartig verbundenen Quarzkörnern bestehen. Kornverzahnung habe ich nicht beobachtet. Ich halte diese Quarzareale, die manchmal so rund wie Gerölle umrissen sind, für alte Quarzgewebereste. Sie könnten einem Granit, Aplit, oder auch einem Gneis entstammen. Die Rundung ist an mehreren Stellen als korrosiv zu erkennen, z. B. durch die kerbende Wirkung an Korngrenzen. — Die Feldspateinsprenglinge waren ursprünglich ausnahmslos Kalifeldspate. Sie sind im Stadium der Verdrängung durch Schachbrettalbit; diejenige Kalifeldspatart, welche dieser Verdrängung verfällt, ist Mikroklin-Mikroperthit, der Mikroklin ist oft nur undeutlich gitterig („flau“). Ob vorher etwa Sanidin vorkam, ist hier ebensowenig zu erkennen, wie in vielen, typischen Quarzporphyren, mit welchen unsere Kalifeldspate auch die Pigmentierung durch feinverteilter, pulveriges Eisenoxyd (in geringer Konzentration) gemeinsam haben. Bei der Albitisierung werden die sonst etwas trüben Feldspäte klar, das Pigment zieht nach außen ab. Die weißen Albite des Augenscheins sind somit nicht selbständige Gemengteile im Sinn der Mikrokline, sondern spätere Umbildungen.

Auch die Feldspäte bilden z. T. Körnergruppen wie die Quarze. Mitunter treten auch aus Feldspat und Quarz gemischte Körnergruppen auf. Im Schliff kann man Biotit oder andere dunkle Gemengteile so wenig wie im Handstück wahrnehmen.

Eine postkristalline Durchbewegung (nach der Quarzkorrosion) fehlt diesem Beispiel; lediglich eine Natron-Metasomatose hat die ersten Schritte einer Umbildung in der Richtung auf Metaquarzeratophyre (2) getan. Alle Erscheinungen, die ich angeführt habe, sind mir aus den sehr ähnlichen quarzporphyrischen Gesteinen der obersteirischen Grauwacke bekannt, zum großen Teil auch aus typischen Quarzporphyren (etwa Bozen usw.). Die Problematik ist ebenfalls ganz dieselbe.

2. Porphyroid? (Blaviérit.)

Straßenkehren hart östlich Plaisance.

Bei BERGERON (1889) heißt dieses Gestein Blaviérit, und ist im wesentlichen ein Porphyroid; bei MICHEL-LEVY (1930) ist es ein Quetschgestein aus der „zone écrasée“, ein Mylonit.

Das mir übergebene Stück ist vielleicht noch keine ganz typische Form. In einer grünlichen, fast weißen, dicht erscheinenden, aber z. T. deutlich schiefrigen Grundmasse liegen scheinbar unverdächtige Einsprenglinge von glasig-milchigem, etwas amethystfarbenen Quarz, aber auch weiße Feldspatkörner (Mikroclin, z. T. albitisiert) sind wahrzunehmen. Die Einsprenglinge erreichen gegen 2 mm Größe; die Grundmasse ist specksteinähnlich dicht.

Der Dünnschliffbefund ist schwierig zu deuten. Ich fand darin nur zwei Einsprenglingsquarze mit typischen Schläuchen und buchtigem, glatten Kornrand. Alle übrigen Quarze sind mindestens mit breitem Rand kräftig mechanisch zerlegt, so daß an verschiedenen Stellen der feine Quarzsand, den solche zerriebene Einsprenglinge bilden, in die Grundmasse schlierig eingerührt erscheint.

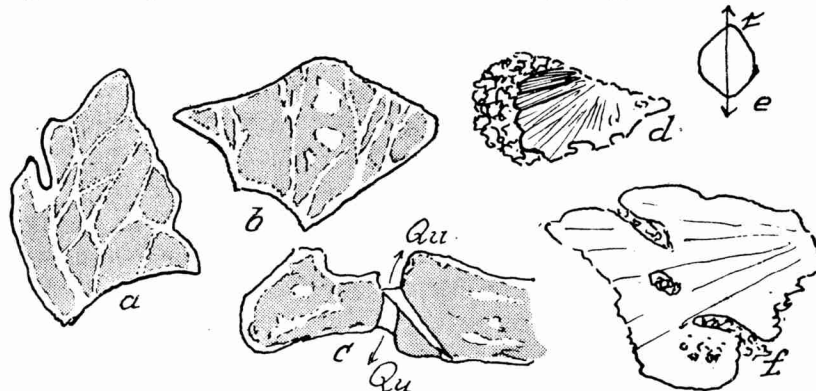


Abb. 30. Aus dem Porphyroid (Blaviérit) Nr. 2.

- a, b = zerschnittene, mit Mikroperthit (weiße Adern) homogen verheilte, proterogene Kalifeldspäte (trüb, grau gekennzeichnet).
 c = dasselbe, außerdem inhomogene Verheilung durch zwei Quarzlamellen Qu.
 d = optisch fächerig gefelderter Einsprenglingsquarz mit feinkörnig zerlegtem dicken Ende.
 e = ungestörtes, kleines Dihexaeder.
 f = Einsprenglingsquarz mit Schläuchen und Einschluß, von feinblastischer Grundmasse erfüllt. Optisch gefeldert, Rand mechanisch verformt.

Vergr. 35 lin.

Diese Einsprenglingszerreißel sind aber doch alle viel größer als die eigentliche Grundmasse, welche — falls die Ableitung von einer Quarzporphyrbasis richtig ist — in ein Gemenge von feinstem Serizit, ganz wenig feinschuppigem Biotit und Quarz umgewandelt erscheint. Alle Quarze sind optisch stark gespannt (BÖHM'sche Streifung ist merkwürdig wenig verbreitet), außerdem ist aber grobmechanische Kornzerlegung auch optisch, durch scharfe Felderung zwischen + Nikols, die Regel. Die Feldspateinsprenglinge

scheinen ehemals durch Roteisen schwach pigmentiert gewesen zu sein. Sie sind heute auf dem Wege der Umwandlung zu Mikroclin-Mikroperthit, was unter Ausstoßung des Pigmentes vor sich geht. Trübe Flecken des alten Kalifeldspates erscheinen durch das jüngere Aderwerk des gereinigten Mikroperthites, dessen Mikroclin scharf gegittert ist, verkittet. Schachbrettalbitisierung beginnt ebenfalls zu wirken, ist aber noch selten.

Gefüge. Es ist die Deutung möglich, daß sich aus einem alten Quarzporphyr ein Porphyroid im Sinne unserer obersteirischen Grauwackenporphyroide entwickelt, daß also eine Ergußfazies am Weg zur Umwandlung in einen erststufigen Ortho-Serizit-schiefer vorliegt. Die Ergußfazies hätte dann Einsprenglinge von Quarz und roten Kalifeldspäten in mikrogranitischer bis felsitischer Grundmasse enthalten. Die darauf folgende Metamorphose wirkte zunächst mechanisch durchbewegend (deformierte Quarze und Kalifeldspäte), zuletzt regenerierend durch Ausheilung der Quarze zu feinkörnigen Geweben, Kristallisation von Serizit, von Mikroclinmikroperthit (im Sinne der OSTWALD'schen Stufenregel) und Albit. Bilder wie hier kenne ich aus obersteirischen Metaquarzkeratophyren zur Genüge. Über das spezielle Problem dieser Genesis wird noch zusammenfassend diskutiert.

3. Quarzfreier Porphyrit.

Intrusiv (Perm). Castelsec, östl. Laurens, Montagne Noire.

Das Gestein könnte im Feld unter die Porphyroide eingereiht werden; es war vor allem erwünscht, zu wissen, ob es tektonisch beansprucht worden war.

Das Handstück erscheint graugrün, mit schwach wächsernem Glanz, massig, zum größten Teil auch dicht, aber in dünnen Splittern lassen sich weiße und grüne Einsprenglinge, freilich recht undeutlich, erkennen, welche körnig auftreten und um 1 mm Durchmesser besitzen.

Dünnschliff. Die Struktur ist ungestört massig; man unterscheidet eine fluidale Grundmasse mit dicht gedrängten, sehr kleinen Feldspatleistchen, die oft gekerbte Enden haben, wie dies an Mikrolithen öfters der Fall ist. Die Individuen haben durchschnittlich nur eine Länge von beträchtlich unter $\frac{1}{10}$ mm, die größere Anzahl ist sehr schmal, zeigt Karlsbadergesetz und gerade Auslöschung der symmetrischen Zone; die schwache Licht- und Doppelbrechung weist im Verein mit den übrigen Eigenschaften auf sauren Oligoklas, 20% An. Daneben gibt es etwas klotzigere Schnitte mit höherer Licht- und Doppelbrechung, und geringer

Auslöschung auf Schnitten senkrecht X, in solchem Sinn, daß man auf sauren Oligoklas bis 25% An schließen darf. Zwischen den Feldspäten liegt eine unauflösbare, z. T. isotrop-glasige, graugrüne Basis. Unter den Einsprenglingen konnte noch ein Plagioklas bestimmt werden: die Rindenschicht enthält etwa 25, der Kern rund 30% An. Die Form ist gut erhalten, Verzwillingung nach dem Albit- und Periklingesetz noch erkennbar, ebenso auch noch kompliziertere Verzwillingung, Verwachsung und Stockbildung ersichtlich, aber die Hauptmasse der Einsprenglinge ist in allen Fällen durch Kalkspat pseudomorphosiert. Unzweifelhafte Reste von Kalifeldspat-Einsprenglingen konnte ich nicht erkennen. Es gab auch farbige Einsprenglinge, die jetzt in Chlorit umgewandelt sind; Form, Spaltung, Art der Chloritisierung weisen darauf hin, daß zwei Arten vorlagen, von welchen für die eine Augit, für die andere Olivin in Betracht kommt, möglicherweise statt Olivin auch ein Hypersthen. Diese Pseudomorphosen enthalten kein Karbonat. Ferner ist des Umstandes zu gedenken, daß sich häufig Feldspat- und Pyroxen-(Olivin)-pseudomorphosen zu kleinen Körnergruppen vereinigt haben, zu welchen sich auch verhältnismäßig große und auffällige pigmentierte Apatite gesellen, sowie Leukoxen nach Titaneisen.

Mit den früher beschriebenen Porphyroiden scheint demnach keine Beziehung gegeben. Es ist vielmehr nur die große äußere und innere Unähnlichkeit hervorzuheben. Die Bezeichnung quarzfreier Porphyrit scheint mir vorläufig die zutreffendste zu sein.

b) Basische Ergußgesteine, Tuffe und Metamorphe.

4. Diabas.

Im kambrischen Kalkstein des neuen Steinbruches südl. P. 911, westl. Moulin de Leucate, Mts. de Lacaune.

Handstück gelblich-graugrün, fast dicht. Körnung 0,1—0,5 mm (Die Körnungen wurden mit einer Reichert-Meßlupe mit Zehntel-mm-Teilung gemessen). Trotz der Kornfeinheit erkennt man schon freiäugig die ophitische Struktur.

Dünnschliff. Der eine Hauptgemengteil ist leistenförmiger, breit zwillingslamellierter, unzonarer Oligoklas mit 20—25% An. Eine schmale Rindenzone ausgenommen, sind diese Oligoklase mit Einschlüssen vollgespickt, unter welchen Klinozoisit leicht zu erkennen ist. Außerdem aber kommt ein blaßgrünliches, nur wenig pleochroitisches Mineral als Einschluß in diesen Oligoklasen vor, welches Pumpellyit sein mag. Eine ganz verlässliche Bestimmung war nicht möglich. Der zweite, wichtige primäre Gemengteil ist

ein teilweise gut erhaltener, im Schliff zart braun getönter Pyroxen mit $c/Z = 39^{\circ}$, der so häufig in Diabasen anzutreffen ist und nach den Pigeoniten hinzielt. Nebengemengteile sind Titanmagnetit, z. T. in Umwandlung zu Leukoxen, ferner Apatit.

Zu jüngeren Bildungen gehören als Umwandlungsprodukte kleine Felder von Pennin, durchspickt mit strahlsteinartiger, nadeliger Hornblende, ferner auch etwas Prehnit.

Genese. Die ursprüngliche Paragenese war offenbar Labrador mit violgrau-bräunlichem Pyroxen, ophitisch gefügt, überstreut mit Titanmagnetit. Die Struktur ist noch vollkommen unverwischt. Ihr auffallender Grundzug besteht darin, daß Pyroxenindividuen, welche den Plagioklas an Größe ums 10—15 fache übertreffen, das Bett abgeben für die sparrig eingenisteten Plagioklase. Dadurch erscheinen die Pyroxene wie zerhackt. Die Augite grenzen aber nicht lückenlos aneinander. Dazwischen dehnen sich vielmehr Räume aus, die ebensogroß wie die Pyroxene, aber ganz nur von einem Gebälk von Plagioklasen eingenommen sind. In der Ausscheidungsfolge steht demnach nach Erz und Apatit zunächst der Plagioklas mit basischen Kernen, dann erst folgte der Pyroxen. Diese Umkehrung der normalen Ausscheidungsfolge ist sichtlich dem Massenverhältnis zuzuschreiben. Daß der Plagioklas im primären Zustand zonar gebaut war, wird durch die deutliche innere Häufung der Einschlüsse angedeutet. Der Erstarrungsschluß ist eutektisch gewesen, wie die Strukturverhältnisse zeigen.

Was die spätere, in den Anfängen stecken gebliebene Umprägung (diese Art Plagioklas-Saussuritisierung, Hornblende-, Chlorit- und Prehnit-Neubildung) betrifft, so entspricht sie einer Exposition in der ersten Tiefenzone, aber nicht unter differentieller Durchbewegung, sondern unter Pseudomorphosierung der Struktur (vgl. dazu ANGEL 1932). Äußerlich hat sich diese schwache Umprägung mit Beteiligung grüner Gemengteile durch allgemeine Grünfärbung des Gesteins bemerkbar gemacht.

Keinesfalls könnte man angesichts der gegebenen physiographischen Analyse zur Vorstellung gelangen, daß eine Wechselwirkung von Porphyrgesteinen mit Kalken dieses und manche ähnliche Grünschiefer erzeugt hätte. Dem Sinne nach kann die Umprägung der Quarzporphyre vollkommen parallelisiert werden mit jener der Diabase vom geschilderten Typus. Die Schachbrettalbitisierung im nicht durchgeschiefertem Porphyroid z. B. entspricht der Saussuritisierung im nicht durchgeschiefertem Diabas. Dies bedeutet, daß einzelne Straten der Serien, in welchen diese Diabase und Porphyroide liegen, reliktsch ungeschiefert geblieben sind.

5. Diabas-Mandelstein.

Dauterribes bei Cabrières, Basis des Devon, Mt. Noire.

Man vermutet in diesem gelblichgrauen, sehr verwittert aussehenden Gestein zunächst etwa einen Mergel mit tuffigen Beimengungen. Die Gesteinsmasse ist derartig mit Kalkspat durchsetzt, daß sie an fast allen Stellen mit verdünnter HCl lebhaft braust. Auch infiltriertes Eisenhydroxyd geht bei Säurebehandlung in Menge in Lösung. Entfernt man durch feuchtes Bürsten die dünne, bräunlichgelbe, erdige Kruste der Oberfläche, so kommt ein gleichmäßig hellgrünes, dichtes Gewebe zum Vorschein, in welchem bläulichgrüne, erbsen- bis bohngroße, spröde Mandeln sitzen, und man stößt auf Hohlräume derselben Größe, die mit gelbem Eisenhydroxyd ausgekleidet sind.

Im Dünnschliff löst sich das Grundgewebe auf in eine echte, diabasische Grundmasse aus Plagioklasleistchen, die karbonatisiert sind und auch Prehnit enthalten, so daß der primäre Charakter dieses Plagioklases nicht mehr feststellbar ist. Die Leistchen haben einige Zehntel mm Länge, etwa ein Drittel bis Viertel davon an Dicke, und drängen sich sehr dicht. Es ist nur wenig Zwischenmasse vorhanden, welche größtenteils wiederum karbonatisiert und auch chloritisiert erscheint, daher die lichtgrüne Gewebefarbe des gesäuberten Gesteins. Als Einsprenglinge kann man lediglich Plagioklase anführen, größere Pseudomorphosen mit vorzüglicher Formerhaltung, aber infolge der Pseudomorphosierung nicht bestimmbar. Pseudomorphosen nach dunklen Einsprenglingen (Pyroxen, Olivin oder Hornblende) wurden nicht beobachtet. Es scheint eine schon primär plagioklasreichere Diabasform vorzuliegen, als Differentiat sehr gut zum vorigen passend. In den Mandelräumen kann man 3 Mineralien erkennen: Chalzedon, Kalkspat, Chlorit. Auch im Dünnschliff beobachtet man, wie sich von der Oberfläche aus Eisenhydroxyd in die oberflächennahen Schichten hineinzieht, worunter aber fast nur die Zwischenklemm-Masse leidet.

Dem faziellen Zustand nach liegt wieder nur ein metasomatisch umgebauter, nicht durchbewegter, also nicht im Sinne eines Schiefers metamorpher Diabas vor.

6. Metadiabas.

Aus dem Ordovizium(?) östl. Felices, Massiv von Mouthoumet.

Sieht man das graugelbe bis graugrüne Handstück an, so wird man zwar gleich an diabasisches Material denken, muß aber im Zweifel bleiben, ob eine Lava oder Tuff, bzw. ob eine metamorphe Form davon vorliegt.

In splitterig dichter Grundmasse (ganz hellgrün) schwimmen kantige oder rundliche Plagioklaskörner (gelblich), die etwa 0,2—0,5 mm Durchmesser haben. Andere Gemengteile sind nicht unterscheidbar, aber es treten in sparsamer Verteilung langgezogene Hohlräume auf, etwa 2—4 mm lang, 1 mm weit, mit Limonit ausgekleidet, welche an Mandeln erinnern. Schollige Fremdkörper, etwa denen unserer paläozoischen Diabastuffe entsprechend, gibt es in diesem Fall nicht. Die Spickung mit den Plagioklasen ist dicht, die Mandelhohlräume sind sporadisch. Der Augenschein führt auf einen Diabas, nicht auf einen Tuff; aber sichtlich ist sein Zustand nicht mehr mechanisch unverletzt. Die lichte Farbe — begreiflich, da dunkle Gemengteile nicht hervortreten — hat ihre Grüntönung von feinverteiltem Chlorit her, und weist gleichzeitig diesem Diabas eine bestimmte systematische Stellung an: man wird ihn im frischen Zustand bei den Leukophyren unterbringen.

Sicherheit brachte schließlich der Dünnschliff. Das Gewebe besteht aus einer auch u. d. M. äußerst feinkörnigen, bis dichten, Grundgewebemasse, in welcher sich Plagioklaskörnchen, Serizit und reichlich Feinchlorit erkennen läßt, der das Gewebe beinahe gleichmäßig in feinen Schüppchenzügen durchwirkt, wodurch die Gesamtfarbe so gleichmäßig wird. In dieser Grundmasse schwimmen reichliche verschieden große Plagioklase, heute Oligoklas-Andesine mit 30—35% An, zu Zwillingstöcken vereint und nach den gewöhnlichen Gesetzen lamellar verzwillingt. Sie sind aber mit Mikrolithen gefüllt, die dem Klinozoisit, dem Serizit und Kalkspat angehören, oft tritt auch Titanit (als Leukoxen) und Rutil in die Fülle ein. Titanit und Rutil sind übrigens im ganzen Gewebe reichlich in Form von Krümeln und Krümelgruppen verteilt. Quarz war nicht wahrnehmbar.

Gefüge. Der Dünnschliff zeigt ganz klar ein Linsengefüge mit Spuren von Durchbewegung eines älteren Bestandes, sowie Ausheilen. Die mechanische Durchbewegung bildet sich ab in der Einordnung der Chlorit- und Serizitmassen in den lentikulären Bau, ferner in der Zerbrechung der ehemaligen Plagioklaseinsprenglinge in Trümmer, die z. T. nicht regeneriert wurden, und in der mechanischen Verflößung kleinerer Splitter der Einsprenglinge. Ausheilend tritt die Neubildung saurerer Plagioklase als Pseudomorphosen nach den Einsprenglingen oder deren Trümmern auf, ferner die Kristallisation von Serizit und Feinchlorit, Klinozoisit und Kalkspat (welcher übrigens durch verdünnte HCl in ziemlicher Menge im Gewebe nachweisbar ist). Merkwürdig sind die ver-

einzelten mit Titanit auf (001) verkrusteten Muskowite, fast ausnahmslos „Quermuskowite“ im Sinne SANDERS. Ich halte sie für Neubildungen einer Kali-Metasomatose, vergleichbar den Muskowit-holoblasten in alpinen Eklogiten.

Der primäre Zustand war der eines Diabases mit Leukophyrcharakter, d. h. mit weitaus vorwiegenden hellen Gemengteilen: wohl Labradoren, ferner mit viel Titaneisen und einem Quantum Pyroxen in der Grundmasse.

Faziell ist dieses Gestein heute bereits als kristalliner Schiefer erster Tiefenzone, obere Abteilung, zu zählen, das beweist der Zustand der Durchbewegungsabbildung und die neue Mineralgesellschaft. Solche Diabase bezeichne ich als Metadiabase.

7. Chloritschiefer.

Kristallin vom Bahneinschnitt S. von Héripien, in weichen, grünlichen Schiefem mit Knoten, XX.

Eine ebenschiefrig, feinschuppig gebaute Lage (Korn 0,5—1 mm), mit ziemlich häufigen, schwarzgrünen Flecken von unter 1 mm Durchmesser. Es fehlen helle, körnige Gemengteile, dagegen reichert sich in einigen Lagen Serizit an. Die dunklen Fleckchen habe ich herauspräpariert. Sie sind gröber schuppige Chlorite; es läßt sich nicht deutlich erkennen, ob sie ein protogenes Mineral pseudomorphosieren, doch könnte es wohl — nach unseren Steirischen Mustern zu urteilen — ein Pyroxen gewesen sein. Stofflich ist dieser so einfach zusammengesetzte Schiefer auf einen Diabastuff, vielleicht einen solchen mit Pyroxenkristall-Auswürflingen, zurückführbar. In Pulverpräparaten konnte neben Chlorit (Klinochlor) auch vereinzelt Biotit wahrgenommen werden, noch spärlicher Quarz und etwas Albit. Die Sedimentbeimischung (Serizitschiefermaterial) ist unverkennbar, tritt aber noch nicht so in den Vordergrund, wie bei den folgenden Beispielen.

TUFFITE.

8. Chlorit-Serizitphyllit.

Aus den Profilen N. v. Cammazes, 7 u 7. x.

Es lagen drei Proben derselben Gesteinsart vor, aus einem Zuge stammend, von dem es schien, er enthielte Diaphthorite. Die Stücke sind hell graugrün, serizitisch schimmernd, rein lepidoblastisch und flachbogig gefältelt. Die wirkliche Korngröße ist bloß 0,1 mm, das Gewebe erscheint jedoch viel gröber geschuppt, weil sich die Individuen zu Schuppenpacketen gruppieren.

Dünnschliff. Als Gemengteile findet man Quarz, Serizit, Feinchlorit (Klinochlor) mit $X = Y =$ grasgrün, $Z =$ blaßgelb; ferner sieht man zahlreiche Eisenglanztafelchen, kleine Turmaline mit folgendem Farbwechsel: // $Z =$ rötlichgelbgrün, $\perp Z =$ tiefbräunlichgrün, daneben winzige Rutilite und Apatit.

Serizit wiegt vor, dann folgt der Menge nach Klinochlor. — Der Querschnitt enthüllt einen sehr bezeichnenden, lagenhaften Kornwechsel. Auf papierdünne, quarzreiche, pflasterige und mit Chlorit gespickte Lagen folgen solche, die ganz quarzfrei oder ausgesprochen quarzarm sind, aus übereinandergeschichteten Serizitblättern bestehen und gleichmäßig Chlorit eingewirkt enthalten. Man beobachtet im Schliff den Erfolg des nunmehr zum Stillstand gekommenen Gleitens übereinander, welches mit der Schöpfung von Räumen unter kleinen Sätteln verbunden war, worin die scharf ausgeprägte Schichtung der Schenkel in den Sätteln, bzw. Mulden selber ausblieb. In solchen Räumen stecken Querchlorite und Großquarze, ohne weitere einfache Beziehung zum übrigen Lagenbau. Nach B. SANDER (1930, S. 243 ff.) liegen hier Musterbeispiele von Biegefalten vor (vgl. Textabbildung 31). Wir werden derartig organisierte Gewebe noch in allen Übergängen zu scherfaltigen Gesteinen antreffen, was in SANDER's Sprache bedeutet, daß wir hier noch Relikte aus einer Stauperiode des Gebirges vor uns haben, aus der Zeit unmittelbar vor dem tektonischen Abfließen der Massen, oder gerade diesen Akt beginnend und fixierend. Das Beginnen kündigt sich an durch scherende Ablösung von Lagenpaketen, die übereinander lagen. Die Raumfüllung unter den Faltenknien soll nach SANDER 1930, S. 247 eine Platzwechsellerscheinung sein: Was an Schenkeln und Faltenknien zuviel war, wird in die sich virtuell öffnenden Räume eingestopft und braucht sich dort weiterhin keiner Ordnung zu unterwerfen, eine Deutung, der ich beipflichte.

Außerdem sind am Präparat noch als Biegefaltenmerkmale zu erwähnen: Betätigung der Regel von der Stauchfaltengröße (SANDER 1930, S. 247), Mächtigkeitskonstanz der gebogenen Elemente selber im Scharnier.

Gefaltet erscheint ein wesentlich sedimentäres „s“, nämlich eine periodisch wechselnde Feinschichtung. Die Art der Chloritführung schließt meines Erachtens die Möglichkeit einer Pseudomorphosierung aus einem proterogenen (BECKE 1913) Gemengteil aus, die Chloritführung erscheint als primäre Folge der chemischen Sedimentanlage. Nun ist aber der dadurch gegebene Reichtum an Mg sehr bemerkenswert im Gegensatz einerseits zu dem (Mg, Fe)-

Mangel rein quarziger und serizitisch toniger Gesteine, andererseits zu den viel häufigeren, aus den normalen Quellen der Sedimentation fließenden Eisenhydroxydmassen, die für die Hauptmenge der Sedimente und Sedimentabkömmlinge unseres Aufsammlungsraumes so bezeichnend sind, daß man vielfach von einer Eisendurchtränkung sprechen kann.

Der im Chlorit ausgedrückte Mg-Reichtum dieser Gesteine fällt daher auf und erheischt eine Überlegung der möglichen Quellen. Man kann z. B. den Gedanken diskutieren, inwieweit nicht etwa Dolomit im metamorphen Stoffumsatz die nötige Magnesia geliefert hat; es ist ferner die Meinung geäußert worden (BERGERON 1907), daß bei solchen Prozessen „granitische Fumarolen“, oder sagen wir pneumatolytische bis hydrothermale Restlösungen aus granitischer Quelle indirekt, nämlich durch Einwirkung auf Kalke und Dolomite, im Stande gewesen wären, Mg-Silikate in den Schichtstößen entstehen zu lassen. Allein, angesichts der Gegenwart von Diabasen, muß wohl in erster Linie daran gedacht werden, daß Tuffeinstreu in tonige bis sandige Sedimente vorliege.

In Analogie mit petrographisch ganz ähnlich gebauten Serien aus Diabasen, Tuffiten, Serizitschiefern und dgl., wie ich sie aus den Steirischen paläozoischen Arealen kenne, möchte ich für die in Rede stehenden Gesteine ebenfalls diese Deutung vertreten (vgl. ANGEL 1932, 1933, 1934).

Die anderen Herleitungen stoßen, wie ich glaube, auf größere Schwierigkeiten. Es ist gar keine Andeutung davon zu sehen, daß Karbonatmassen bei der Prägung dieser Schiefer mitgewirkt hätten; es fehlen auch Kalkmineralien. — Ich finde nur für eine vorschreitende Metamorphose, die das Sediment in die erste Tiefenstufe überführte, mineralogische, gesteins- und gefügekundliche Merkmale; nirgends eine Andeutung von Diaphthorese. Eine leichte Kornvergrößerung gegenüber den nichtmetamorphen Sedimenten dieser Schichtverbände ist aus dem Kornverband gut zu erschließen.

Die Bezeichnung Tuffit gebrauche ich im gleichen Sinn wie A. WINKLER für wesentlich sedimentäre Gesteine, aber mit Tuffeinstreu.

9. Serizit-Chlorit-Phyllit.

Aus dem Profil W. der Straße südlich von Hériplan, 7.

Das Vorkommen war u. A. daraufhin zu untersuchen, ob nicht ein Diaphthorit vorläge. Es gleicht äußerlich so ziemlich dem vorigen, besonders in Textur und Struktur. Das Korn ist ein wenig gröber, 0,2—0,3 mm. Die Farbe ist aber mißtönig bräunlich-graugrün; Textur ebenschiefzig. Das Gewebe führt reichlich

Ilmenit und Leukoxen, sowie Magnetit, ferner reichlich Schuppengeflecht von Klinochlor, der dem Pennin nahe steht, in „s“ (SANDER 1911) streng eingeregelt ist und sich mit pflasterigem, aber nicht in Zeilen geordneten Quarz vermengt. Der Serizit ist hier gröber schuppig, er nähert sich jenen Korngrößen, bei welchen man im



Abb. 31. Aus dem Chlorit-Serizitphyllit Nr. 8. Biegefalte, noch gut erhalten, mit Stopfraum unter dem Faltenknie. „s“ = kristallin und tektonisch ausgearbeitete sedimentäre Anlage „ss“. Ch = Chlorit, Q = Quarz, weiße Lamellen in Packeten = Serizit, schwarze Täfelchen = Ilmenit. Querschnitt. Vergr. 60 lin.

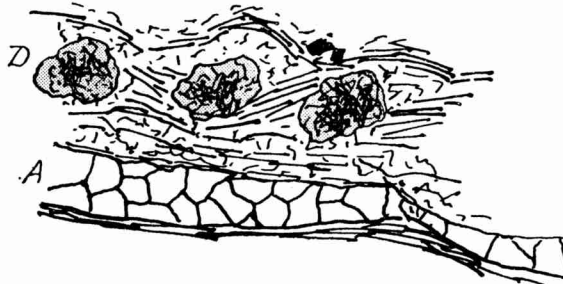


Abb. 32. Aus dem Serizit-Chlorit-Phyllit N. 9. Aplitische Lage A und drei Diabaskörnchen D, eingebaut in das körnig-schuppige Grundgewebe. Querschnitt. Vergr. 60 lin.

Dünnschliff schon zur Bezeichnung Muskowit übergeht; im gleichen Maß ist auch die Dimensionierung des Klinochlors vergrößert. In diesem Gewebe stecken ein paar rundliche Körnchen von Diabas, zu je 1 mm Durchmesser, gefügt aus einigen Körnern von kaoliniertem Plagioklas und etwas Chlorit mit Ilmenit. Sie liegen in einem Niveau und gehören wohl zur Tuffeinstreu.

Außerdem enthält das Gestein eine wenige Millimeter dicke, parallel „s“ injizierte, gelblichweiße, syenitaplitische Lage, die schon im Handstück flach schräg zerschert ist. Diese bestätigt auch der Dünnschliff, wo man eine Doppelzeile quadrig verbundener Körner von trübem (etwas kaolinisiertem) Mikroperthit und klaren Albiten beobachten kann; Mengenverhältnis etwa 3:1; Quarz kommt in dieser Lage nur vereinzelt vor, Glimmer fehlt. Die Zerschörung führt den Beginn der Scherfaltung nach vorhergegangener Biegefaltung vor Augen.

10. Serizit-Chlorit-Phyllit.

Aus dem Profil S. von Héripian, 8.

Das Handstück führt einen gelbgrauen, anscheinend ebenschiefrig schuppigen Schiefer vor, der feinen Lagenwechsel zeigt. Schon diese Lagen sind nur 0,1—0,2 mm mächtig, das Korn geht unter 0,1 mm herunter! Es liegt wesentlich dasselbe Gestein vor, wie bei 9. — nur erscheint sowohl die Materialherkunft, als auch der erreichte kristalline und tektonische Endzustand in Einzelheiten vom vorigen Beispiel abweichend.

Man kann deutlich zwei Gewebeteile unterscheiden. Der eine besteht aus Serizitmassen, die etwas Pyrit und Magnetit enthalten und sogleich an serizitisiertes Porphyroidmaterial erinnern, wobei zu erwähnen ist, daß kurze Quarz-Kornfasern eingewoben sind, die wohl auch von Porphyrquarzmaterial herkommen könnten, ferner daß gelegentlich auch Chlorit und Biotit in starker Verdünnung gegenüber dem andern Teil des Gesteinsgewebes hier eingebaut erscheinen. Die Serizite — etwas gröber wie in den vorigen Beispielen, sind sehr gut eingeregelt. Die Zusammensetzung des serizitischen Anteils und sein Gefüge lassen auf eine saure Tuffkomponente schließen. Es fehlt diesen Massen neben der Bezugsmöglichkeit auf rein sedimentäre Tonschiefer wegen des Aufbaues auch jede Andeutung von graphitischem oder verwandtem Pigment.

Der zweite Gewebeteil entspricht ganz nahe den schon in früheren Beispielen beschriebenen chloritreichen Serizitschiefergeweben. Hier herrschen ungefähr in gleicher Gesamtmenge Quarz, Klinochlor, etwas weniger Biotit, daneben gibt es wieder etwas Magnetit, und in den Chloriten reichlich Sagenit. Die Strukturverhältnisse — vgl. Taf. 4, Fig. 1 — erinnern in ganz auffallender Weise an jene Bilder, die SANDER 1930 über Gefügeteile einerseits von Granulit-Quarzen (S. 191), andererseits von glimmerreichen Gefügen, etwa Albitphyllit, Schmirn (Tirol (S. 269, 270) veröffent-

licht hat. Da trifft man in den quarzreichen Gewebeteilen die gelängten Granulitquarze wieder. Das Bezeichnende daran: die Quarze bilden schmale, nur eine Kornlage ausmachende und bald austreichende Zeilen // zur Schieferung. Sie sind wie dickplattige Quadern aneinandergesetzt und zu Überindividuen vereint. Ihre Ausrichtung: Die Quarzachsen pendeln in den SANDER'schen Ebenen ac und $(0hl)$. Das wäre kennzeichnend für vorkristalline S-Tektonite.

Ein anderes, höchst bezeichnendes Gefügebild erhält man beim Studium der stärker lepidoblastischen Gewebeteile, z. B. solcher mit angereicherten Chloriten und Seriziten. Diese Verhältnisse sind im oben genannten Bild besonders deutlich festgehalten. Das Gewebe ist in dünne, spitze, von einander abgescherte Falteile zerlegt. Es wird sozusagen der tektonische Gesteinsfluß in seiner Hochphase abgebildet. Es liegt genau jener Fall vor, den man bei solchem Material bei Umscherung einer Biegefalte erwarten muß. Darüber liegt der abbildende Schleier nachtektonischer⁵⁴⁾ Kristallisation.

Auch hier liegt kein Diaphthorit vor.

11. Chloritreicher Serizitphyllit.

Aus dem Kristallprofil S. v. Hérípian, 5.

Diesem grauen, ebenschiefrigen, weich graphitisch schimmernden Gestein sieht man zunächst den Chloritbetrag nicht an, den der Schliff enthüllt. Tatsächlich ist ja etwas graphitisches Pigment vorhanden. Allein hauptsächlich wird die Gesteinsfarbe veranlaßt durch Überdeckung des etwas düsteren Chloritgrüns mit durchtränkendem, schmutzigen, limonitischen Braun und mit dem Braun neu aufgesproßter Biotite.

Der Gesteinskörper wird abermals aufgebaut aus wechselnden quarz- und serizitreichen Lagen mit gleicher Kornfeinheit wie beim vorigen Beispiel, und darin wechselnd dichte Tuffeinstreu, welche reichliche Chloritkristallisation zur Folge hat; im Zusammenhang mit dieser Einstreu stehen auch die Titaneisenklümpchen, welche sehr ausgiebig in Leukoxen verwandelt erscheinen. Das Sediment unterlag einer Biegefaltung und vorschreitend erststufiger Kristallisation von Quarz, Serizit, Biotit und Chlorit, wobei es wieder zur Chloritnesterbildung in den Räumen unter den Falten-

⁵⁴⁾ In diesem petrographischen Teil wird „Tektonik“ und „tektonisch“ etwa in dem Sinne von Orogenese und orogenetisch gebraucht, um nicht alt bekannte Ausdrücke durch neue zu ersetzen (Anm. 19 S. 69).

knien kam. Die Biegefaltung wurde dann umgeschert, und in Fig. 2 der Tafel 4 sind die bezüglichen Gefügeeinheiten zu sehen. Die Konzentration schuppiger Gemengteile an den Faltenknien wirkt im Augenschein am Handstück so, als ob dort kleine, undeutliche Glimmerporphyroblasten säßen, doch sieht man mittels Lupe auch am Handstück schon die zarten Fältelungen (vgl. auch Abb. 33 und 34).

Auch eine zerscherte, syenitaplitische Lage wiederholt sich hier wie im Falle 9.



Abb. 33. Aus chloritreichem Serizitphyllit Nr. 11. Schoppfältchen aus Chlorit in Quarzgewebe. Kräftig ausgezogen: Chlorit, körnig: Quarz. Querschnitt. Vergr. 65 lin.

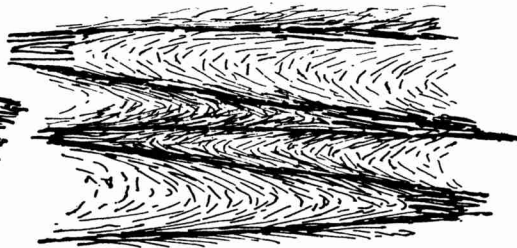


Abb. 34. Aus demselben Gestein. Scherfältelungs-Einheiten, im Geflecht aus Serizit und Feinbiotit. Die Scherflächen treten schon ausgeprägt hervor. Jeder Strich bedeutet die Lage eines Schuppenquerschnittes. Querschnitt, Vergr. 65 lin.

12, 13, 13a. Chlorit-Serizitphyllite aus dem Kristallinprofile südlich von Hériplan, 3, 5, 6.

Diese drei Stücke unterscheiden sich in keiner Weise wesentlich von den eben beschriebenen Mustern. 12 ist chloritreicher, 13 etwas biotitreicher, 14 serizit- und graphitreicher, als der ideale Durchschnitt, und das letzte Beispiel außerdem wieder stärker welligfältelig. Es sei betont, daß alle diese Formen, wenn man sich den Limonit- und Graphitgehalt entfernt und die diabatische Tuffeinstreu verstärkt denkt, den gleichgedeuteten Tuffiten nördlich von Cammazes auch äußerlich bis zur Ununterscheidbarkeit ähnlich werden.

Zusammenfassung.

Hinsichtlich des ganzen Abschnittes, der sich mit Ergußgesteinsabkömmlingen und Tuffiten beschäftigt, ergibt sich eine Reihe von Fragen allgemeinerer Bedeutung, welche zusammenfassend Erörterung finden mögen.

Die Porphyroid-Blaviérit-Frage. Entscheidend dafür, die beschriebenen Gesteine als veränderte Quarzporphyre anzusehen, war für mich die Beobachtung der Einsprenglingsquarze mit Buchten und Schläuchen. Die Äußerungen der französischen Forscher BERGERON (1889) und MICHEL-LÉVY (1930) beleuchten die Frage nach der Natur dieser Gesteine und ihre Problematik sehr eindringlich. Für den erstgenannten sind die Porphyroide des Gebietes Migmatite aus einem Mikrogranulit-Quarzporphyr und Serizitschiefern, dies wird für bestimmte Fälle profilmäßig zu belegen gesucht. Nach den Profilen handelt es sich um teilweise gangförmige, teilweise stockförmige Massen in Schiefern. Der Blaviérit ist ein Injektionsgestein mit sehr reichlicher Serizitschieferkomponente; Porphyroide sollen weniger derartige Beimischung haben. Für den zweiten dieser Forscher wären die Mikrogranulite Mylonite der von ihm als „Granulit“ bezeichneten Muskowitgranite; Blaviérit wäre der zugehörige Ultramylonit, und das Porphyroid soll ebenfalls ein Mylonit nach den Muskowitgraniten sein, aber unter Einfluß eines jüngeren Granites nachtektonisch metamorphosiert.

Darin, daß das Studium der sogenannten „alten Ergußgesteine“ wie Quarzporphyr bzw. Porphyr immer wieder zu verschiedenen Zeiten, an verschiedenen Orten und bei verschiedenen Forschern dazu führt, Migmatisierung, Mylonitisierung und doch auch magmatische Kristallisation in ein Verhältnis zu setzen, wie es bei Quarztrachyten usw. nur ganz vereinzelt sich aufdrängt, darin liegt die Quarzporphyrfrage. Persönlich möchte ich in den vorliegenden Gesteinen Quarzporphyre sehen, welche nachträglich erst durch Metamorphose in erster Tiefenzone zu Porphyroiden (einschließlich Blavieriten) werden. Als Quarzporphyre aber möchte ich sie direkt zu granitischen Tiefenkörpern in Beziehung setzen; es müßte erst von Fall zu Fall entschieden werden, ob in den Quarzporphyren Wiederaufschmelzungen granitischer Gesteine oder deren Fortentwicklung aus spätmagmatischer Phase zu den Gang- und Decken-Quarzporphyren vorliege.

Die Diabasproben haben dieselben Eigentümlichkeiten geboten, die schon BERGERON (1889) wohl bekannt waren. Auch dem hier beschriebenen Porphyrit ähnliche Gesteine sind dort schon beschrieben.

Die unter „Tuffit“ erörterten Gesteine sind Mischgesteine aus Sediment- und Diabasmaterial. Sie könnten daher auch im Zusammenhang mit den metamorphen Sedimenten beschrieben werden, wobei sich aber die wichtige und interessante Tuffeinstreu mit ihren Gefügeeigenheiten zu sehr der Aufmerksamkeit entzöge. Aus diesem Grund sind die betreffenden Fälle hier erörtert worden.

Von gefügekundlichem Interesse ist auch die Kornzerscherung in den Quarzporphyr-Abkömmlingen. Ich möchte darauf hinweisen, daß SANDER 1930 (S. 176) verblüffend ähnliche Erscheinungen an einem graphitdurchstäubten Quarz festgestellt und abgebildet hat.

Sehr bemerkenswert ist die Beobachtung des zum Serizit in der erststufigen Blastese gleichwertigen Feinbiotites und Feinchlorites.

II. Tiefengesteine.

1. Saure Tiefengesteine samt Gangfolge.

a) Pegmatite und Verwandte.

14. Pegmatit und pegmatitische Turmalininjektion in hochmetamorphe, kambrische Schiefer.

Vom Eingang der Gorge d'Héric.

Das Handstück ist aus einem ziemlich groben, schriftgranitisch gebauten Pegmatit gebrochen. Sein Korn (Quarz, Feldspäte) beträgt $\frac{1}{2}$ —1 cm im Durchmesser. Der rauchgraue bis glasige Quarz ist schon im Handstück vom weißen Mikroklin leicht unterscheidbar. Mit dem Pegmatit wurde eine angrenzende, besonders turmalin-

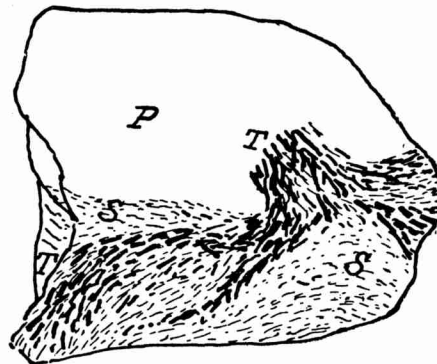


Abb. 35. Pegmatit und pegmatitische Turmalininjektion, Nr. 14.

P = Grobes Pegmatitgewebe.

T = Turmalin-Prismenschwärme.

S = Schiefergewebe.

Handstückskizze $\frac{1}{2}$ nat. Größe.

reiche Schieferpartie mitgebrochen. Diese enthält feinschuppigen Muskowit und feinkörnigen Quarz als Grundgewebe; darin drängen sich in dichten Schwärmen Turmalinsäulchen von etwa 2 mm Länge und $\frac{1}{2}$ mm Dicke. Ihre Ausrichtung bildet ein stark gestauchtes, faltiges „s“ ab. Die Turmaline sind schörlartig, aber nicht mit den in Pegmatiten üblichen blauschwarzen bis braunvioletten Farbwechsel-Tönen, sondern braun. Der Unterschied in der Korngröße gegenüber dem Grundgewebe, die Nachbarschaft mit dem Pegmatit,

für welchen sie geradezu ein Salband bilden, und die Beschaffenheit des Grundgewebes bestätigt die Deutung, daß hier am Pegmatitkontakt Schieferpartien turmalinisiert worden sind. Ganz analoge Bildungen sind mir aus dem Steirischen Altkristallin der Stubalpe bekannt; auch hier tritt in Abhängigkeit von Pegmatiten

Turmalinisierung von Schieferpartien ein, und auch hier kommt es zur Kristallisation von braunen Turmalinen. Die Kriställchen haben keine klastischen, etwa kristallin ausgeheilten Kerne, und sind tadellos kristallographisch begrenzt! Man kann die Turmaline also weder aus gestaltlichen Gründen auf das ursprüngliche Sediment beziehen, noch würde damit ihre Häufung an sich und speziell an der Pegmatitgrenze erklärlich werden. In diesem Fall handelt es sich wohl um pegmatitbürtige Turmaline.

15. Turmalinpegmatit.

500 m vor der scharfen Straßenkurve im Südteil der Gorge d'Héric.

Dieses Handstück stammt von einem sehr feinkörnigen Muster (1—2 mm). Das weiße Gewebe baut sich aus Mikroklin, Quarz und wenig Muskowit, sowie seltenen, kleinen Turmalinnestern auf. Dieser Turmalin ist der gewöhnliche Pegmatit-Schörl mit $\perp Z$ = tiefblauschwarz, $// Z$ = hellbraunviolett, wie es in unseren ostalpinen Pegmatiten die Regel ist. Die Mikrokline werden bis 4 mm groß, einzelne Muskowite etwa 2 mm. Daneben gewahrt man bei genauem Zusehen winzige (unter 1 mm) himbeerrote und recht spärliche Granaten, die recht merklichen Mn-Gehalt verraten, wie auch dies in Pegmatiten häufig zu finden ist (Radegund, Weststeier usw.). Das Gewebe ist teilweise parakristallin bewegt und zeigt daher Mörtelzonen; doch überdauert die Kristallisation die Bewegung. Auch in dieser Hinsicht kann man eine Parallele zu unseren Pegmatiten ziehen. Wie ich den Notizen von GAERTNER'S entnehme, ist auch ihre Lagerung in den Schiefen mit jener unserer Pegmatite vergleichbar. Sie sind mehr oder weniger lagergangartig eingeschichtet (vgl. Abb. 9 S. 56). Man muß eigentlich den Gedanken in Betracht ziehen, daß diese Pegmatit-Fladen, wie ihre Protoklase anzeigt, geradezu als Schmiermittel auf Bewegungsbahnen zu wirken imstande sein müssen. Ihre geologische Form, sowie ihre Gefügeeigenschaften drücken recht eindeutig ihre tektonische Funktion beim Gleiten der Schieferstockwerke eines Deckenbaues aus.

16. Schriftgranit.

Aus der „Zone érasée“ am Zentralgneis-Nordrand, NW. Col de la Bassine, an der Straße Brassac—Lacaune.

Das kleine Handstück sieht sehr merkwürdig aus. Es ist eine Platte mit einem regelmäßigen Wechsel von porzellanartig gelblich-weißen und glasartig grauen Lagen, deren Dicke etwa 1—1½ mm beträgt. Textur massig. Die undurchsichtigen Feldspatlagen haben

ein Korn von 0,3—0,4 mm, das Korn der Quarzlagen liegt unter 0,1 mm.

Dünnschliff: Innig verzahnte Subindividuen von Quarz schließen sich zu Überindividuen zusammen, und diese bilden Lagenfüllungen zwischen Orthoklas-Körnerlagen, die ebenfalls durch Zerstückelung ihr derzeitiges Format erlangten. Der Kalifeldspat ist etwas kaolinisiert und außerdem sprießt in ihm feinstes Serizit.

Demnach liegt ein deformierter Schriftgranit vor. Die ehemaligen Quarzstengel sind zu lagenhaften Kornfasern breit gedrückt. Darüber ging eine leichte hydrothermale Umsetzung.

b) Spaltungsgesteine.

APLITE.

17. Aplit.

Nördlich Cammazes, an der Straße nach Durfort. ZV.

Dieses massige, blaßrötliche Gestein besitzt ein Korn von 0,1—0,2 mm. Es bricht fast stengelig. Gang in Biotitschiefern.

Im Schliff erkennt man ein feinkörnig-pflockiges Quarzgewebe, worin nicht allzu dicht verschieden orientierte, einsprenglings-ähnliche Mikrokline und Albitoligoklase schwimmen. Diese größeren Gewebsteile fallen zunächst auf. Es treten aber auch in der Grundmasse beiderlei Feldspäte auf. Somit herrscht hier eine leicht porphyrische Mikrostruktur.

c) Hauptkristallisationen.

Unter dem mir vorgelegten Material kann ich recht scharf zwei granitische Entwicklungen trennen. Dies ist u. A. deshalb von Bedeutung, weil daraus bestimmte Erscheinungen in der Fazies der begleitenden Schiefer verständlich werden.

DER SIDOBRE-TYPUS.

18. Porphygranit der Sidobre.

Von der Straße Ferrières-Vabre („Granulite“ des Blattes Castres).

Handstück massig mit weiß-schwarzer Sprengelung infolge der Biotittäfelchen und -Nester im weißen Quarz-Feldspatgrund. Das Gestein besitzt tadellose, weiße Mikroklin-Einsprenglinge mit etwa 2 cm Kantenlänge und Dicke. Quarzkörner werden $1/2$ —1 cm groß, ebenso die Plagioklase und Kalifeldspäte der Grundmasse. Die Biotite sind bezeichnenderweise auffallend kleiner, sie erreichen meist nur 0,3—0,4 mm Scheibendurchmesser, nur ganz vereinzelt

werden sie größer. Vielleicht sollte ich mit der Bezeichnung Mikroklin-Einsprenglinge vorsichtiger sein; diese „Einsprenglinge“ haben nämlich Einschlüsse von Biotit, und sogar auch von Plagioklasen. Sie sind also nicht unbestrittene Frühausscheidungen, und nicht schlechtweg vergleichbar den Einsprenglingen von Ergußgesteinen, wie etwa Olivin oder Pyroxene oder Plagioklase (von Diabasen und Andesiten usw.). Äußerlich aber stechen sie durch ihre Größe und gute Formausbildung so hervor, daß man einen anderen Namen nicht gut wählen kann. Auch die Bezeichnung Porphyroblast würde hier nicht zutreffen, denn es handelt sich offensichtlich weder um eine autometamorphe, noch um eine gewöhnlich metamorphe Bildung.

Der Dünnschliff enthüllt eine ungestörte Ausscheidungsfolge. Erst erscheinen die Biotite, kleine Gruppen bildend oder vereinzelt. Sie zeichnen sich durch Zirkoneinschlüsse mit kräftigen pleochroitischen Höfen aus, was auf ein beträchtliches Alter schließen läßt. Ihr Richtungsfarbwechsel: Z = hellgelb, X, Y = tief rötlichbraun. Dann erscheinen die Kerne der schönen, zonar gebauten Plagioklase mit etwa 33—35 % An, also basischer Oligoklas. Die Rinde geht beim Weiterwachsen über mehrfache, zarte Rückfallzonen schließlich in sauren Oligoklas (20 An) über. Mit den Rinden ungefähr gleichzeitig wächst der Mikroklin, der z. T. bedeutende Areale einnimmt und dann äußerlich als Einsprengling erscheint oder aber kleinere Lücken schließt, wobei ihm der spärliche Quarz zuhülfe kommt. Dieser füllt überhaupt bloß noch kleine Zwickel aus. Die Plagioklase erscheinen gegen Quarz scharf eigengestaltig, oft trifft dies auch noch gegen Mikroklin zu. Muskowit fehlt im Schliff, ist aber auch am Handstück nicht zu sehen.

Derartig gebaute Granite kennen wir aus den Tonalitgebieten unserer Alpen südlich vom Hauptkamm und auch aus dem Granitgebiet an der Donau, z. B. bei Mauthausen usw. Letztere Form betrifft ein sehr altes Granit-Intrusiv, erstere eine junge tonalitische bis granitische Intrusivmasse. Wo diese Intrusiv-Fazies mit Schieferen in Kontakt gerät, macht sie Hornfelsfazies. Dies sei vorläufig notiert.

Es wäre noch zu erwähnen, daß im Gesteinsgewebe auch noch kleine Apatite (ohne Höfe) vorkommen und daß eine sekundäre, leichte Umsetzung eingegriffen hat, die nicht mit einer Durchbewegung verbunden war. Aber es kam gelegentlich zur Chloritisierung von Biotit und zu kaolinisch-serizitischer Umwandlung der Plagioklaskerne.

19. Grauer, feinkörniger Granit.

500 m vor der scharfen Straßenkurve im Südteil der Gorge d'Héric.

Dieses gleichmäßig, feinkörnig-graue, dem Mauthausener Granit etwas ähnliche Gestein kann in Nachbarschaft grober Granite oder Pegmatite wohl geradezu aplitisch wirken. Es enthält aber zuviel Biotit, und allein betrachtet, wird man es sogleich zu gewöhnlichen Graniten stellen.

Massig, Feldspatkorn um 2—3 mm, Biotitkorn um 0,2—0,3 mm.

Dünnschliff: Sogleich fällt wieder der große, normalzonare, mit Rückfallzonen begabte Plagioklas auf. Kerne mit 33—35 % An, Rinden mit 15—18 % An. Diese Individuen sind ganz unzersetzt, klar, enthalten aber merkwürdigerweise oft einige wenige, aber vergleichsweise große Muskowitblätter als Einschlüsse. In Menge am nächsten kommt diesem Gemengteil der Mikroklin-Mikroperthit mit Myrmekeit, letzterer sehr reichlich entwickelt. Der Quarz, häufiger wie im vorigen Fall, liegt in prächtig verzahnten Gewebepartien vor. Der rottönige Biotit ist lamellar mit Klinochlor verwachsen. Ferner kommen hier Mikropegmatit-Körner vor.

20. Mittelkörniger Plagioklas-Granit.

Bei Cortal im Profil von Cortal nach Cammazes.

Das Gestein besitzt ein Korn von etwa 4 mm. Die hellen Gemengteile erscheinen gelblich, das Gewebe ist durch reichlichen Biotit dunkel gesprenkelt. Am Handstück kann mittels Lupe bereits beobachtet werden, daß Kalifeldspat fehlt, Biotit der einzige dunkle Gemengteil ist und Quarz bloß als feimörtelige Zwickelfüllung in bescheidenem Ausmaß vorkommt. Eine Stengelung ist leicht angedeutet, es sind auch Regelungen nach B-Tektonit-Art merkbar.

Dies bestätigt der Dünnschliff. Apatit, Zirkon mit starken pleochroitischen Höfen, das sind die Einschlüsse im Biotit, welcher nächstjüngere Ausscheidung ist. Sein Richtungsfarbwechsel: X, Y = fast kupferrot, Z = blaß strohgelb. Er bildet kleine, nesterartige Putzen. Ihm folgten in der Kristallisation die Plagioklaskerne mit 52 % An, dann deren Rinden, zuäüßerst mit etwa 30 % An. Den kleinen Rest an verfügbaren Raum füllte sodann feinkörniger, buchtig verzahnter Quarz, dem nur ganz selten etwas flauer Mikroklin beigeisellt ist. Muskowit war im Handstück nicht zu sehen; im Schliff trat auch nur eine einzige Lamelle auf, und diese in der Größe der Biotite.

Auffallend ist jene zentrale Gerüstbildung in den Plagioklaskernen, die u. A. von BECKE (1892) auch aus den Rieserferner-Tonaliten beschrieben worden ist. An diesen Gerüsten, schwammartigen Kernpartien, setzt ein Umbildungsprozeß ein: Es findet Serizitneubildung statt; faziell korrespondiert damit eine Auf-faserung und Chloritisierung von Biotit. Diese wieder erscheint mechanisch vorbedingt durch eine leichte Durchbewegung. Man sieht, daß die Plagioklaskorngrenzen mechanisch deformiert wurden, und daß an diesen Korngrenzen, intergranular, Biotitlamellen eingezwängt sind. Diese leichten Bewegungseffekte kann man mit der Andeutung von Stengelung in Beziehung bringen.

Wie die Schlißbeschreibung zeigt, liegt hier kein normaler Granit vor. Der Kalifeldspatgehalt ist auch für einen Tonalit schon zu gering, aber die Mengenverhältnisse rücken dieses Gestein doch schon in die dioritische Magmengruppe, wo man es vielleicht im Sinne der NIGGLI-Systematik (1923) bei den Plagioklasgraniten unterbringen könnte.

DIE GROBGRANIT-GRUPPE.

21. Muskowitgranit.

Nördlich von St. Pons, aus dem Augengneis von Le Cabaretou.

Das grobschiefrige, sehr hellgraue und glitzernde Handstück erweckt den Eindruck eines Orthogneises. Mag sein, daß ein Migmatit vorliegt, erzeugt durch Aplitinjektion und Durchtränkung eines Serizitschiefers, und dessen grobe Umkristallisation. Korn: Feldspate $\frac{1}{2}$ —1 cm, Muskowit 0,2—0,5 cm; wenig Quarz, spärliche, winzige Biotite.

Dünnschliff: Das Gewebebild wird beherrscht durch grob-pflasterige Albitoligoklase und sehr flauere Mikrokline, die durch ein grobes Quarzpflaster und durch grobscheitigen Muskowit verbunden erscheinen. Spärlich treten rottönige Biotite in kleinen Individuen dazu. Bemerkenswert ist die durchweg mechanisch unversehrte Kristallisation. Die Muskowite machen das äußerlich sehr hervortretende „s“ auch im Schliff sichtbar. Es kommt aber nicht zur Bildung durchgehender Glimmerhäute. Einige große Muskowite zeigen eingewachsene Quarzstengel, das gibt eine entfernte Ähnlichkeit mit lockerem Myrmekit. Insgesamt erscheint die Bezeichnung Muskowitgranit für dieses Gestein zutreffend.

22. Biotitgranit (Granit).

Kern der „Kristallinen Zentralzone“ westlich Rosis.

Das Handstück zeigt einen gleichmäßig körnigen, hellen, normalen Granittypus, Körnung 3–5 mm (Feldspäte und Glimmer, ebenso Quarz).

Wie im vorigen Fall, so sind auch hier die Plagioklase (Oligoklasalbite, 13% An) unzonar, bemerkenswert sind hier aber Zonen und Kerne dicht gehäufte Serizit-Mikrolithen; daneben gibt es sehr viel klaren Mikroklin-Mikroperthit, in welchen zahlreiche Myrmekitknospen hineinwachsen, ferner gibt es Mikropegmatitkörner. Der Quarz bildet verzahnte Körner, die zu kleinen Feldern konzentriert sind. Die rötlichbraunen Biotite enthalten Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen, die kaum merklich engere Höfe haben, wie jene des Sidobre-Typus.

Äußerlich erscheinen die Plagioklase gelblich, der Mikroklin milchig und weiß, der Quarz glasig grau, Biotite tiefbraun.

Das Gestein bricht undeutlich plattig; aus den Biotitregelungen läßt sich erkennen, daß ein B-Tektonit vorliegt, allerdings als Schmelztektonit. Dies letztere erkennt man, weil eine deutliche Ausscheidungsfolge vorliegt und keine nachkristalline Deformation. Daß es sich um einen B-Tektonit handelt, ergibt, wie oben angedeutet, die Biotiteinregelung. Die Flächen (001) der Biotite liegen rotiert um die B-Achse, wobei jedoch ein undeutliches „s“ bevorzugt wird, indem offensichtlich dort eine dichtere Besetzung mit Biotitpolen zu verzeichnen ist. Vergleichbar erscheint mir der Fall des Syenitporphyrs von Thalhorn, Vogesen, welchen SANDER (1930, S. 298) genau erörtert hat.

23. Grobgranit.

Col de la Bassine. Aus den „Augengneisen“ der „Kristallinen Zentralzone“, 3.

Ein auffallend grobspätiges, graues, überaus feldspatreiches Gestein, gelbfleckig durch Anfärbung mit Eisenhydroxyden, massig bis grobschieferig, Korn 1–2 cm, mit ganz spärlichen hellen und dunklen Glimmern vom Scheibendurchmesser 2–3 mm.

Die großen, äußerlich milchig erscheinenden Feldspäte gehören zum Mikroklin-Kryptoperthit. Die Perthit-Entmischung veranlaßt die Trübung. Die ebensogroßen Albite treten an Menge sehr zurück. Sie enthalten Massen feinsten Serizites als Einschluf. Die großen Feldspäte sind randlich zertrümmert worden. Die davon herstammenden Brösel machen zusammen mit Quarz ein regeneriertes, verzahntes Netzwerk, in welches auch die spärlichen Bio-

tite eingeschuppt worden sind. Sie wurden teilweise chloritisiert, und dieser Phase scheint das Sprossen relativ großer Muskowite in der Zwischenmasse zuzuordnen zu sein.

Als Differentiationsprodukt stellt dieser Typus eine Mikroklin-Akkumulation dar, die unter günstigen Verhältnissen große Kristalle heranzüchtete. Aber noch vor der gänzlichen Erstarrung kam es zu einer Protoklase, es fiel also eine Deformationsperiode ein, und in der Schlußerstarrung schied sich gemeinsam mit den Feldspatbröseln usw. auch Quarz paratektonisch ab. Überdauert wurde die Bewegung von einer pneumatolytisch-hydatogenen Restkristallisation, welche die Chloritisierung und Aufsprossung der großen Zement-Muskowite mit sich brachte. Benachbart kommen Schriftgranite vor.

Mit dieser Art von Granit-Kristallisation sind wahrscheinlich auch die 50 km vom beschriebenen Beispiel entfernten, aber geologisch symmetrisch liegenden syenitaplitischen Adern in den Schiefen mit Tuffeinstreu in Verbindung zu bringen, welche bei den Beispielen Nr. 9 und 11 erwähnt wurden. Das wären Mikroklin-Akkumulate, von welchen der Restquarz nahezu gänzlich abgepreßt ist, während der kaum noch sehr bewegliche Mikroklinbrei in Schiefer injiziert wurde und deren weiteres Schicksal zum Teil teilte, z. B. die Zerschierung. (Schiefer s. von Héripian).

24. Schriftgranitische Randfazies.

Aus der „Zone écrasée“ am Nordrand der „Kristallinen Zentralzone“, östlich Col de la Bassine; 1.

Ein weißes, sehr feinkörniges (1 mm), geschiefertes Gestein mit den Hauptgemengteilen Quarz und Mikroklin in verwischt schriftgranitischer Verwachsung.

Die Quarzstengelchen dieser Verwachsung, welche aus mehreren Körnern bestehen, werden bis 4 mm lang, erreichen aber bloß 0,2—0,4 mm Dicke. Der Mikroklin ist ebenfalls kataklastisch zerlegt. Albit tritt spärlich hinzu, und ganz zurücktretend findet man kleine, mechanisch zerschuppte Muskowite. Es liegt ein S-Tektonit vor, welcher postkristallin bewegt und nicht ausgeheilt ist.

25. Grobgranit.

Aus der Mendic. Von MICHEL-LEVY (1930, 1931) zu den „granulites écrasées“ gerechnet.

Dieses Gestein erinnert besonders stark an jene Typen, die wir in den Steirischen Ostalpen als Grobgranite bzw. auch Grobneise bezeichnen. Die Textur ist grobflaserig-schiefrig. Korn der

Feldspäte 1—2 cm, das der Quarze erheblich kleiner, ebenso auch jenes der Biotite. Am Handstück erscheint der Quarz grau und glasig, der Mikroklin lichtfleischrot, ein saurer Oligoklas gelblich, Biotit tiefbraun. Er ist ebenso spärlich wie der ebenfalls kleinschuppige Muskowit. Der überwiegende Teil des Mikroklin ist früher ausgeschieden, als der reichlich mit Serizitmikrolithen besetzte Oligoklas, der unzonar auftritt und bis 25% An enthält. Erst die letzten Mikroklinmassen kamen mit dem Plagioklas gleichzeitig. Bemerkenswert ist die weit fortgeschrittene Schachbrettalbitisierung der Mikrokline. Die kleine Menge von Glimmer scheint den Feldspäten vorausgegangen zu sein. Vor der schließlichen Quarzkristallisation trat eine Bewegungsphase ein, welche die Feldspäte teilweise rupturrell umformte. Dann kam zum Schluß der Quarz, welcher ein kleinkörniges Zahngewebe lückenbüßend aufbaut. Fast überall in dieser Gesteinsgruppe trifft man auf den auffallenden Unterschied in den Korngrößen zwischen den Feldspäten und dem Quarz, dessen Körner zwischen den Feldspäten tektonisch strömen. In diese Strömung werden auch Glimmer hineingerissen und verbogen oder aufgeschuppt. Erwähnt sei, daß die noch unveränderten Mikrokline eine scharfe Gitterung besitzen und ganz grobe Perthite bilden können, sowie daß im Quarzgewebe auch noch Feldspatbrösel mitschwimmen und etwas Magnetit eingebettet ist. Es liegt wiederum eine Protoklase vor, denn die Quarzgewebepartien sind mechanisch nicht mehr gestört. — Äußerlich erscheint hier die Bewegung schwächer, als in der „Kristallinen Zentralzone“, aber die Mendic liegt im Fortstreichen derselben.

26. Schieferiger Schriftgranit (Randfazies).

S. von Sorèze, bei Montagnel, 8.

Ein hellgelbliches, massiges bis undeutlich schieferiges Gestein, Korn $1\frac{1}{2}$ —2 mm (Feldspat und Quarz). Dunkle Gemengteile fehlen mit Ausnahme eines winzigen Schuppennestes von Biotit.

Dünnschliff. Auffällig sind vor allem die großen, trümmerigen, in Schachbrettalbit umgesetzten Mikrokline. Sie sind von sehr wenig Albit, der selbständig auftritt, begleitet. Zwischen den Trümmern liegt wieder eine Quarz-Körnermasse. Die Korngrößen sind unausgeglichen und klein, die Körner grobbuchtig verzahnt oder pflasterig verbunden. Auch kleine Feldspatkörner werden in diesen Gewebsteil eingebettet. Das Bild der Quarzverteilung läßt auf ein ehemals schriftgranitisches Gewebe schließen. Dazu paßt auch die Armut an Glimmern. Die Durchbewegung dieses Tekto-

rites setzte schon während der Mikroklinbildung ein und dauerte über die Schachbrettalbitisierung an. Erst die Quarze sind mechanisch ungestört.

27. Heller, mittelkörniger Granit.

Straßenkreuzung am Weg Montagnel-Arfons, S. von Sorèze. 5.

Hellgelb, mittelkörnig (0,5—2 mm), aus Perthitkörnern und etwas Albit, sowie Quarz aufgebaut, enthält das Gestein nur wenig Biotit. Dieser tritt in lockeren, ballenförmigen Anhäufungen auf, die von einander getrennt erscheinen und aus sehr kleinen Schuppen bestehen. Die Biotite sind gut eingeregelt. Ein Querschnitt durch eines der ballenförmigen Nester zeigt Scharen von Individuen, deren (001) parallel zur B-Achse des Gesteins liegen, und dabei stengelige Gewebeteile kennzeichnen, die im Querschnitt konzentrisch gebaut sind. Es liegt ein B-Tektonit vor, mit einer die Bewegung (Wälzung) überdauernden Kristallisation.

Dieses Gestein würde im Sinne der französischen Autoren auch als Granulit bezeichnet werden können. Der Vergleich mit dem nächsten Stück weist auf denselben Typus.

28. Heller mittelkörniger Granit.

Zone écrasée, Zentralgneis-Nordrand am Col de la Bassine.

Ein grauweißes, glimmerarmes und ausgesprochen mikroklinreiches Gestein, Korn 3—5 mm, schwach schiefrig, man könnte beinahe an einen durchbewegten und dann schwach augig regenerierten Pegmatit denken.

Die trümmerigen, perthitischen Mikrokline sind wieder mit etwas Albit gepaart, dazwischen fließt fein verzahntes Quarzgewebe, welches eine geringe Menge zeretzter dunkler und heller Glimmer beherbergt.

29. Feinkörniger, dunkelgrauer Granit.

In den Straßenkurven nach Montagnel, S. von Sorèze, 4.

Wahrscheinlich migmatisch mit mürben, schwarzen Schiefen, von ganz absonderlichem Aussehen. Er erscheint massig, Korn 0,2—0,5 mm, dunkelgrau, bricht splitterig. Die dunkle Farbe rührt von gleichmäßig eingestreutem, feinschuppigem Biotit her.

Dünnschliff. Neben viel Mikroklin-Mikroperthit, welcher zum beträchtlichen Teil in Schachbrettalbit verwandelt erscheint, tritt reichlich Albit ins Gewebe ein, welcher viele gut individualisierte Serizit-Einschlüsse beherbergt. Bemerkenswert ist hier ferner ein fein zerschuppter, als normaler Gemengteil auftretender

Muskowit mit merklichem Farbwechsel: X, Y = grünlichgrau, Z = farblos. Solche Muskowite sind mir aus faziell gleichwertigen Gesteinen der Hohen Tauern und aus dem Mürztaler Grobgneis bekannt. Auch Myrmekit ist häufig, enthält aber sehr wenig Quarzstengel, was genau zum Gesteinsplagioklas paßt: Albit mit unter 10% An. Aller Quarz ist als Zahnquarz im Gewebe unregelmäßig verteilt. Bald gibt es Anhäufungen davon, dann wieder dünne Kanäle. Die Struktur ist jene merkwürdig blastische, die man auch in einigen, besonders randlichen Tauerngraniten finden kann. Es handelt sich in solchen Fällen um Granitblätter, die auf Bewegungszonen kristallisierten, wo die Bewegung besonders intensiv und lang anhielt.

Zusammenfassung über die granitischen Gesteine.

Die Zusammenfassung der granitischen Gesteine liefert bloß zwei enger geschlossene Abteilungen. Die ältere davon ist die Grobgranit-Gruppe mit dem pegmatitisch-aplitischen Gangfolge. Es fehlen zugehörige Lamprophyre. Dagegen hat die Sidobre-Gruppe derartige Ähnlichkeit mit unseren alpinen Tonaliten, daß man auch lamprophyrisches Gangfolge dazu erwarten möchte, wie es die zitierten Tonalite haben. Tatsächlich werden bereits von BERGERON (1889) Kersantite und eine Minette angeführt, z. T. aus der Montagne Noire. Im Übrigen unterscheiden die Franzosen die Sidobre-Gruppe als Granit von der Grobgranit-Gruppe, die dort Granulit-Gruppe heißt. Man vergleiche dazu auch MICHEL-LEVY 1930, 1931, 1932, DEMAY 1931 a, b, DEREIMS 1898, 1899, DURAND 1932.

Die eine Abteilung, die Grobgranite, bewirken Intrusionsmetamorphose, die Sidobre-Gruppe veranlaßt Kontaktmetamorphose. Es ist hochinteressant, dieselben Granitgruppen auch in gleichen Funktionen in den Alpen wiederzusehen.

Sehr schwierig ist es, den Grobgranit und seine Verwandten richtig faziell einzustellen. Er steuert ohne Zweifel auf die erste Tiefenzone zu (Schachbrettalbitisierung, Seriziteinschlüsse der Feldspäte, Struktur); und es scheint, daß es sich, soweit Deformationen merkbar sind, um Protoklase handelt.

Dagegen ist die Fazies der Sidobre-Gruppe mit ihren zonaren Plagioklasen und der verhältnismäßig unkomplizierten Ausscheidungsfolge ein klarer Fall für Kontaktfazies. Im Sinne der ESKOLA'schen Fazieslehre bedeutet dies aber nicht etwa, daß die genannten Intrusiva selber metamorph seien, sondern nur, daß ihre Mineral-

gesellschaft im Sinne des NIGGLI'schen Gesteinsheteromorphismus aktiv an Bestände der Kontaktfazies angeglichen ist, so wie es beim Grobgranit weitgehend für die erste Tiefenzone der Fall ist.

2. Basische Tiefengesteine und deren metamorphe Abkömmlinge.

a) *Ultrafemite* (Peridotit-Pyroxenit-Gruppe).

30. Lherzolith, Übergang in Serpentin.

In Augengneis eingeklemmte Linse, Gorge d'Héric.

Im dunkelgefärbten, fast dichten, schwarzgrünen Gewebe sind hellgrüne, wirt liegende Tremolitstengel zu sehen, welche durchschnittlich 3 mm lang werden und etwa 1 mm Dicke haben können.

Das Schliffstudium enthüllt zwei Mineralparagenesen. Die ältere magmatische besteht aus splittrigen Relikten von Olivin, daneben bedeutenden Mengen von Diallag und kleineren von Bronzit. Diese Gesellschaft hat eine Durchbewegung mitgemacht. Hernach sproß die jüngere Mineralgesellschaft: Antigorit, Leuchtenbergit, Tremolit. Der Antigorit gruppiert sich zu (für den Dünnschliff) relativ gut entwickelten Blätternestern. Der Leuchtenbergit bildet Schuppenzüge in „s“.

Eine alte Massenstruktur wurde zerstört und seine Elemente sind, in Umwandlung begriffen, fixiert worden. Das Gestein ist auf dem Wege, ein kristalliner Schiefer (Antigoritserpentin) zu werden. Die Zonen- und Faziesstellung ist, an diesem einen Stück beurteilt, unsicher. Aus dem Fehlen von Feinantigorit und Feinchlorit, sowie asbestartiger Hornblende könnte man auf eine Fazies der zweiten Tiefenzone schließen. Darüber noch Auskunft nach Erörterung der Amphibolite.

Was den Tremolit betrifft, so erinnert mich sein Auftreten hier an jenes auf unserer Steirischen Gleinalpe, wo er ebenfalls in einem Antigoritserpentin ader- und wolkenbildend auftritt. Er ist dort nachweislich ein Reaktionserzeugnis des Stoffwechsels bei einer zweitstufigen Metamorphose (ANGEL-MARTINY 1925), in deren Verlauf Peridotitmassen mit Kalksteinen reagierten. Allerdings hat man auf der Gleinalm dann reichliche Breuneritbildung, deren Spuren im derzeit erörterten Beispiel fehlen. Daher mag hier eine andere Möglichkeit bedacht werden. Wenn dieses Gestein primär die nötigen Mengen von Diallag und Bronzit führt, so ist auch ohne Zuhilfenahme von reagierenden Kalksteinen die Entstehung von Tremolit und Leuchtenbergit verständlich. Das Ausgangs-

gestein war, nach den Relikten zu urteilen, ein erzarmer Lherzolit.

Den Leuchtenbergit kann man mittels Lupe schon am Handstück sehen. Er hat dieselbe, bereits deutlich grüne Farbe, wie der Tremolit. Es liegt ein S-Tektonit vor.

31. Wehrlit-Amphibolit.

Fundpunkt wie Nr. 30.

Korn 1—2 mm, schwarzgrün. Am Handstück kann man dunkelgrüne Hornblende und grünen Chlorit unterscheiden.

Im Dünnschliff bildet auch hier wieder prächtiger Leuchtenbergit mit X, Y = ganz zart blaßgrün, Z = farblos schöne Blattscheiben, Viellinge nach dem TSCHERMAK'schen Glimmergesetz mit den charakteristischen optischen Eigenschaften. Der vorwiegende Hauptgemengteil ist aber eine strahlsteinartige Hornblende mit X = farblos bis schwach gelblich, Y = graugrün, Z = bläulich-grau, $c/Z = 21^{\circ}$. Ferner beobachtet man noch braungrünen Blätterserpentin, deutlich nach Olivin, von welchem noch Reste zu sehen sind. Die Farbe sowohl des Serpentin als auch der Hornblende deutet an, daß aus den Muttermineralien der magmatischen Gesteinsperiode mehr Fe zur Verfügung war als beim Lherzolit. Auch Magnetit ist ziemlich häufig. Von rhombischem Pyroxen findet sich hier keine Spur. Die Umwandlungsprodukte können zusammen auf ein Gemenge von Olivin und Diallag bezogen werden. Das wäre der Bestand eines Wehrlites. Daher erscheint mir die Bezeichnung Wehrlit-Amphibolit zutreffend, obgleich keine Diallag-Relikte mehr zu finden waren.

Bei gleichem Grad der Umprägung wäre aus dem Lherzolit ein kristalliner Schiefer zu erwarten gewesen, der neben Antigorit mehr Chlorit, eine tremolitische Hornblende und Talk enthält. Die Art der Umwandlung bedeutet Tiefenzonenmetamorphose in einer Fazies der II. Tiefenzone, und zwar in einer oberen Fazies. Der tektonische Zustand ist der eines B-Tektonites. Das sieht man sowohl am Handstück (keine ausgeprägten „s“ und grobstengelige Textur) als auch im Schliff an der Art der Regelung der Leuchtenbergite (so wie früher bei Biotiten beschrieben); die Lote auf (001) der Chlorite bilden einen gut besetzten Gürtel in ac bei einer leichten Bevorzugung eines „s“, und die Hornblendenden legen ihre Achsen //b, während die Lote auf (110) wiederum einen Gürtel in ac dicht ausstatten, worin wieder die vom Chlorit markierten „s“-Bevorzugungen sich geltend machen.

b) *Umgewandelte Gabbro-Amphibolite.*

32. Gemeiner Amphibolit.

Les Cammazes-Durfort, S. von Sorèze, xy.

In diesem Gewebe von 1 mm Korngröße herrscht tiefgrüne Hornblende. Dazwischen gibt es sehr wenig Plagioklas und etwas Biotit. Schon am Handstück bemerkt man, daß zwar „s“-Flächen auftreten, daß sie aber weniger betont sind, als das feine, lineare Element der Striemung nach B, das auf den „s“-Flächen sichtbar ist. Hat man diese dem tektonischen Streichen konforme Striemung, so findet man sich dann leicht betreffs der Ausrichtung der Hornblenden zurecht. Ihre Z-Achsen liegen zum großen Teil subparallel zu B (SANDER 1930), zum Teil aber auch senkrecht B (SCHMIDT 1927). Die Z-Achsen der zweiten Kategorie pendeln also in s, und ferner pendeln auch die Lote auf (110) in ac. B-Tektonit.

Dünnschliff. Die Hornblende ist schilfig-stengelig, X = hellgelb, Y = graugrün, Z = graublau-grün, $c/Z = 20-22^\circ$. Der Biotit, einzelne Blättchen oder individuenarme Nester, zeigt X, Y = rötlichbraun, Z = blaßgelb. Auch Leuchtenbergit bildet vereinzelte Nester. Der spärliche, in Zwickeln des Hornblendegewebes sitzende Plagioklas ist saurer Oligoklas (20% An) unzonar, leistenförmig oder kurzstengelig entwickelt. Quarz bildet daneben kleine, pflasterige Körner oder kleine Nester; er ist sehr spärlich zugegen. Etwas Rutil.

Nach unserer Bezeichnungsweise sind gemeine Amphibolite solche, die weniger als 10 Vol. % Plagioklas Gewebeanteil haben. Dem Chemismus nach führen sie in das Zwischengebiet Gabbro-Ultrafemite, welches NIGGLI (1923) unter dem Titel issitische Gruppe abgegrenzt hat. Es ist verständlich, daß deren amphibolitische Umwandlungsprodukte wenig Plagioklas aufweisen, denn dies entspricht dem Chemismus des magmatischen Muttergesteins. Die Anwesenheit von Klinochlor (oder Leuchtenbergit) paßt ebenfalls dazu. Der Quarz braucht nicht durch metamorphen Stoffwechsel zugeführt zu sein; denn so geringe Mengen, wie sie hier auftreten, können auch im inneren chemischen Haushalt bei der Umwandlung Issit \rightarrow Amphibolit aufgebracht werden. Dasselbe gilt von den geringen Biotitmengen, die einem kleinen Kali-Gehalt des Muttergesteins ihr Dasein verdanken können. Weil sie aber doch eine gewisse Anreicherung an „s“-Flächen erfahren, muß man schon in Rechnung ziehen, daß es sich um Kalimetasomatose, verübt durch

granitische Restlösungen am Diallagzerreibsel, handelt. Dem Betrag nach ist diese Erscheinung im erörterten Fall unbedeutend.

Fazies. Es sind gar keine Relikte da. Ferner mangeln sowohl Granaten als auch Glieder der Zoisit-Epidot-Gruppe. Die gemeine grüne Hornblende weist im Verein mit dem sauren Plagioklas aber doch eindeutig auf jene Mineralgesellschaft und jene Gesteinsgesellschaft, die ich bei uns als alpine Amphibolitfazies charakterisiert habe, eine obere, d. h. etwas kühlere Fazies der zweiten Tiefenzone.

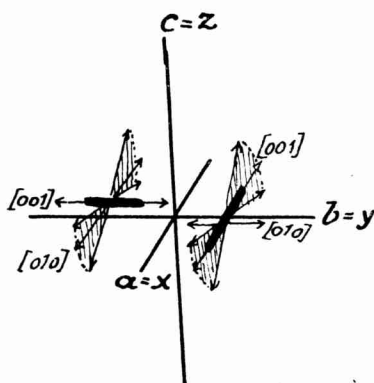


Abb. 36. Hornblenderegulierung im gemeinen Amphibolit Nr. 32. a , b , c sind die SANDER'schen, x , y , z die SCHMIDT'schen Gefügeachsen. Schwarze Stäbchen: Hornblendemodelle. Im gleichen Schnitt treten folgende Regelungen auf: $[001]$, Hornblende = b -Gefüge und $[010]$, Hornblende = b -Gefüge; Pendeln von anderen wichtigen Richtungen. b = B SANDER's. SCHMIDT'scher Fall „Drei Pfarren“.

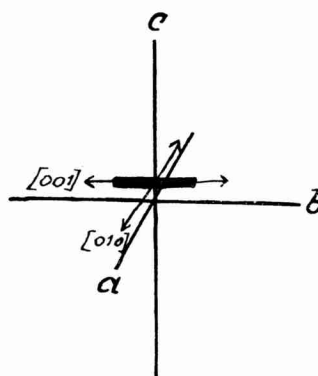


Abb. 37. Hornblenderegulierung im hornblendereichen Plagioklas-amphibolit Nr. 34. — $[001]$, Hornblende = b -Gefüge, aber $[010]$ ist in a -Gefüge festgelegt. SCHMIDT'scher Fall Rennfeld. a = Fallen, Richtung des tektonischen Transportes, b = tektonisches Streichen, c = Normale auf die Ebene ab. Schwarzer Stab: Hornblendemodell.

Gefügebau (Abb. 36). Der Dünnschliff bestätigt die Diagnose des Augenscheins. Eine große Zahl von Hornblenden stehen mit Z subparallel in „ b “ und pendeln um die z -Achse. Diese Achse „ b “ fällt zusammen mit der Achse y bei SCHMIDT (1927). Die eben angeführten Hornblenden sind umgeben von ziemlich zahlreichen anderen Hornblenden, deren Z -Achsen in der SANDER'schen Ebene ac (1930, S. 57) pendeln. Einen ganz ähnlichen Fall hat übrigens W. SCHMIDT (1927) aus dem Hornblendegneis (richtig: Amphibolit) von Drei Pfarren (Brucker Hochalm, Steiermark) beschrieben, und mit einem Diagramm belegt. Es handelt sich auch wohl hier um Anlagen zu B-Tektoniten.

33. Plagioklasamphibolit.

Straße von les Cammazes nach Durfort, S. von Sorèze B.

Dieses Vorkommen steckt nach v. GAERTNER (S. 76) wie ein Quergriff im Augengneis. Hornblende und Plagioklas wie früher. Leuchtenbergit fehlt. Dafür aber tritt Klinozoisit in selbständigen Körnern auf, ist jedoch nicht häufig. Plagioklas ist hier Hauptgemengteil. Dieses Gestein kann man dem Mengenverhältnis Plagioklas: Hornblende nach von einem gewöhnlichen Gabbro durch zweitstufige Metamorphose herleiten. Fazies wie früher. Klinozoisit macht diese Zuteilung eindeutiger. Biotit tritt wieder in ganz geringer Menge nach „s“ ein. Das lineare Element ist auf den undeutlichen „s“-Flächen noch schwieriger zu erkennen als früher. Der Bau ist so einfach, wie in den ersten Beispielen der Gruppe: ein B-Tektonit.

34. Hornblendereicher Plagioklasamphibolit.

Strecke Cammazes-Durfort, S. von Sorèze B.

Schwarzgrün, feinkörnig, mit merklichen Plagioklasmengen. Die schwarzgrünen Hornblenden werden 1,5 mm lang und bis 0,4 mm dick. Biotit sehr wenig. Im Gegensatz zu früheren Fällen fällt hier die überaus scharfe Einregelung der Hornblenden in s auf. Das Gestein ist daher auch gut schiefrig, die s-Flächen treten gut hervor.

Dünnschliff. Die gemeine grüne Hornblende zeigt X = grün-gelb, Y = ölig grün, Z = blaugrün, c/Z = 18–20°. Biotit tiefbraun. Oligoklas mit 23–25% An.

Gefügebau (Abb. 37). Die Z-Achsen der Hornblenden sind mit großer Schärfe in b eingestellt, d. h. in das tektonische Streichen dieser ausgezeichnet monoklinen Gefügesymmetrie. Aber auch die Y-Achsen der Hornblenden scheinen subparallel festgehalten, denn auf der Schieferung spiegeln die (110)-Flächen der Hornblenden in geschlossener Masse ein. Einen solchen Fall beschrieb W. SCHMIDT (1927) aus Rennfeld-Amphiboliten (bei Bruck, Steiermark). Hier liegt vielleicht ein „S“-Tektonit vor?

Zusammenfassung zu den basischen Metamorphosen.

Vgl. BERGERON 1889, MENGAUD 1930, RAMIÈRE DE FORTANIER 1932.

Von den Gesteinen, die ich in die Hand bekam, habe ich die Meinung, daß sie paragenetisch als eine alte Magmenentfaltung Peridotit-Pyroxenit-Gabbro zusammengehörten, und daß die genannten Differentiate auch jetzt noch paragenetisch zusammengehören, weil sie einheitlich, wenn auch nicht gleichstark durch-

greifend, zweitstufig in kristalline Schiefer (Antigoritserpentin, Wehrilit-Amphibolit und andere Orthoamphibolite) umgewandelt sind.

Interessant ist nun die Meldung RAMIÈRE's von einem Granat-amphibolit, der im Streichen eines Kalkzuges einsetzt. MENGAUD berichtet ähnliches von Lacombe-Revel. Ich zweifle nicht daran, daß in diesen Fällen die dort beobachteten Gesteine richtig als Para-Amphibolite gedeutet worden sind. Derartige metamorphe Bildungen in Gesellschaft von Marmoren, wohl umgewandelten Mergeln entsprechend, sind mir auch aus dem Kristallin der Ostalpen bekannt (Gleinalpe, Koralpe). Aber unter den von mir beobachteten Proben war nichts dergleichen.

Die metamorphen Gabbros, welche unter Nr. 32—34 angeführt wurden, entsprechen sehr genau den alten Gleinalpenamphiboliten, und zwar, wie aus den Einzelheiten ersichtlich ist, sowohl nach Fazies als auch nach Struktur und mineralogischen Einzelheiten.

B) Migmatite und migmatische Paragesteine.

1. Migmatische Granitgneise.

Schon im vorigen Abschnitt wurde Migmatisierung zur Erklärung der Besonderheiten einiger doch wesentlich granitischer Gesteine herangezogen. Jene Mischtypen, bei welchen die migmatische Natur noch schärfer hervortritt, werden nun angeschlossen. Man merkt selbst in den Stücken, wie das Paramaterial in den magmatischen Massen aufgelöst wird und diffundiert. Der Granitanteil ist nicht metamorph, wohl aber der Para-Anteil. Das ganze Gebilde kann schließlich als Gneis angesprochen werden, in dem Sinn, wie man von Injektionsgneisen spricht.

35. Migmatischer Granitgneis.

Südrand des Gneises von Cassagnes, 2.

Dieser Typus ähnelt einem hellen Biotitgranit. Er erscheint gelb, etwas sandig-gneisartig, Korn bis 1 mm. Ein deutliches „s“ fehlt. Dagegen bemerkt man ein um B rotiertes Biotitgefüge, so daß auf einen B-Tektonit geschlossen wird.

Im Dünnschliff beobachtet man Massen von relativ feinkörnigen Mikroklinen und Albiten, blastisch gestaltet, welche in einem dazu ganz unkonformen, feinkörnigen Quarz-Pflastergewebe schwimmen. Dieses enthält auch kleine Putzen von Muskowit, namentlich aber von Biotit, die sich aus ganz kleinen Individuen

zusammensetzen. Von diesen Putzen aus kommt durch die Durchbewegung der Glimmer auch ins offene Gewebe, und man kann in ihm die Orientierung eines Glimmergefüges wiedererkennen, wie es für B-Tektonite bezeichnend ist. Die Abweichung von den reinen Granittypen unserer Aufsammlung besteht also in der auffallenden, nicht granitischen Verteilung und Formung der Feldspäte und Quarze, sowie in der Art des Auftretens und der Ausrichtung der Glimmer. Migmatisch aufgenommen erscheint einer der Biotitquarzite des Gebietes (vgl. Abb. 38).

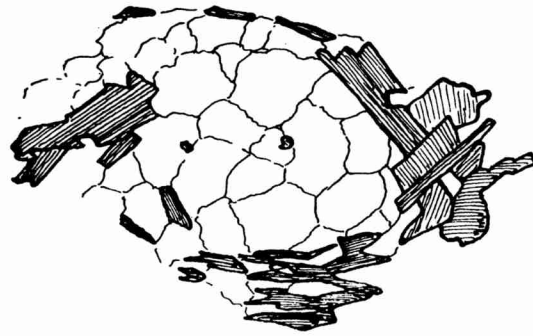


Abb. 38. Aus migmatischen Granitgneis Nr. 35. Rotiertes Glimmergefüge. Querschnitt. Somit senkrecht zu $b = B$. — „s“ liegt im Bild wagrecht. Geschrafft: Biotit. Man sieht das Zergleiten der Biotite, sobald sie sich nach „s“ einstellen; in den davon abweichenden Stellungen sind sie dickblättrig. Mitte: Quarzgewebe. Vergr. etwa 40 lin.

36. Migmatischer Granitgneis.

Gleicher Fundort, 3.

Hier ist es zur Bildung kleiner, aber deutlicher Mikroklinaugen gekommen, Korn bis zu 6 mm, wogegen das Grundgewebe selber nur etwa 1 mm Körnung aufweist.

37. Wolkig-migmatischer Granitgneis.

Vom Gneis-Südrand bei Cassagnes, 1. — Dazu Fig. 3, Tafel 4.

Ein gelber, wolkig grau gesprenkelter Gneis, Korn 0,25—2 mm, mit leichter Augung. Die Mikroklinaugen, Korn 0,6—1 cm, treten wie fast stets in unterscheidbaren Schwärmen auf. Die Wolkigkeit verschuldet aber der Biotit, dessen feine Schüppchen wolkenhafte Anreicherungen von einigen qcm Fläche im Gesteinsgewebe bilden. Beiderlei Umstände, die Biotitverteilung und die Augenschwärme, verursachen jenen unruhigen Eindruck, durch welchen sich solche Migmatite von reinen Graniten abheben.

Im Schliff erscheint der Mikroclin scharf gegittert, ferner fallen zahlreiche Mikropegmatitkörner auf, daneben gibt es klare Albite und ungleich gekörnte Quarze. Der Biotit zeigt X, Z = tiefsepia, Z = hellgelb; er ist gut individualisiert, was auch vom Muskowit gilt, der sich dem Biotit beigesellt. Bezeichnend sind

auch solche Biotite, welche mit Klinochlor lamellar verwachsen auftreten. Bei diesen ist X, Y = tiefsienarot. Die Betrachtung der Glimmereinregelung führt wieder zu einem B-Tektonit. Ein gutes Zeugnis für die Mischnatur dieses Typus darf man darin erblicken, daß sich in den Mikroklinen und Mikropegmatiten ganze Paragneis-Gewebereste als Einschlüsse wiedererkennen lassen. Sie gehören zu jenen überaus feinkörnigen, etwas an Sandsteine erinnernden Paragneisen, die später noch eingehend beschrieben werden. Die erwähnten einschlußhaften Gewebereste sind teilweise aufgebraucht durch Lösung und Umkristallisieren, so daß die Körner öfters isoliert sind, aber sie bleiben zu Gruppen vereint.

2. Migmatische Augengneise.

Es besteht eine gewisse Versuchung, sich bei Augengneisen zur Ansicht verleiten zu lassen, sie seien schlechtweg Orthogneise, das würde bedeuten, einfach metamorphe Granite. Die Augen wären ehemalige Einsprenglinge. Allein es ist doch auch in dieser Gesteinsfolge wieder zu sehen gewesen, was bei paratektonischer Umformung von grob struierten Graniten herauskommt. Man vergleiche die Grobgranitformen des vorigen Kapitels, da gab es keinen richtigen Augengneis. Die Augenbildung verlangt schon besondere Vorbedingungen. Es häufen sich die Erfahrungen, daß auch schon leichte Migmatisierung mit phyllitischen oder sandig-tonigen Schiefen einer Augenbildung sehr zuträglich ist. Dies sieht man auch in den folgenden Beispielen wieder.

38. Grauer Augengneis mit flaserig-lagigem Grundgewebe.

Aus den Gneisen von Cassagnes.

Das Handstück enthält ein besonders großes Mikroklinauge, Format 5×3 cm, worin auch Biotiteinschlüsse sitzen; sie bilden vielleicht einen vormikroklinalen Wirbel des Gefüges ab. Dieses Auge, sowie die zahlreichen, viel kleineren Augen sind von Grundgewebe umflossen, dessen Korn bloß 0,2—0,3 mm beträgt.

Im übrigen ist es lagenhaft gebaut, die Lagen wechseln ziemlich regelmäßig und in kleinen Abständen die Dicke und sind durch ununterbrochene, dünne Biotit-Muskowit-Blätter von einander getrennt. Kein einziger Granit des Gebietes weist derartige vollständige Glimmerlagen auf, auch nicht im verformten Zustand, womit wieder auf die Migmatit-Natur dieses Gesteins zu schließen ist. Abb. 39.

Dünnschliff: Im Grundgewebe herrscht Oligoklas mit 20% An, welcher unregelmäßig begrenzte und kaolinisch-trübe Kernzonen hat, wahrscheinlich alte Körner eines Paragewebes. Der ausheilende Außenrand ist klar, die Umgrenzung blastisch. Weniger zahlreich trifft man Mikroklin-Mikroperthite im Grundgewebe an. Diese bilden vielmehr ausschließlich die Augen, und umsäumen sich mit Myrmekitknospen. Der reichliche Quarz bildet ein schön verzahntes Gewebe. Biotit: X, Y = kupferrot, Z = blaßgelb; großblättrig individualisiert, ebenso der mit ihm z. T. parallel verwachsene Muskowit. In den Glimmerlagen treten beide Glimmer in hübscher Verschränkung auf, und es nisten sich auch einige kleine Quarzkörnchen darin ein. Bemerkenswert sind die großen, pleochroitischen Höfe in Biotit um Zirkon; ferner ist als Biotiteinschluß Apatit zu nennen. S-Tektonit.

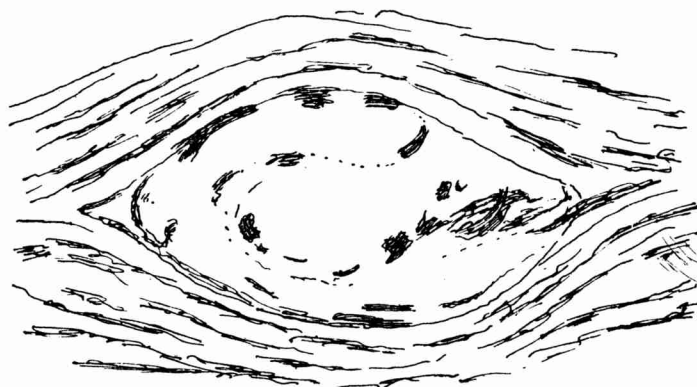


Abb. 39. Aus dem grauen Augengneis Nr. 38 mit flaserig-lagigem Grundgewebe. Handstückskizze. Mikroklin-Auge mit vormikroklinem „si“-Wirbel aus Biotit. Dünne, zerglittene Glimmerlagen trennen die Kornlagen des Grundgewebes. Nat. Größe, umgezeichneter Querschnitt.

39. Augengneis.

Montagnel, S. von Sorèze, 7.

In einem parallelepipedisch brechenden, weißen, glimmerarmen und nur wenige Muskowitlagen führenden Grundgewebe liegen spärlich verteilt Mikroklinaugen im Format $1 \times 0,4$ cm, rosafarbig. Grundgewebekorn 0,2–0,5 mm.

Im Dünnschliff sieht man den Lagenwechsel recht deutlich, und erhält daraus wieder den Eindruck migmatischen Charakters. Man trifft zunächst auf ganz dünne Lagen, die fast ausschließlich aus grobblättrigem Muskowit bestehen, wenig Biotit ist zugesellt. Dann folgen Lagen aus feinem, reinen Quarzmörtel. Dann wieder

solche mit Quarz, Mikroklin, Albit. Dieses Lagengewebe ist etwas kataklastisch, die Augen aber sind mechanisch unverletzt. S-Tektonit.

40. Grobknotig schiefriger Augengneis.

Montagnel, S. von Sorèze 6.

Die Augen erreichen 1×1 cm Größe. Das Grundgewebe, Korn 0,2—0,3 mm, besteht aus Glimmerschüppchen, meist Muskowit, etwas Quarz und Feldspatbröseln. Es erscheint rückführbar auf feinschuppig sandige Schiefer, wie sie u. A. auch bei Hériplan vorkommen. Läßt man solche Schiefer von pegmatitischen Restlösungen injizieren, so muß sich ein Bild einstellen, wie es im gegebenen Fall sich darbietet. Dabei besteht die Injektion hauptsächlich in Zufuhr von Alkalien und Kieselsäure in solchem Verhältnis, daß reichliche Mikroklinbildung vor sich gehen kann. Es sei daran erinnert, daß solche Injektionsadern pegmatitischer und aplitischer Natur auch sonst, z. B. in den Schiefen um Hériplan, vorkommen.

41. „Caroux“-Augengneis.

Weit verbreiteter Typus Gorge d'Héric.

In einem gelblichen etwas rostigen Grundgewebe mit dem Korn unter 1 mm und einem Lagenbau mit Schichtdicken von 1,2 bis 4 mm liegen lidartig umflossene Mikroklinaugen, von welchen einzelne wieder recht groß geworden sind ($5 \times 2,7$ cm). Durchschnittlich kommen dafür Größen von $1 \times 0,7$ cm in Betracht. Der Lagenwechsel ist durch dünne, aber ununterbrochene Muskowit-Biotitschichten gegeben, die Zwischenlagen sind sehr quarzreich, enthalten aber auch viele kleine Albite. Wie überall in Augengneisen, sind die Mikrokline Karlsbader Zwillinge.

3. Streifenmigmatite.

Quer- und Längsbruch dieser Migmatite zeigen parallelstreifiges Aussehen, deshalb wurde dieser Name gewählt. Schieferanteil : Injektion = 1 : 1. Es besteht in der Art der Migmatisierung gegenüber den Augengneisen ein wichtiger Unterschied. In letzteren blieb die injizierende Masse nicht konzentriert, sondern verteilte sich, besonders auf die Augen. Hier aber bleibt die Injektionsmasse zu Adern bzw. Lagen vereint, wodurch eben die Streifung hervorgerufen wird. Ferner sind die Paragewebsschichten reiner und mächtiger, und nicht allein aus Glimmern aufgebaut, so daß auch dem Augengneis-Grundgewebe gegenüber Unterschiede zu finden sind.

42. Streifenmigmatit.

Eingang der Gorge d'Héric, 2.

Tiefbraun, ebenschiefrig, glitzernd, lagig, ein „fester“ Biotitgneis.

Die hellen Lagen bestehen aus Mikroklin, Oligoklas (35% An) und Quarz. Die dunklen Lagen enthalten grobschuppige, miteinander verwachsene Biotite und Muskowite, oder diese beiden in Verschränkungen, mit etwas Quarz-Durchwirkung. Biotit X, Y = tief kupferrot, Z = rötlichgelb, hell. Der Biotit enthält Einschlüsse von Apatit, sowie kleine Zirkone mit kräftigen, pleochroitischen Höfen.

43. Streifenmigmatit mit Biotitporphyroblasten.

Nördl. St. Pons, 3.

Wechsel kräftiger, brauner und weißer Lagen. In den braunen gedeihen scheibenförmige Biotitporphyroblasten mit 2—4 mm Durchmesser, streng in „s“ eingeregelt. Allgemeine Korngröße 1—2 mm.

Dünnschliff. Man beobachtet Lagen, in welchen Quarz und Oligoklas (33% An) angereichert sind. Der Plagioklas ist unzonar. Ein Teil davon ist klar, ein anderer Teil enthält Seriziteinschlüsse. Andere Unterschiede dieser beiden sind aber nicht zu bemerken. Der Quarz baut ein kleinflockiges, aber nicht in Zeilen geordnetes Pflaster auf. In den glimmerreichen Lagen herrscht ein Biotit mit X, Y = kupferrot, Z = blaßgelb. Ein Teil der Biotite ist zu Schuppenpaketen zerschert. Daneben kommen die unverletzten Porphyroblasten vor, die äußerlich schon sichtbar waren. Muskowit tritt hier ganz zurück. Die Glimmer bilden auch keine zusammenhängenden Lagen. Das kann bedeuten, daß das migmatisierte Sediment schon von Beginn an weniger glimmerig und mehr sandig gewesen sein mag. Die trüben Plagioklaskerne stammen wahrscheinlich aus der Sedimentzeit und sind bloß metamorph regeneriert. Dies ergibt sich aus dem Studium der nächstfolgenden Gruppe von Paragneisen. Der Biotit enthält wieder Einschlüsse von Apatit und behöftem Zirkon. Es gibt aber auch Höfe mit einem unbestimmbaren, winzigen, eigelb-durchsichtigen Kern, der ansonst aussieht, als ob er in einem Zerfall begriffen wäre. Der Biotit verwächst fallweise auch mit Klinochlor.

44. Streifengneis.

Straße nach la Montélarie (bei Lacaune).

Das Stück erscheint grobschiefrig, flach intrusionsfaltig. Braune, glitzernde, glimmerreiche Lagen werden abgelöst durch Quarz-Feldspat-Lagen mit 1—2 mm Dicke, Korn um 1 mm.

Die Plagioklase gehören zum Oligoklasalbit (13—20% An). Sie alle haben trübe Kerne, die rekristallisiert und klar weitergewachsen erscheinen. Quarz pflasterig, wie im vorigen Beispiel.

Biotit: X, Y = dunkel kupferrot, Z = hellgelb, mit Zirkoneinschlüssen (gut pleochroitisch behöft), ferner Apatit. Auffallend sind auch die vielen kleinen, braunen Turmaline in ausgewachsener Säulchenform, Z = hellgelbbraun, \perp Z = tiefgoldbraun. Kalifeldspat fehlt!

Die Turmaline bilden entweder Körnergruppen aus kleineren und größeren Individuen, oder einzelne größere Kriställchen. Sie sind tadellos in „s“ eingerichtet mit [0001] = Z in b und zeigen rotiertes Quarz-„si“. Ihre Konzentration auf den Flächen mit großer Wegsamkeit und das „si“ sind, wie ich glaube, für diesen Fall genügend beweisend, um sedimentäre Abkunft auszuschließen. Ich halte sie für pegmatitische Injektionserzeugnisse.

45. Lagiger Zweiglimmergneis mit Mikroklinaugen. Nördl. von St. Pons, 7.

Die Schieferungsflächen glitzern lebhaft infolge der Glimmer-Einregelung. Körnung: Feldspäte und Quarz 0,3—0,5 mm; Glimmer 0,2 mm.

Im Dünnschliff sieht man ein Zahnquarzgewebe, durchspickt von klaren Albiten, lagenweise getrennt durch ununterbrochene, dünne Glimmerschichten, welche gröbere Muskowite und eingemengte, feinere rottönige Biotite enthalten. In beiderlei Lagen findet man kleine Mikroklinaugen, und auch im Glimmergewebe vereinzelte Albite. S-Tektonit.

46. Streifenmigmatit.

N. von St. Pons, 1.

Gelbe, körnige Lagen aus Quarz-Feldspat wechseln mit dünnen, biotitreichen, kontinuierlichen Glimmerlagen. Hauptbrüche ziemlich eben, glitzernd. Körnige Lagen von 1—4 mm stark, glimmrige papierdünn. Feldspat und Quarzkörner etwa 1 mm und auch darunter, Glimmer um $\frac{1}{2}$ mm Scheibendurchmesser.

Dünnschliff: Die Biotit-Muskowitlagen, welche geschlossen durchgehen, sind sehr gut in „s“ eingeregelt; in den kupferrot und gelb farbwechselnden Biotiten gibt es häufig starke pleochroitische Höfe um Zirkon. Glimmerblätter dringen aber auch in die Quarz-Feldspatlagen ein. Dort gewahrt man Mikrokline (flau, mit Tropfenquarzen als Einschluß und mit wenigen, quarzarmen Myrmekitknospen, ferner zahlreiche ziemlich große Plagioklaskörner, klar, invers mit etwa 15% An innen und 20% An außen, lamellar verzwilligt nach dem Albit- und Periklingesetz, letzteres sparsam. Das Quarzgewebe ist feinkörniger als jenes der Plagioklase, aber ebenfalls relativ grob buchtig-pflasterig. Es ist jedenfalls festzu-

stellen, daß hier die Korngrößenunterschiede zwischen Quarz und Feldspäten nicht so bedeutend sind, wie es sonst mehrmals betont worden ist. Ferner ist zu erwähnen, daß die Feldspäte locker in das Gewebe eingestreut sind, etwa diffus verteilt, nicht in geschlossenen Adern oder Lagen. S-Tektonit.

47. Intrusion in einer Spitzfalte von feinkörnigem Paragneis.

Straße bei Montélarie, W. von Lacaune.

Das Handstück enthält im spitzgefalteten Paragneis zwei Schenkel eines intrusiven Falteninhaltes, bestehend aus hellem, mikroklinreichen Granit von Lacaune, fast ohne Glimmer, und vom Korn $2\frac{1}{2}$ —3 mm. Bezeichnenderweise ist das Paragneiskorn viel kleiner, nämlich bloß 0,1—0,2 mm. Im Paragneisgewebe stecken zahlreiche, kleine Biotitschüppchen, Quarze und Albite. S-Tektonit.

4. Diffus granitisierte Körnelgneise.

Ein äußerlich ganz ähnlicher Typus ist mir bekannt aus dem Dach der Mühlviertler Granite (Oberösterreich). Für sich gesehen, d. h. wenn man den Granit nicht daneben hinlegen und vergleichen kann, gerät man in Zweifel, ob man nicht einen dunklen Glimmerdiorit vor sich haben könnte. Der erste Eindruck ist nämlich der eines zwar plattig spaltenden, aber doch massig entwickelten Gesteines, in welchem Quarz, Feldspäte, Biotit recht gleichmäßig gemengt erscheinen.

48. Körnelgneis.

Gorge d'Héric, XX.

Dickplattig brechend, schwarz-weiß sprenkelig bei dunklem Gesamteindruck, sehr biotitreich. Korn 0,3—0,4 mm.

Dünnschliff. Kein Kalifeldspat. — Oligoklas mit 25% An, klar und unzonal. Quarz bildet ein schwach zahniges Körnerpflaster zwischen den viel reichlicheren übrigen Partien; Biotit baut ein sehr lockeres Gebälk auf; er hat X, Y = kupferrot, Z = hellgelb. — Daneben etwas Klinochlor. Die Biotite sind mit (001) parallel der B-Achse des Gesteinsgefüges eingestellt und rotiert. Damit kennzeichnet das Biotitgefüge einen B-Tektonit. Auch die vereinzelt, größeren Apatite sind eingeregelt, und zwar mit Z parallel B.

Dieses Gestein wird von einer dünnplattig brechenden Abart begleitet, welche mit mehreren dünnen Aplitlagen injiziert ist und sich den Streifengneisen nähert.

5. Besondere Formen.

49. Schollenmigmatit.

N. von Cammazes, Straße nach Durfort, V.

Weiß und rötlich gefärbte Mikroclinmassen intrudieren ein kleines Schollenwerk von Schiefen, die aus Biotit, Muskowit und Quarz bestehen. Korn der Feldspäte 2—3 mm, jenes der Glimmer 0,2—0,4 mm. Die Kristallisation hat die Bewegung überdauert. Die Schollenzerlegung des Schiefers erfolgte vorkristallin und vor der Intrusion. Der zerlegte Schiefer war granatfrei.

50. Brockenmigmatit.

Südrand der Gneise von Cassagnes, bei km 7,16.

Das Handstück macht massigen Eindruck. In gelber Aplitmasse von unter 1 mm Korn erscheinen graue Schieferschollen eingebettet, die selber sehr klein sind, die größten bloß $1,5 \times 0,7$ cm. Diese Schollen sind eckig begrenzte Bruchstücke eines Paragneises vom feinkörnigen Typus. Der Aplit ist sehr quarzreich. Charakteristisch ist sein fein verzahntes Quarzgewebe, welches man in dieser Form in keinem der Sedimentabkömmlinge wiederfindet.

51. Mylonitischer Migmatit.

Südlich Castelpers.

Hier sind etwa 1 cm breite, und nur 1—2 mm dünne Schollen eines zerlegten Phyllites mit diabasischer Tuffeinstreu durchtränkt von Restlösungen, wie sie sonst in diesen Schiefen südlich Héripian als vereinzelte Adern beobachtet worden sind, also von syenitaplitischer Natur, fast nur aus Mikroklinkörnern aufgebaut, daneben wenig Quarz und Albit. Die Bewegung hat aber die Kristallisation überdauert. Der Migmatit wurde zum Mylonit.

Auch hier ist die eine Komponente wieder der granatfreie Schiefer, die andere gehört zu den Anhängseln der Grobgranitgruppe.

Zusammenfassung zu den Migmatiten und migmatischen Paragesteinen.

Dieselbe Auffassung, welche ich aus dem Handstück und Schliffstudium schöpfte, nämlich die große Verbreitung von Migmatiten in verschiedenartigen Formen, haben die französischen Erforscher des Gebietes (vgl. angeführte Schriften) vertreten. Insbesondere gilt dies von den Augengneisen. Es läßt sich in solchen, so durchdringend injizierten Gebieten nur sehr überschlägig eine Grenze ziehen zwischen noch als rein und schon als migmatisch anzuse-

henden Typen. Ich habe mich bei dieser Auseinanderlegung wesentlich leiten lassen von den Erfahrungen in unseren Zentralalpen, wo die Migmatisierung natürlich allgemein und grundsätzlich dieselben Formen hervorbringt, und glaube, die Einteilung praktisch richtig getroffen zu haben.

Im Ganzen kann man sagen, es gibt zwischen Intrusiv und Schieferdach eine Zone, in welcher sie sich gegenseitig befruchten: Dabei entstehen migmatische Intrusivgesteine, d. h. die magmatische Komponente wiegt vor, andererseits Migmatite, d. h. die Komponenten werden ungefähr gleichmächtig, und migmatisierte Schiefer, d. h. die Para-Komponente wiegt vor. Außerdem kann die Migmatisierung vor sich gehen: 1) durch diffuse Granitisation, gleichmäßige Teigvermischung. — 2) durch aplitische, lagenhafte Durchdringung, wodurch die Streifengneise entstehen, und 3. durch örtliche Durchtränkung mit Restlösungen, wie von V. M. GOLDSCHMIDT für die Augensprossung in Augengneisen beschrieben und begründet wurde.

Es sind dies sozusagen universelle Formen der gegenseitigen Einwirkung von Intrusiv und Dach, vorausgesetzt aber ist anscheinend, nämlich den beobachteten Mineralfazies nach, Tiefenzonen-Metamorphose.

C) Crescimente und Absatzgesteine.

I. Kalke (bis Marmore).

52. Schwarzer? kambrischer Kalkstein.

Moulin de Madame bei Cammazes. S. von Sorèze, 9.

Ein schwarzes, rauhes Gestein mit dichter Körnung. Zum Teil sind seine Schichten porös und von steilen, kurzen Querkluftsystemen durchrissen. Die Klüfte sind mit weißem, feinstkörnigen Kalkspat ausgefüllt und bringen mit dem Spat Pyrit zu, der von dort aus auch in die porösen Schichten einwandert. Er bildet Würfel mit 0,3 mm Kantenlänge. Durch seine Zersetzung sind wohl auch Limonitflecken und Porosität zu erklären.

Das Kalkspatgewebe besteht aus einem Körnerpflaster mit unter 0,1 mm Korngröße. So groß sind auch die spärlich eingestreuten Quarzkörnchen und die viel häufigeren Muskowite, Das graphitische Pigment konzentriert sich in den Intergranularen, läßt aber die Körner auch nicht frei.

Von Marmorisierung ist dieser Kalkstein noch weit entfernt. Dazu paßt übrigens seine Gesellschaft: weiche, schwarze Schiefer und Grauwacken.

53. Mittelkambrischer Kalk mit *Archäocyathus*.

Signal de Marcory, Montagne Noire.

Hellgrau, Korn dicht, deutlicher Lagenbau, der sehr charakteristisch ist; es wechseln 5—7 mm mächtige mit 1—3 mm starken, auskeilenden Lagen, welche so ineinandergesteckt sind, daß immer wieder eine ebene, gröbere Bankung entsteht. Auf den Schichtflächen und auch auf Querbruchstellen sieht man die Fossilien in gutem Zustand. Ein dabei liegendes kleineres Stück zeigt bei ebenfalls guter Fossilhaltung bereits eine wahrnehmbare Körnung des Kalksteins, so daß er darin einem Marmor näher rückt. Als Ganzes ist dieser Kalk noch nicht metamorph.

54. Devonischer Bänderkalk.

Straße Bédarieux-Caunette, östl. des Pic de Tentayo.

Dunkelblaugraue und hellgraue Bänder oder Lagen von 2—5 mm Stärke wechseln derart, daß sie mittels einer unter $\frac{1}{2}$ mm liegenden Grenzschicht in einander übergehen. Dieser Kalk ist unserem steirischen Schöckelkalk sehr genau vergleichbar. Man kann ihn als leicht metamorph ansehen. Das Korn ist aber noch so fein, daß das Gestein als dicht bezeichnet werden muß.

55. Marmorisierter kambrischer Kalkstein.

Straße Ferrières-Vabre, Sidobre.

In solchen Kalksteinen fand MICHEL-LÉVY (1931) Fayalit. Das mir vorgelegte Handstück enthält davon nichts. Es ist ein grau- und weißfleckiger, ziemlich grobkörniger Marmor (Korn 1— $1\frac{1}{2}$ mm), der einmal sehr pigmentreich gewesen sein muß, denn nunmehr findet man im Kalkspat-Korngewebe zahlreiche Zwickel aus Graphit. Eine kleine Marmorprobe wurde in verdünnter HCl gelöst. Als Rückstand blieb lediglich etwas Quarz und eine ziemliche Menge Graphit. — Der Marmor enthält auch eine Kluft, in welcher kleine, gelblichweiße, sattelförmig gewachsene Dolomite und kleine Bergkriställchen sitzen. — Der Dünnschliff führt ein gleichmäßiges Pflaster von Kalkspatkristallen vor, an welchen man das in Marmoren sonst häufige Auftreten von Zwillingslamellen vermißt. In Kluftdurchschnitten, die nicht mit Dolomit besiedelt sind, wächst der Kalkspat aus dem Gewebe, in der er allgemein durch Einschlüsse (Graphit) getrübt ist, mit klaren Anwachsschichten, rhomboedrische Köpfe bildend, weiter. Dann setzt sich drüber Quarz ab. Erst wenn hernach noch freier Kluftraum verfügbar ist, folgt Dolomit.

II. Sandsteine und Tonschiefer.

56. Kalkig gebundener, toniger Sandstein.

Karbon; Moux de Davejean, Massiv von Mouthoumet.

Im Handstück nimmt man graue Tonschieferschollen wahr, welche in Größen von 0,5—5 qcm Flächenausdehnung und geringer Dicke in das gleichmäßig körnige, ebenfalls graue Sandsteingewebe eingebettet sind. Die Sandkörner haben um $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser und werden von reichlichem, überaus feinem Zerreibsel zementiert, unter welchem Kalk eine Hauptrolle spielt. Unter den Sandkörnern, die splitterig begrenzt sind, beobachtet man meistens Quarz, aber auch Kalksteinkörner, Kalkspat, Muskowit-aggregate (aus Phylliten), graphitisch gefärbte Tonschieferbrösel, feinste quarzreiche Tonschieferkörner, Quarzit, Körner eines sehr feinkörnigen Biotit-Muskowit-Quarzschiefers, einzelne Muskowite, Pennine oder Penningruppen, Mergelkörner.

Von tuffigen Beimischungen ist nichts zu spüren. Das Gestein ist nicht metamorph, sondern bloß diagenetisch verfestigt.

57. Tonig gebundener Sandstein mit Beginn einer Blastese.

Ordovizium; Signal auf der Höhe O. von Felines. Massiv von Mouthoumet; Bl. Quillan.

Dem Aussehen nach könnte auch ein Grauwacken-Porphyröid vorliegen. Es handelt sich um ein graues, ziemlich gleichmäßig struiertes Gestein, in dem man Quarzkörner von etwa $\frac{1}{2}$ mm Größe, eingebettet in ein feinkristallines Grundgewebe, wahrnehmen kann. Das Gestein besitzt eine Bankung mit 4—5 cm Mächtigkeiten. Eine HCl-Probe bewies das Fehlen von Karbonaten. Es liegt ein reiner, schöner Quarzsand vor, gebunden durch mikrokristalline Quarz-Serizitmasse und vielleicht noch andere Tonminerale.

Hochinteressante Verhältnisse enthüllte der Dünnschliff. Die Quarzbeschickung ist allgemein so reich, daß zwischen diesen Körnern bloß wenig Zementraum bleibt und sich die Körner von Quarz recht nahe kommen können. Diese Körner, an welchen auch die intensive BÖHM'sche Streifung bemerkenswert ist, sind größtenteils optisch vollkommen entspannt. Undulöse Auslöschung ist Ausnahme. Man sieht an ihnen allgemein sehr deutlich die Rollung an der gleichmäßig gerundeten Form. An vielen Körnern aber beobachtet man nun Weiterwachsen, und dabei tritt folgende Veränderung ein: Je mehr sich rindenhaft neuer Quarz an die alten Körner ansetzt, desto serizitreicher wird das verbleibende

Zement, und an solchen Stellen wächst auch das Serizitkorn auf doppelte oder noch überlegenere Größe. Ferner beginnen an vielen Stellen die benachbarten, wachsenden Quarzkörner sich zu berühren, und dabei entwickelt sich jene buchtige Verzahnung, die man auch in fertigen kristallinen Schiefern beobachten kann. Es sind schon ganze Gewebepartien auf diese Weise quarzitisch geworden. Sehr merkwürdig ist es aber, daß die ehemalige Gestalt im fortgewachsenen Korn sichtbar bleibt, und die alte Grenze sich so deutlich durch genau so fein organisierte Bläschenzonen kundgibt, wie sie in den BÖHM'schen Streifen auftreten (ANGEL 1929, S. 137 ff.). Ich glaube die Vorbedingungen dafür, daß diese Grenzen nicht bald verwischt werden, zu kennen. Es gibt bei uns (Steirische Ostalpen) Festschotter, Quarzkonglomerate, in welchen die Quarzgerölle ganz glatt sind, aber auch solche, in welchen sie sich auffallend rauh anfühlen. Die Rauigkeit besteht in kleinen, aber scharf umgrenzten Unebenheiten. In dieser Form sind sie anscheinend besser zum Ausheilen vorbereitet als im glatten, aber die (mikroskopischen) Rauigkeiten geben auch Anlaß dazu, daß Ausheilung und Weiterwachsen bei einiger Geschwindigkeit eher lückenhaft erfolgen als bei Glätte der Oberfläche, so daß eben da sich die randlichen feinen Einschlußzonen bilden, welche die Korngestalt abzeichnen. Es gibt wohl noch einen Grund, weshalb man derartigen Wachstumserscheinungen beim Umkristallisieren nicht allzuhäufig begegnen wird. Wenn nämlich der Metamorphose eine starke Durchbewegung mit durchdringender Kornaufbereitung zu feinem Zerreibsel vorangeht, dann ist keine Aussicht, daß Korngrenzen so unverwischt weiterbestehen können. Und hier im beschriebenen Fall kommt zweifellos als günstiges Moment hinzu die

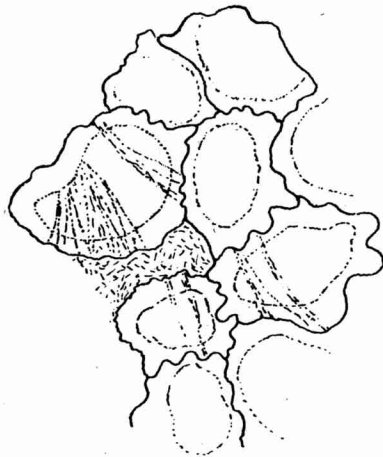


Abb. 40. Aus tonig gebundenem Sandstein mit Beginn einer Blastese. Blastische Gefügebildung durch Fortwachsen abgerollter Quarzkörner, deren alte Korngrenzen man noch sieht. Im Zwickel Serizitkonzentration. BÖHM'sche Streifung setzt stets durch Kern und Fortwachsung!
Querschnitt, Vergr. 50 lin.

Einbettung in ein feines, glimmerreiches und bewegliches Grundgewebe.

Das Bild ist doch etwas von dem des Heidelberger Sandsteines verschieden. Ich verzeichne es als Momentaufnahme aus dem Prozeß der Kristallspaltung und metamorphen Gefügebildung.

Die Anwachsschichten sind etwa 0,03 mm stark, gegenüber 0,3—0,5 mm Korndurchmesser.

58. Gelber Quarzsandstein.

Fossilführendes Unterkambrium, „Grès de Pardailhan“.
Pardailhan, Mont. Noire.

Ein weißlicher, unregelmäßig bröckelnder und limonitisch angefärbter Sandstein mit zahlreichen, bis zu $\frac{1}{2}$ mm großen Poren, die mit Limonit ausgekleidet sein können. Er besteht fast nur aus Quarzkörnern, 0,1—0,2 mm groß, ohne Ausnahme optisch gespannt; daneben gleich großer, klarer Albit, Splitter mit Zwillingslamellierungen, ferner einige, deutlich gerollte Körner von braunem Turmalin, ebensogroß, und spärliches, serizitreiches Zement. Es liegt ein ganz unverändertes, diagenetisch verfestigtes Sediment ohne Blastese-Spuren vor.

59. Gelber Quarztonsandstein.

Aus dem Unterkambrium zwischen Caunes und Citou.

Plattig, eisenschüssig gelb, Korn 0,1—0,2 mm. Im Schliff beobachtet man splitterige Quarze und Quarzitkörnchen, optisch ungespannt, in einem sehr reichlichen Zement aus Serizit und Quarz, welches mit Eisenhydroxyden durchtränkt ist. Vereinzelt gewahrt man auch Muskowitschüppchen, und abermals die abgerollten, braunen Turmalinkörner. Nichtmetamorph, locker verfestigt durch Diagenese.

60. Gelber, glimmeriger Tonsandstein.

Grès de Marcory, NW. Pardailhan.

Dieser Sandstein ist deutlich geschichtet. Schichtdicken etwa 3 mm; Körnung 0,1—0,05 mm. Das sedimentäre „s“ dieses Gesteins kommt durch Materialwechsel zustande. Es folgen nämlich aufeinander quarzreichere und dann tonreichere Schichten. In letzteren wird mehr Eisenhydroxyd adsorbiert, daher die bräunliche Bänderung. Die Quarze sind durchwegs splitterig und ungespannt. Der nächstreichlichere Gemengteil ist serizitischer Glimmer. Es kommen aber auch größere Muskowitschüppchen im Format der Quarzkörner häufig vor. Feldspatkörnchen sind wegen ihrer Fein-

heit der Menge nach nicht abschätzbar. Karbonate sind nicht zugegen. Das Gestein ist wieder bloß diagenetisch verfestigt.

Anmerkung. Vom gleichen Fundort erhielt ich ein Handstück, welches ich als Nr. 61 hier erwähne. Es war dies überraschenderweise ein außergewöhnlich feinkörniger Granat-Glimmerschiefer. Er wird an zuständiger Stelle näher beschrieben (als Nr. 117). Hier will ich ihn erwähnen, weil er mit den beschriebenen Sandsteinen zusammen vorkommt. Es könnte sich um eine Schuppe von Glimmerschiefer handeln, die bei Pardailhan in gleicher Weise in den kambrischen Gesteinen steckt, wie eine entsprechende Glimmerschieferscholle N. von St. Pons; diese hat schon BERGERON 1889 in seine Karte eingetragen, die andere, von welcher das von GAERTNER gesammelte Stück stammt, scheint ihm unbekannt geblieben zu sein. Jedenfalls liegen zwischen dem Zustand des Sandsteins und jenem dieses Granatglimmerschiefers zwei Tiefenstufen!

62. Grauer Quarzsandstein.

Übergang in Quarzit.

Sattelkern des Marcory.

Gleichmäßig grau, überaus fest, Korn 0,2—0,4 mm. Reichlichst Quarz, dazwischen sehr wenig serizitisches Zement, etwas Graphit. Eine ähnliche Blastese wie bei 57 ist hier nicht feststellbar, es erscheint aber bereits ein deutliches, angedeutet schiefriges Quarzgewebe, so daß man nicht mehr jene lockeren, gelben Gefüge vor sich hat, wie in den vordem beschriebenen Sandsteingefügen.

63. Grüner Quarzsandstein.

Übergang in Quarzit.

Straße Caunes—Citou.

Aus einer Serie kambrischer Gesteine entnommen, dickplattig bis splitterig brechend, sehr fest und zäh, Korn 0,2—0,3 mm, Färbung durch frisch aufgekeimten Klinochlor.

Hier steht man am Beginn einer metamorphen Umkristallisation. Die Chloritquelle liegt im Dunkeln. Nach den Schliiffbefunden in diesen grünen Gesteinen scheint es mir aber, daß der Chlorit durch Mg-Zufuhr in das ursprünglich Mg-ärmere Sediment gebildet worden ist, eine Tuffeinstreuung kann ich hier nicht wahrscheinlich machen.

Es ist dazu die Chloritverteilung einerseits zu gleichmäßig, andererseits zu wenig konzentriert. Mg-Lösungen aber können bei Schichtstößen, die basische Gesteine enthalten, wohl auch im Wege des Stoffaustausches und des Stoffwechsels in Umlauf kommen.

64. Grüner Tonsandstein.

Fundpunkt wie 63.

Korn 0,1—0,2 mm, deutliche Schichtung mit etwa 4 mm Mächtigkeit und Materialwechsel. Es wechseln chloritreiche Schichten mit chloritäreren. Hauptgemengteil dieses auch äußerlich etwas schichtigen Gesteins sind ungespannte Quarzsplitter und -körner, reichlich zementiert durch tonartig feinen Serizit und Quarz, vereinzelt Rollkörner von braunem Turmalin und Muskowite. Auffallend ist nun der rhythmisch sich wiederholende Reichtum an frisch gesproßtem Klinochlor, der in seiner Korngröße den übrigen Gemengteilen überlegen ist und sie z. T. einhüllt wie Einschlüsse. Da man auch am Handstück ganz dünne Klinochlorbelege von schwarzgrüner Farbe auf „s“-Flächen wahrnimmt, fasse ich auch hier die Chloritbeschickung als eine Stoffwechslerscheinung auf. Übrigens kommt auch Titanit und etwas Ilmenit auf diese Weise ins Gestein. Mit diesen chemischen Massenverschiebungen scheint eine gewisse Bewegung im Zusammenhang zu stehen, die sich in feiner Runzelfältelung auf „s“-Flächen mit der Zartheit eines linearen Elementes sichtbar zu erkennen gibt.

65. Schwarzer glimmeriger Tonsandstein.

Fundpunkt wie 63, 64.

Ein dünnplattiger, weicher Tonsandstein, Korn 0,2—0,4 mm. Beginn zarter aber verbreiteter Runzelung auf den sedimentär angelegten „s“-Flächen, die einer Feinschichtung entsprechen. Das Gestein ist aus etwa 1 mm starken Lagen aufgebaut. Gemengteile: Feinster Quarz in Körnchen, viel Serizit, graphitisches Pigment und reichlich Muskowite in „s“, mit $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser. Nichtmetamorph.

66. Tonschiefer.

(Arenig-Schiefer). Bois de Boutoury.

Ein graugrüner bis schwärzlicher, weicher und dichter Tonschiefer. Korn unmeßbar zart, mikroskopisch. Auf Klüften und auf „s“, sowie an den gut erhaltenen Fossilresten Limonitkrusten.

67. Tonschiefer.

Mittleres Tremadoc bei St. Chinian.

Ein schwarzbrauner Tonschiefer, sehr weich, Korn ebenfalls ganz mikroskopisch fein (unter 0,1 mm). Auf den sedimentären „s“-Flächen zarte Runzelung nach „b“, die als Faserung zuerst in die Augen fällt. Nichtmetamorph.

68. Gelbgrauer Tonschiefer.

Mittelkambrisch. W. vom Signal von Naudet.

Im Gegensatz zu den vorigen bereits in höher kristallinem Zustand, so daß die Richtung zum Serizitphyllit eingeschlagen wird.

Der Schiefer bricht eben und glatt, die „s“-Flächen entwickeln einen stumpfen Schimmer. Das Material besteht aus ganz gleichmäßig gemengtem, feinst körnigem (mikrokristallinem) Gewebe von Quarz, Serizit und Eisenhydroxyd-Durchtränkung. Die „s“-Flächen haben kaum bemerkbare Runzelung. Noch nicht metamorph, aber doch am Weg zu einer Umprägung.

69. Roter Tonschiefer.

W. von Naudet.

1—2 mm dünne und papierdünne Lagen wechseln ohne tiefere Materialverschiedenheit. Es handelt sich wieder um ein mikroskopisch feines, aus Serizit und Quarz aufgebautes Gewebe, welches durch Roteisenimprägnation seine Farbe hat. Es schimmert feinseidig, so daß schon auf bessere Einregelung und etwas größere Serizite geschlossen werden darf.

70. Hellgrüner Tonschiefer. (Übergang zu Serizitphyllit).

Straße von Caunes nach Citou.

Dünnschiefrig, seidig schimmernd, mit schichtenweiser Konzentration größerer Chloritmenge. Korn 0,5 mm und weniger, Schichtung in 1—2 mm starke Lagen. Der Schliff enthüllt ein Gewebe aus winzigen, splitterigen Quarzen, viel Serizit und lagenweise Anreicherung von frisch gesproßten Chlorit. Ich möchte auch hier nicht von Tuffeinstreu sprechen. Der Korngrößenunterschied zwischen Chlorit und den übrigen Gemengteilen spricht zu sehr für eine getrennte Geschichte der Sedimentation einerseits, und der Chloritblastese andererseits.

Bemerkenswert ist wieder die Einwanderung von Ilmenit, Rutil, Titanit.

71. Grauer Serizitphyllit.

Straße Caunes-Citou.

Ebenfalls eigentlich in Übergangstellung von einem Tonschiefer her.

Es liegt bereits ein „S“-Tektonit vor, der sein Gewebe aus Serizit, Quarz und reichlichem graphitischem Pigment aufbaut. Die „s“-Flächen sind hier in recht deutliche Runzelfältchen gelegt.

72. Grauer Serizitphyllit.

Aus den karbonischen Knollenkalken, N. von les Crozes.

Ein seidenglänzender, grauer, serizitischer Tonschiefer bis Serizitphyllit, bestehend aus Quarz und Serizit, letzterer vorwaltend. Auffallend sind flache oder rundliche Hohlräume, die z. T. erfüllt sind mit einer weißen, tonigen, etwas limonitisch angefärbten Masse, welche porös ist und kein Karbonat enthält. Es ist hier offenbar erst Substanz weggeführt worden und nachher wurden die Hohlräume, die Nußgröße erreichen können, meist aber kleiner bleiben, durch Substanzeinschwemmung teilweise angestopft. Jedenfalls kann der Schiefer seit der Löcherbildung keine einschneidende Bewegung mehr mitgemacht haben, sonst wären die Hohlräume geschlossen worden. Das Gestein ist nur ganz leicht metamorph, noch nicht weit vom gewöhnlichen Tonschiefer wegentwickelt worden.

73. Verkieselter Tonschiefer.

Aus devonischen Bänderkalken, N. von les Crozes.

Es handelt sich um Gesteinsmuster, die vollständig karbonatfrei sind. Grau, schichtig-schiefrig mit dunkleren und helleren graphitpigmentierten Lagen, worin feine Kanäle und kleine Nester ein durch Quarz angefülltes, labyrinthartiges Hohlraumssystem darstellen.

Im Dünnschliff sieht man, daß die quarzige Füllsubstanz sehr feinkristallin ist (Körnchendurchmesser 0,02—0,04 mm). Um eine ganze Größenordnung feiner noch ist das Serizit-Quarz-Gewebe der eigentlichen Tonschieferlagen. Das Quarzgewebe ist also dazu nicht konform. Es scheint, daß der Quarz eine zugeführte Hohlraumausfüllung darstellt. Auch dieses Gestein ist nichtmetamorph. Es ist möglich, daß auch kleine Fossilreste verquarzt wurden. Im tonigen Gesteinsanteil ist die Graphit-Imprägnation besonders reichlich, so daß nur wenige günstige Stellen des Dünnschliffes das eigentliche Gewebe durchschauen lassen.

Zusammenfassung zu den Creszimenten und Sedimenten.

Es war im Hinblick auf die Beurteilung der Korngrößenverhältnisse bei den Metamorphosen äußerst erwünscht, das Gefüge möglichst wenig oder ganz unveränderter Sedimente vor Augen zu haben. In dieser Hinsicht stehen nun die Erfahrungen an den Sandsteinen und an Tonschiefern zur Verfügung. Ferner war es erwünscht, über die Stellung des Turmalins Sicherheit zu gewinnen.

Abhandlungen d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-Phys. Kl. III. Folge, Nr. 17. 15

Tatsächlich führen die Sedimente Turmalinsplitter, und zwar solche mit verschiedenen Farben. Sowohl die Größe, als auch die Farbe und Form können nur mit denselben Eigenschaften in metamorphen Sedimenten verglichen werden, und damit wiederum ist es möglich, einer wichtigen Frage in den Schiefen nachzugehen: eben der Abkunft der dort beobachteten Turmaline.

Sehr bedeutsam ist auch der in einem Bild festgehaltene Übergang sedimentärer Formen in metamorphe, sozusagen: in den Anfangszuständen festgehaltene Blastese. Es zeigt sich, daß eine Kornvergrößerung um Beträge stattfindet, die imstande sind, das immerhin noch feine Korn der vielen erststufig metamorphen Schiefer, die im Folgenden beschrieben werden, als Wachstumserscheinung zu erklären.

D) Metamorphe Abkömmlinge der Übergangsreihe Sand—Ton, einschließlich der Arkosen.

I. Vorschreitend erststufige Metamorphe.

1. Gleichmäßig feinkörnige Paragneise.

74. Gleichmäßig feinkörniger Paragneis.

Hart am Granitkontakt bei Le Cabaret W. von Rosis.

Ein dickplattiges graubraunes Gestein, Korn 0,1—0,2 mm. Diese Kornfeinheit ist für die ganze, hier ausgeschiedene Paragneisgruppe bezeichnend. Man sieht an Längs- und Querbruch einen feinen, zart angedeuteten Wechsel dunklerer biotitreicher und hellerer biotitärmerer Lagen. Das entspricht der ursprünglichen Feinschichtung mit ihrem periodischen Materialwechsel. Die Lagendicke zählt nur nach mm. Eine wenig auffällige Gelbbraunfleckung ist durch wechselnd starke Durchtränkung des Gewebes mit Eisenhydroxyden bedingt. Schwache Striemung // „b“.

Dünnschliff. Selbst die biotitreichen Lagen enthalten den Biotit nicht in Form durchgehender Lagen, sondern als lockere Streu isolierter Blättchen; X, Y = sienarot, Z = blaßgelb. — Muskowit kommt nur in geringer Menge vor. Ein erheblicher Gewebeteil entfällt aber auf die Mischung Quarz : Albit = 8 : 1. Graphitische Krümel sind zahlreich, aber sehr klein und treten als Einschlüsse in Glimmer und Quarz auf. — In den biotitärmeren Lagen wird das Verhältnis Quarz : Albit etwa 1 : 1.

Herkunft. Dem Mineralbestand nach kann es sich um eine Arkose handeln, wofür auch der Bau der Albite spricht. Sie ent-

halten regelmäßig einen trüben, manchmal auch geteilten und bröselig umgrenzten Kern. Die Trübung erscheint hervorgerufen durch feinste Massen von Serizit und Kaolin. Im ursprünglichen Mineralbestand darf man voraussetzen: Quarzkörnchen, kaolinisierte Feldspäte, Serizit, baueritisierte und frische Glimmer, Eisenhydroxyde. Dazu kommt ein sedimentärer Lagenbau. Daraus ergibt sich das Bild eines feinen, arkoseartigen Tonsandsteines.

Metamorphose. Die heute zu beobachtende kristalline Regeneration trägt die Zeichen einer Metamorphose in der ersten Tiefenzone. Das Quarzsplittergefüge ist regeneriert zu einem eckigpflastrigen, aber bezeichnenderweise nicht zeilig geordneten Gewebe. Genau so verhalten sich morphologisch auch die gleichmäßig untermengten Feldspatkörnchen. Hier sind die alten, kaolinisch getrübbten Splitter zu Albit (mit ganz geringen An-Gehalten) regeneriert und dabei mit klaren Rinden weitergewachsen. Ihre Kornumgrenzung ist die eines typischen Kristalloblasten. Bei dieser Regeneration ist ein Teil des Ausgangsmaterials auch zu Serizit geworden. Aber auch die Biotite sind gewachsene Regenerationsprodukte, wie an der Kornausbildung ablesbar ist. Es sind keine mechanisch gestalteten, sondern glatt gewachsene Kornränder da und nirgends mehr trifft man auf Baueritreste. Dabei muß ziemlich viel Eisen verbraucht worden sein. Der Graphit stammt wohl auch aus der Sedimentzeit und wurde im Lauf der Metamorphose bei der Sprossung von den Kristalloblasten eingeschlossen. Seine Gegenwart in den Biotiten bezeugt deren Regeneration mit, denn woher sollte denn ein unverletzter, durch Verwitterung eines Granites in den sedimentären Kreislauf gebrachter Biotit seine Graphiteinschlüsse haben, wenn nicht aus der regenerativen Überwucherung einer alten, graphitisch verunreinigten „s“-Feinschichtung. Bezeichnend für diese Art von Metamorphose ist die Kornfeinheit. Im gleichen Sinn, wie man von Serizit als Feinmuskowit spricht, sollte man hier von der Sprossung von Feinbiotit sprechen. Im übrigen sei noch darauf verwiesen, daß geradezu ein Muster einer homöoplastischen Struktur in diesen Gneisen zu erblicken ist: Die sämtlichen Gemengteile harmonieren in ihren Korngrößen.

Gefüge. Die streichende, zarte Striemung auf „s“ ist korrelat zur Biotiteinregelung. Diese bringt zwar eine erhebliche Anzahl von Individuen in Stellungen // „s“, aber eine ebenso erhebliche Anzahl pendelt in der Lage zu „s“ um die „b“-Achse des Gefüges, und dies verursacht die Striemung. Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang auch die verhältnismäßige Dicke der

Biotite mit Ausnahme jener, die streng in „s“ liegen. Das Glimmergefüge scheint mir daher einen B-Tektonit anzudeuten nach einem Muster, wie es SANDER 1930, S. 209 beschrieb.

75. Gleichmäßig feinkörniger Paragneis.

Bei Moulin de Madame S. von Sorèze, 8.

Ein durchaus ähnliches Beispiel, wie 74, so daß hinsichtlich der dort ausgeführten Einzelheiten nichts Neues hinzukommt. Die Umprägung erfolgte nachtektonisch, wie oben. Heute ist abermals eine Limonit- bis Goethit-Ansiedelung in den Intergranularen. Ihre Quelle, Eisenhydroxyde, infiltrierten aber in Bezug auf das Gesteinsgewebe nachkristallin. Diese Eisenmengen kann man nicht auf Zersetzung eisenhaltiger Gemengteile unserer Gesteine zurückführen, denn sie haben lauter frische, unzersetzte Mineralkörner. Bezeichnend ist auch, daß trotz des relativen Eisenreichtums des Gesteinsgewebes selber (in den Biotiten) sich weder Chloritoid noch Staurolith gebildet hat.

Was also die Herkunft der nachkristallin eingewanderten Eisenmengen anbetrifft, so kann man zwei Quellen dafür namhaft machen. Die eine wäre der Gesamtstoffwechsel des in Metamorphose begriffenen Gebietes; und da würden die bis zuletzt bewegten Eisenlösungen unaufgebrauchte Stoffüberschüsse darstellen, die schließlich auch irgendwo niedergeschlagen werden müssen. Dazu würden sich feinkörnige, eben unseren Feingneisen entsprechende Gesteine gut eignen. Und damit würden diese Eisenmengen mit den metamorphen Abläufen in ursächliche Beziehung gebracht. Eine zweite Quelle könnte darin liegen, daß sulfidische Eisenerzmassen zersetzt und ihr Eisen in Umlauf gebracht worden ist. Dafür aber ist die Eisendurchtränkung unserer Gesteine wahrscheinlich zu regional; es ist mir aus der Literatur auch derartiges nicht bekannt geworden, was auf die Feingneise des Gebietes beziehbar wäre (vgl. dazu jedoch RAMIÈRE DE FORTANIER, 1932).

76. Biegefaltiger, feinkörniger Paragneis.

N. von St. Pons, 6.

Gleichen Mineralbestand zeigt ein Handstück, welches einem Faltenknie entnommen ist. Auf dem gebogenen „s“ kann man abermals als feines, lineares Element eine zarte Striemung // „b“ wahrnehmen. Es liegt eine Biegefalte im Sinne SANDER's vor. Das Knie selber weist im Vergleich zu den Schenkeln keine Verdickung auf, aber die Schenkel selber sind ungleich dick, der eine 2, der

andere $1\frac{1}{2}$ cm. Der Übergang vollzieht sich ganz allmählich im Knie, die Schenkel stehen fast genau normal zueinander.

77. Enggeschlossene Biegefalte mit teilweiser Scharnierverdickung im feinkörnigen Paragneis.

N. von St. Pons, 7.

Dieses große Handstück gewährt Einblick in einen Faltenquerschnitt, wie ihn SANDER'S Abbildungen (1930, S. 246, 250) wiedergeben. Es liegt wieder derselbe Gneistypus vor wie bisher geschildert. Man erkennt zweierlei Lagen. Die feldspatreicheren, glimmerärmeren Lagen werden bei Anwitterung eigentümlich porös, sie wechseln mit biotitreicheren Schichten, die besser halten und überdies eine deutliche Schichtung (ehemals Schichtung nach Materialfeinheit) erblicken lassen. Das wird durch limonitische Anfärbung besonders scharf nachgezeichnet. Es bedeutet, daß in diesem Fall die Metamorphose noch weniger auszugleichen vermochte, als in den weiter vorgeschrittenen vorigen Fällen. Die sedimentären Körnungsunterschiede schimmern noch durch. Man sieht an den Faltenknien deutlich Verdickung des bildsameren, feineren Materials mit seinem Glimmerreichtum, wogegen Kniestellen aus gröberem Material mehr oder minder unverdickt geblieben sind.

78. Feinkörniger Paragneis mit phyllitischen Glimmerhäuten auf „s“.

Bei Chappertis N. von St. Pons, 5.

Das graubraune Gestein besteht aus Lagen von etwa 6 mm Stärke, welche vollkommen dem Paragneisgewebe der vorigen Nummern entsprechen. Diese Lagen werden aber durch graphitisch-graue Phyllit-Blätter von etwa 0,4 mm Dicke von einander getrennt. Der Lagenwechsel entspricht sedimentärem Materialwechsel von sandig-tonig, bzw. arkosisch nach tonig-glimmerig und erfolgt merkwürdigerweise recht unvermittelt. Korn 0,1—0,2 mm.

Dünnschliff. Hier erscheinen alle Körner scharf geregelt, die Glimmer speziell scharf in „s“, auch in den Paragneislagen, die sich mikroskopisch von jenen der früheren Beispiele nicht im Material unterscheiden. Die phyllitischen Blätter bestehen dagegen vorwiegend aus Muskowit, in dessen Gewebe nur wenig Biotit eingewirkt erscheint. Beide sind scharf in ein sedimentär angelegtes, tektonisch ausgearbeitetes „s“ eingeregelt. Ferner trifft man wieder einige braune Turmaline mit Z in „b“. Es ist zu beobachten, daß diese Turmaline, die sehr klein sind, einen grau-

braunen Kern enthalten, welcher rundlichen Umriß hat und nicht längs einer Kristallflächenbegrenzung weiterwächst, sondern verschwommen eine äußere, goldbraune Rinde ansetzt. Letztere schließt den Kristall mit glatten, scharfen Umrissen ab. Man muß daraus schließen, daß die Turmalinkerne bereits kleine Geröllchen waren, die das Sediment vor der Metamorphose enthielt. Diese sind im Lauf der Metamorphose weitergewachsen, ausgeheilt und tadellos kristallisiert. Darauf, daß solche Turmaline sedimentogen sein können, hat schon MICHEL-LÉVY 1930 hingewiesen. Ob sie — wie er meint — aus aufgearbeiteten Pegmatiten stammen, ist aber schwierig zu entscheiden; wenn es sich um blau-schwarze Schörlkerne handeln würde, wäre es leichter, denn diese sind in Pegmatiten recht bezeichnend. So aber könnte es sich auch um Turmaline aufgearbeiteter alter Paragesteine handeln, die einmal unter Einwirkung pegmatitischer Restlösungen darin sproßten.

Während das Gefüge des Paragneisanteiles recht ruhig gebaut erscheint, zeigen die phyllitischen Blätter ein hohes Maß von Bewegtheit. Gebogene und geglittene Muskowitpakete, sowie ein gebogenes Roteisenblatt liefern noch Bilder von Biegefaltung, die relativ flach verlief. Diese Bewegungsphase wurde aber abgelöst von Umscherung. Dies merkt man an zerscherten Roteisenblättern und an gerissenen und überfahrenen Faltenteilen. Z. T. trifft man auch noch Polygonalbögen mit mechanisch unverletzten Muskowiten an.

Es liegt ein „S“-Tektonit vor; eine nachtektonische Abbildungskristallisation hat sich nicht ganz durchgesetzt, ein Großteil des Gefüges wuchs paratektonisch. Interessant ist die wichtige Funktion der dünnen, phyllitischen Blätter, die Gleitbahnen wurden.

2. Quarzitähnliche Paragneise.

Von den eben erörterten, stets tonsandstein- oder arkoseähnlichen Paragneisen hebt sich eine Gruppe ab, die bei grauen bis weißen Farben ausgesprochen quarzitisch aussieht.

79. Dunkelgrauer, quarzitähnlicher Paragneis.

Straße Cammazes-Durfort. S. von Sorèze, 9.

Kantig-splittrig brechend, Korn um 0,1 mm. Schiefzig.

Dünnschliff: Ein sehr gleichmäßig feines Gewebe aus pflasterigem Quarz und viel Albit ist von Feinbiotit durchwirkt. Letzterer Umstand veranlaßt die dunkle Gesteinsfarbe, und nicht etwa Graphitreichtum. Biotit: X, Y = kupferrot, Z = gelb. Das Gestein enthält einige kleine Gänge, in welchen Chlorit, Muskowit

und Epidot auskristallisierte. An der einen Handstückseite geht der Quarzit über in biegefältelige, etwas gestauchte, glimmerreichere Schichten.

80. Serizitquarzitischer Paragneis, albitführend.

N. Moulin de Madame S. von Cammazes. S. von Sorèze, 11.

Ein grauer, dickplattiger „S“-Tektonit mit Serizitanreicherungen in „s“, wobei diese Flächen weichen Schimmer erhalten. Korn 0,2—0,3 mm. Das Gestein hat ziemlich viel graphitische Krümel in einem feinen, gleichmäßigen Gewebe aus Serizit, Quarz, etwas Albit mit Serizit- und Kaolineinschlüssen bei klarer Rinde. Es macht grauwackenhaften Eindruck und gestattet den Anschluß an kambrische Sandsteine bis Quarzite.

81. Biotitquarzitischer Paragneis.

Straße Cammazes-Durfort, S. von Sorèze, XX.

Durch Biotit und Graphit bei reichlichem Quarzgehalt und nennenswerten Albitanteil tief graubraun gefärbtes Gestein, Korn 0,1 mm. Angedeutet stengeliges Gefüge, B-Tektonit.

82. Hellgrauer, serizitquarzitischer Paragneis.

Straßenkurve von Verdières, N. von St. Pons, 16.

Feinstschiefrig, Korn 0,1 mm, hellgrau, auf den „s“-Flächen serizitischer Schimmer, sowie feine Striemung parallel „b“. Gelbe Limonitflecken.

Dünnschliff. Ausgeglichenes (egalisiertes) Quarzgewebe, pflasterig, mit serizitischen, dünnen Lagen wechselnd, locker eingestreute Albite, daneben spärlicher brauner Turmalin mit Einregelung von Z₁ in „b“. Abkunft wie 78. „S“-Tektonit. Die Metamorphose überdeckt nur schwach die sedimentäre Anlage: quarz- und feldspatreiche, glimmerarme Lagen von wenigen mm bis herab zu 1 mm Stärke wechseln in rascher Folge mit serizitreichen Blättern, so daß dieser Sedimentteil eigentlich nur einen Materialwechsel in einem wesentlich tonigeren Gestein darstellt. Vergleiche den Serizit-Biotitphyllit 98, worin diese Lagen stecken.

Hier ist es gelungen, Turmaline aufzufinden, welche einen Schörlkern haben, der dann braun ausheilt. Damit halte ich für diesen Fall die MICHEL-LEVY'sche Ansicht (1930) für bestätigt.

83. Serizitquarzitischer Paragneis.

Bei Main, N. von St. Pons, 20.

Der vorigen Nummer sehr ähnlich, auf den „s“-Flächen eine gut wahrnehmbare feine Striemung nach „s“ als lineares Element.

Durch den Serizit weich schimmernd, ansonst einem hellen Ton-sandstein ähnlich, mit wenig vorgeschrittener Metamorphose.

84. Hellgrau und weiß geschichteter Arkoseschiefer.
Eingang der Gorge d'Héric, 2.

Korn 0,1—0,2 mm. Das Gestein besteht aus weißen glimmerarmen und grauen Serizit-reichlich-enthaltenden und etwas graphitisch durchstäubten Lagen von je wenigen mm Dicke. Es handelt sich um eine wenig metamorphe Lage oder Linse in den dunkleren und höher metamorphen Paragneisen der Örtlichkeit.

Dünnschliff: Quarz, Bauerit, Serizit, Limonit, feine Rutilnadeln, etwas Zirkon, Magnetit und relativ reichlich mit Seriziteinschlüssen bedachter Oligoklasalbit.

Die Struktur ist noch unseren paläozoischen Sandsteinen vergleichbar, jedoch in der obersten Fazies der ersten Tiefenzone regeneriert. Eine besonders ausgeprägte Kornausrichtung konnte nicht beobachtet werden. Würde nicht metamorphe Regeneration eingetreten sein, so müßte man ein Gefügebild erwarten, wie bei Heidelberger Sandstein: bloß diagenetisches Weiterwachsen alter, abgerollter Körner. Hier sieht man aber Umkristallisieren mit tektonischer Rührwirkung, daher auch typisch schieferige Gewebebildung, wenngleich das nicht auf den ersten Blick hervortritt.

85. Serizitquarzitischer Paragneis
mit Quarzgeröllchen.

Straßenkurven S. von Sorèze, 4 x.

Als Quarzangengneis gesammelt. Im hellgelben, seidig schimmernden Gewebe finden sich auf dem unebenen „s“ Beulen von 3—4 mm Größe. Es sind dies Quarzgeröllchen, die im Gestein stecken und sich vom Serizitgewebe umschmiegen lassen. Am Querbruch heben sie sich als vereinzelte, milchig-blaue Knoten ab. In dem kleinen Handstück konnten auf 4,5 qcm Fläche bereits 8 Geröllchen gezählt werden. Es handelt sich also um eine Geröllschieferlage.

Ein Querschnitt zeigt Lagen von Quarzpflaster, blockig, aber nicht zeilenhaft geordnet, gut verzahnt. Damit wechseln schmale Serizitlagen, und ferner Lagen, die ein gleichmäßiges Gemisch von Feinbiotit und Quarz erkennen lassen. Albit ist nur wenig vorhanden, äußerst locker eingestreut. Interessant waren einige kleine Splitter von Zirkon, die aus der Sedimentzeit stammen.

Schnitte durch die Geröllchen führen entweder große Einkristallstücke vor Augen, optisch gespannt, mit randlicher Ab-

splitterung oder aber Quarz-Zahngewebe, d. h. demnach auch Gesteinsbruchstückchen.

86. Quarzitischer, heller Paragneis.

Vom Gneisrand bei Cassagnes, 6.

Das weiße bis gelbliche, sich sandig anfühlende Gestein bildet eine festere Bank in weichen Schiefen. Es besteht aus Quarz, Albit, wenig Serizit und noch weniger Feinbiotit. Korn 0,2—0,3 mm. Auch hier ist der Grad der Umprägung auffallend gering. „S“-Tektonit.

3. Biotitführende Serizitphyllite und Verwandte.

Diese Schiefer schließen sich in der Höhe ihrer Kristallinität direkt an die Tonschiefer an.

87. Biotitführender Serizitphyllit.

S. von Hériplan, 1.

Braungrauer, matt schimmernder, sehr gleichmäßig gemengter Schiefer. Korn unter 1 mm. Ebenschiefrig.

Man verzeichnet aus dem Dünnschliff Quarz, Serizit, Feinbiotit (sepiabraun), Tonschiefernädelchen (das sind Rutilmikrolithen). Die Glimmer und der Quarz vermengen sich ganz gleichmäßig. Dieser Umstand bedingt äußeren Eindruck und Farbe. In Anbetracht der bei den Paragneisen wahrgenommenen Kornfeinheit kann man auch hier schon von Metamorphose sprechen, umso mehr, als ja in den unberührten, tonigen Sedimenten die Kornfeinheit noch sehr bedeutend größer befunden wurde. Die Biotitneubildung ist übrigens das ausdrucksvollste metamorphe Ereignis. „S“-Tektonit.

88. Chloritführender Serizitschiefer.

S. von Moulin du Diable N. von St. Pons, 18.

Das Gestein geht in Grauwacke über.

Das Handstück besitzt zarte Runzelfältelung in Verbindung mit Transversalschieferung. Korn unter 0,1 mm. Graugrün.

Dünnschliff. Ein Schuppengeflecht von Serizit und Klinochlor um winzige Quarzkörnchen, alles in ungemein gleichmäßiger Durchmischung. Auffallend sind die Rutilklümpchen, welche wohl durch Sammelkristallisation aus den Tonschiefernädelchen konzentriert worden sind. Sie sind im Begriffe, in Leukoxen überzugehen. „S“-Tektonit.

89. Chloritführender Serizitschiefer.

Straßenkurven S. von Sorèze, 3.

Zu diesen fast rein tonigen Sedimenten gibt es sandige Gegenstücke. Das vorliegende Muster entspricht Nr. 88.

90. Albitisierter Serizit-Biotitphyllit.

Am Col de la Bassine, bei Lacaune, 2.

Ein sehr feinschuppiger „S“-Tektonit mit winzigen Albitknoten, die sich im Gewebe verstecken, aber sehr dicht gesät sind. Korn des Grundgewebes: 0,1 mm, — Albite 0,3—0,4 mm. Gewebe hellgrau.

Das Grundgewebe ist ein quarzarmes Serizitgewebe mit gleichmäßig eingestreuten winzigen Biotiten und Eisenglanztafelchen in „s“, aber leicht zerschert, wovon auch das Grundgewebe Spuren zeigt. In dieses Grundgewebe haben sich Albitballen oder einzelne Rundlinge eingenistet. Albitballen-Querschnitte enthalten 3—5 Individuen, man hat sie sich räumlich als Träubchen vorzustellen. Bei ihrem Aufbau ist Serizitsubstanz verbraucht worden. Das sieht man daraus, daß in ihrem Innern nur noch wenig Serizit (Einschlüsse) erhalten ist, während das Grundgewebe mit einem beachtlichen Serizit-Reichtum an die Albitkorn Grenzen herantritt. Die als Internrelikte „si“ (SANDER 1911) zu deutenden Seriziteinschlüsse zeigen, daß die Albitrundlinge gewälzt worden sind, denn „si“ liegt in Winkeln zu „se“ (= ausgearbeitete, ehemals sedimentäre Feinschichtung). Man steht also hier vor parakristalliner Tektonik.

4. Albitführende Serizitquarzite.

Diese z. T. ganz weißen, dickplattigen Gesteine, ebenfalls von sehr geringer Korngröße, bilden den quarzreichen Gegenflügel zur vorigen Gruppe.

91. Ebenschiefriger, feinstriemiger, albitführender Serizitquarzit.

An den Straßenkurven S. von Sorèze, 2.

Der Unterschied zwischen Sediment und metamorphem Schiefer ist auch hier nur wenig merklich. Korn 0,1 mm. Ein untrügliches Zeichen der Metamorphose sind aber die Granulit-Quarzgefüge, welche in Längs- und Querschnitten jene Bilder liefern, die SANDER (1930 S. 187) als typisch für „S“-Tektonite mit Quarzgefüge, speziell an Granuliten hervorhebt. (Dabei ist hier Granulit im Sinne der deutschen Gesteinskunde gebraucht). — Es handelt sich um flach-linsige Quarzpfasterlagen in strenger Zeilenanordnung, nach Rich-

tungen „B = b“ und „a“ der Gefüge rasch auseinander. Diese Zeilen bestehen aus Subindividuen, die zum gleichen Überindividuum gehören können. Man trifft hier und da im Gewebe noch dickere, gelängte Quarze, bei welchen der Umbau in Subindividuen noch nicht vollzogen ist. Ferner gibt es zwischen den Zeilen ein ganz feines Quarzzerreibsel, darin auch kleine Mengen winziger Albite und einige Mikroklin splitter, sowie auch etwas Serizit. Der „S“-Tektonit ist aus der ganzen Anlage unverkennbar (Abb. 41).

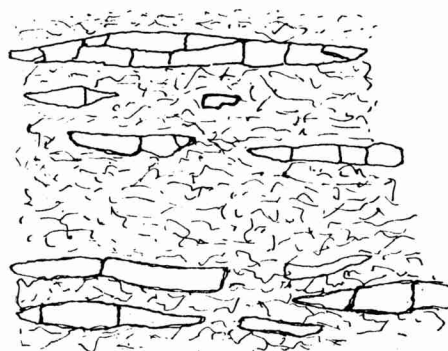


Abb. 41. Aus dem albitführenden Serizitquarzit Nr. 91. Zeilige Anordnung von Granulitquarzen in feinstkörnigem Grundgewebe. Querschnitt. „s“ waagrecht. „S“-Tektonit. Vergr. 50 lin.

92. Heller, grauwackenähnlicher, albitführender Serizitquarzit.

In den Straßenkurven südlich von Sorèze, 1.

Dieses Gestein unterscheidet sich vom vorigen eigentlich nur darin, daß es ein etwas gleichmäßigeres Quarz-Serizitgeflecht enthält und darin mehr Albit.

93. Grauer, grauwackenähnlicher, albitführender Serizitquarzit.

S. von Moulin du Diable N. von St. Pons, 17.

Übergangstypus zu den feinkörnigen Paragneisen von Nr. 74 an. Die Mineralführung bringt den Anschluß an die erwähnten Gneise mit sich, die Struktur schließt es noch hier an, denn man gewahrt im Dünnschliff wieder die charakteristischen Körnerzeilen der Quarze. Die Quarzkörnerplatten stehen nicht genau parallel „s“, und daher verursachen sie auf „s“ eine zarte Striemung. Hier findet man im sonst gleichmäßigen Quarz-Glimmergeflecht auch wieder kleine Mengen von Klinochlor eingewoben, ferner den bekannten braunen Turmalin mit $Z//b$, ausgeheilte, eingesedimentierte Splitterchen.

Die Albite sind teils klar, mit dichter Albitlamellierung; teils aber sind sie trübe, und über serizitreichen Kernen ausgeheilt.

5. Feinlagige Serizit-Biotitphyllite.

In diese Gruppe stellen wir Gesteine zusammen, die sich von den Serizitbiotitphylliten und Serizitquarziten durch den textuellen Aufbau unterscheiden. Sie haben einen deutlichen, auf Materialwechsel beruhenden Lagenbau, und unterscheiden sich so im Dünnschliff von den erwähnten Schiefergruppen, welche ein gemengtes Korn-Schuppengeflecht kennzeichnet.

94. Feinlagiger Serizit-Biotit-Phyllit.

N. Moulin de Madame bei Cammazes S. von Sorèze, 10.

Ein weich schimmernder, grauer, feinfälteliger „S“-Tektonit. Korn unter 0,1 mm. Die Gesteinsfarbe wird verursacht durch Feinbiotit, Feinchlorit und Graphit. Es treten quarzreichere und quarzärmere, gut unterscheidbare Lagen hervor, der Wechsel erfolgt in ganz dünnen Schichten, die am besten im Schliff studiert werden. Es herrscht vollständige Kornausgleichung. Dieses erste Beispiel ist noch eine weniger scharfe Übergangsform zu den nichtlagig gebauten früher beschriebenen Formen. Die betont glimmerreichen Schichten enthalten Serizit, Feinbiotit, Klinochlor (ebenefalls in Feinformen), Turmalin $\perp Z =$ tiefbraun, $\perp Z =$ violgrau, Kerne wahrscheinlich pegmatitischer Herkunft und ausgeheilt. Allerfeinste Rutil, Graphitkrümel, Magnetit. Biotit X, Y = tief rotbraun, Z = blaßgelb.

Das meist nur aus einer Kornlage bestehende Zwischenmaterial ist fast reiner Quarz. Man beobachtet leichte, wellige Biegung, die eben im Beginne einer Umscherung steht. „S“-Tektonit.

95. Lagiger Serizit-Biotitphyllit.

In festen, quarzitäen Bänken N. von St. Pons (11). Limonitische Häute auf „s“ besonders reich.

Korn um 0,2 mm, also um ganz wenig gröber phyllitisch wie das vorige Beispiel. Deutlich ist wieder die zartwellige Biegung, als Striemung auf „s“ sichtbar.

Die Feinschichtung mit ihrem Wechsel von Quarz- und Glimmerlagen ist hier bereits sehr scharf ausgeprägt. „S“-Tektonit.

96. Lagiger Serizit-Biotit-Phyllit.

N. von St. Pons, 14.

Ebenschiefrig, dickplattig, matt grau schimmernd auf „s“. Korn unter 0,1 mm. Lagen 0,1—0,2 mm dick. Dieses Beispiel sei wegen der kleinen Abweichungen innerhalb der Gruppe näher beschrieben. Der Lagenwechsel ist ungemein scharf. In den glimmer-

reichen Lagen herrscht bei weitem der Serizit über den Biotit vor. Sehr hübsch nehmen sich darin die Querbiotitchen aus. Farbwechsel des Biotites: X, Y = gelbbraun, Z = fast farblos bis schwach gelblich. Es liegt auch hier eine Biegefaltung vor, die stellenweise aber bereits in Scherfaltung übergeführt worden ist. In den Biegefaltenknien sind die Biotit-Quarzaggregate anscheinend unregelmäßig hineingestopft, was durch die strenge gegensätzliche Regelung in den Falten selber sehr auffällig wirkt. Wo umgeschert worden ist, blieben aber auch diese Massen aus den Kristallen nicht verschont und sind schierend eingeregelt worden.

Hier schließen sich an:

97. Serizitbiotitphyllit, feinlagig.

N. von St. Pons, 15.

98. Feinlagiger, auf „s“ gerunzelter und mit paragneisigen Lagen wechselnder Serizit-Biotitphyllit.

N. von St. Pons, 16. Ans der Straßenkurve bei Verdières.

99. Grauer, feinlagiger, dickplattig spaltender Serizitbiotitphyllit.

N. von St. Pons, in der Nähe von Handstück 95 gebrochen.

Lagenwechsel überaus fein, im Quer- und Längsbruch stehen die quarzreichen Lagen als feine, fast weiße Blätter von Papierdünnheit heraus.

100. Feinlagiger Serizit-Biotitphyllit in Umschering.

N. von St. Pons, Wegabzweigung nach Brassac, 13.

Mit schwarzen Quarziten zusammen.

Das plattige Handstück erscheint äußerlich graubraun, auf „s“ reichlich Eisenhydroxydhäute. Korn im normalen Gewebe unter 0,1 mm für Quarz und etwas Feldspat (Albit), die Glimmer sind dünner, bilden aber in Richtung „s“ ziemlich ausgedehnte Lamellen. Man sieht schon äußerlich lauter winzige, lang streichende, gleichsinnig einseitig überlegte Fältchen.

Hochinteressante Einzelheiten bietet der Dünnschliff. Man unterscheidet darin ziemlich dicke Lagen von gleichmäßig gemengtem Muskowit und Biotit, letzterer mit X, Y = grünlichbraun, Z = hellgelblich, Polygonalbögen kleinster Ausmaße bildend. Dann sind Lagen zwischengeschaltet, in welchen feinbröseliger Quarz unbedingt vorherrscht; Glimmer in Gestalt dünner, kleiner Täfelchen sind darin locker eingestreut und in Bezug auf die Quarze intergranular gewachsen, nicht Einschlüsse. In diesen

Gewebeteilen kann man auch entsprechende Klinochlorschüppchen sehen. Dann gibt es auch eine dritte Art von Lagen welche aber sehr genau dem Gewebe feinkörniger Paragneise entspricht.

Gefüge. Die Biegefaltung liefert in den Glimmerlagen besonders schöne Bilder. Man sieht durchgehend, daß die Faltenknien in eine und dieselbe Richtung überlegt sind, und an mehreren Stellen beobachtet man auch das Reißen der Fältchen und Umscherung. Das Auffallende ist hier, daß in die Reißstellen Substanz injiziert wird, welche, ohne selber passiv geregelt zu werden, eine Scherfaltung abbildet durch ein Quarzgewebe mit Klinochloreinlagerung. Dieses Injektionsgewebe hat die etwa 10-fache Korngröße gegenüber den Grundgewebeskörnern. Die Gemengteile einschließlich Chlorit, treten in grob-buchtiger Verzahnung auf. Turmalin oder Erz geht nicht mit.

Es liegt eine Stoffwechslerscheinung vor: Materialverlagerung auf zunächst chemischen Weg, in Lösung anderswo weggeführt und hier eingestopft. Man braucht dabei gewiß nicht an Injektion einer granitischen Restlösung zu denken; es fehlt ja auch an Gemengteilen, welche dafür sprechen würden. Aber der Unterschied in den Korngrößen von normalem Grundgewebe des Gesteins und diesen faltigen Raumfüllungen zeugt für die injektive Einführung der beschriebenen, fremdartigen Gewebsteile.

101. Chloritführender Biotit-Serizitphyllit.

W. Straße nach Faugères S. von Hérician, 2.

Dünnpfältig, deutlich feinlagig, Farbursache wie bei Nr. 100, durchaus nicht Graphit, sondern Feinbiotit und Feinchlorit. In der Kristallinität gegen Nr. 100 etwas zurück. Sonst ganz analog gebaut.

102. Biotit-Serizit-Phyllit.

Fundort wie 101, xy. Sieht aus, wie ein diaphthoritierter feiner Gneis (eventuell Paragneis). Es liegt jedoch ein feinstes Lagenwechsel sedimentärer Natur vor, in welchem sich wieder helle, papierdünne, quarzreiche Schichten und solche, die aus Biotit und Serizit bestehen, wiederholen. Leichte Scherfältelung auf den Hauptbrüchen sichtbar.

Diese Schiefer sind alle biotitreich in verschiedenem Ausmaß, aber in keinem kommt es zur Bildung von Biotitporphyroblasten oder von Holoblasten.

103. Biotit-Serizitphyllit.

N. von Ferrières, bei Brassac.

Dieser schwarze, splitterig harte, dünnplattige Schiefer hat ganz charakteristische Löcher am Querschnitt, die etwa Stecknadelkopfgröße erreichen. Ferner weist er schwarze, fruchtähnliche Flecken auf. Korn 0,1 mm.

Er erweist sich als vererzt durch Samtblendebildung in und um die Poren, welche selber Schnitte durch röhrenförmige halb offen gebliebene Gänge parallel B darstellen. Das reine Gesteinsgrundgewebe besteht aus sehr serizitreichen, durcheinandergeknetzten und abgerissenen Schollen, worin feiner Quarz und Feinbiotit eingewoben sind. Auch graphitisches Pigment ist häufig. In den fruchtchenartigen Schollen kleinsten Ausmaßes ist es besonders angereichert. Das Gestein ist ein ganz zerscherter Tektonit, vielleicht aus einem B-Tektonit entwickelt.

6. Dunkle phyllitische Schiefer mit Biotitporphyroblasten oder Holoblasten.

Porphyroblasten sind Kristallsprossen, welche verhältnismäßig gute kristallographische Umgrenzung besitzen, sich im Übrigen aber durch ihre Größe vom einhüllenden Gewebe unterscheiden. Holoblasten sind ebenfalls durch ihre Größe ausgezeichnet gegenüber dem übrigen Gewebe, sie erscheinen aber weniger gut kristallkundlich abgegrenzt. Es gibt Übergänge. Holoblastische Biotite wären demnach größere Biotitschüppchen, die als einzelne Sprossen hervortreten, aber nicht von Kristallflächen, sondern mindestens zum Teil, nur lappig, rundlich begrenzt sind.

104a, b. Biotitporphyroblasten-Phyllit.

N. von St. Pons, 10 (zwei Stücke).

In grauem, schiefrigen Grundgewebe, welches deutliche Striebung besitzt, liegen ziemlich dicht Biotitporphyroblasten von 0,2 bis 0,4 mm Größe, einzeln, oder zu ganz kleinen Gruppen gesammelt, so daß förmliche Knötchen entstehen. Der Vergleich mit den zum Schluß erörterten Hornfelsschiefern zeigt, daß in diesem Fall keine Beziehungen zu einer Kontaktfazies, sondern eine gut gekennzeichnete dynamometamorphe Fazies vorliegt. Das graphitisch-graue pigmentierte Grundgewebe hat solche Kornfeinheit, daß es für Auge und Lupe unauflösbar ist. Die Gesteine sind zerschert; den Biotiten ist aber dabei nichts geschehen. Sie sind paratektonisch gewachsen und teilweise rotiert.

105. Biotitholoblasten-Phyllit.

Scharfe Kurve NO. von Brassac N. von St. Pons, 6.

Im ersten Augenblick lagenhaft, ebenschiefrig aussehend, ergibt sich bei näherem Zusehen schon mit freiem Auge Umscherung. Die Biotite treten hier als isolierte, dicht gesäte Holoblasten auf, die wieder weit unter 1 mm klein bleiben. Das Grundgewebe ist glimmerreich, es wechseln aber wieder quarz- und glimmerreiche Lagen ab.

Dünnschliff. Die Gewebeelemente sind teils Lagen, in welchen große aber dünne, lappig begrenzte, kupferrottönige Biotite als Holoblasten in großer Menge in ein Muskowitgewebe eingebettet sind. Die Muskowite treten nicht holoblastisch hervor. Dazwischen gibt es sehr quarzreiche Lagen, auf welche wieder nur ganz wenig Biotit und gar kein Muskowit entfällt. Dort sind die Biotite klein und dünn und siedeln auf den Intergranularen des Quarzgewebes. Einzelne Lagen enthalten auch ein wenig Albit.

Gefüge. Nicht bald in einem dieser Beispiele sieht man so klar rotierte Gefügeelemente wieder. In dieser Beziehung sind die Biotite ausgezeichnet. Es ist die Regel, daß jene Biotite, welche nicht nahe im „s“ liegen, sondern unter größeren Winkeln dazu liegen, 2—4 mal so dick sind als die lamellaren Biotitholoblasten in „s“. Und die Zahl der erstgenannten ist recht bedeutend. Sie enthalten u. A. meist Graphitstaub, als „si“ gedreht gegen „se“. Auch die reinen Biotite lassen an ihren Stellungen Rotation erkennen, und es gibt ganze Gewebeelemente, Quarz-Biotitgefüge, welche durch die Biotitanordnung Rotation verraten. Scharf eingeregelt sind auch die hier nicht seltenen, kleinen, braunen bis grünbraunen Turmaline, die ich als umkristallisierte, alte Schörlgeröllchen auffasse. Der Kern wird ursprünglich tintigblau gewesen sein, der normalen Schörlfarbe entsprechend; dazu kam beim regenerativen Weiterwachsen eine goldbraune Rinde, und anscheinend hat in diesen hier sehr kleinen Gebilden durch Diffusion ein Farbangleich zwischen altem Kern und neuer Rinde stattfinden können. — Es liegt hier ein B-Tektonit vor, der aber umgeschert wurde.

Anzuschließen wäre

106. Biotitholoblasten-Phyllit.

An der Straße nach Faugères, Bahneinschnitt S. von Héripien, XX.

Ein vollständig umgeschertes, muskowitreicheres und biotitärmeres phyllitisches Gestein aus einer Serie grünlicher Schiefer mit Knoten. Die Holoblasten treten hier nicht besonders gut hervor.

107. Dunkler, dünnplattiger Biotitholoblasten-Phyllit.

Aus weichen, phyllonitischen Schiefern. N. von St. Pons, 9.

Auch hier hat vollständige Umscherung das Ausgangsgestein verändert, phyllonitisiert. Trotzdem sind aber die Biotitholoblasten recht gut sichtbar.

Bei allen diesen Schiefern hat die Kristallisation z. T. paratektonisch stattgefunden, z. T. hat sie die Bewegung überdauert, so daß man großenteils schöne Abbildungskristallisation vor sich hat.

7. Penninporphyroblasten-Phyllite.

108, 109, 110, 111. Penninporphyroblasten-Phyllite.

Alle vom Südrand des Gneis von Cassagnes, 20, 21, 22, 23.

Muskowitisch glitzernde, seltener graphitisch schimmernde, grobblättrige phyllitische Schiefer, sehr weich, da sie partienweise nur aus blättrigen Mineralien bestehen, stengelig zerlegt und scherfältelig. Im glimmerigen Grundgewebe schwimmen gleichmäßig und locker verteilt grüne und braune Körperchen aus Pennin mit oder ohne Verbindung mit Biotit. Man vergleiche die Figur 1, 2, Tafel 5.

Der Name Porphyroblast sagt für die meisten dieser Körperchen zu wenig aus. Wohl gibt es darunter auch wirklich einfach gebaute Porphyroblasten, aber ebensohäufig handelt es sich um Fächer oder schmetterlingsartig gruppierte Porphyroblasten-Kristallgruppen, wie ich sie auch in Serpentin gefunden habe, welche gröberschuppigen Antigorit entwickeln (ANGEL 1929 b). Von solcher Schönheit habe ich sie allerdings noch nirgends sonst gesehen. Eine ganz besonders wichtige Verwachsung war in den Schliffen von 108, 109 zu beobachten. Hier umwächst Biotit in kristallographischer Orientierung den Pennin, d. h. also, der Pennin wächst von einem bestimmten Entwicklungsstadium an als Biotit weiter. Bisher war das umgekehrte, nämlich daß Biotit zu Pennin umgewandelt wird oder auch weiterwächst, der häufige Fall, und er wurde z. T. als absteigende, rückschreitende Metamorphose gedeutet. Folgerichtig haben wir es in diesem Fall dann mit aufsteigender Metamorphose zu tun. Darüber werden an anderer Stelle noch Bemerkungen eingeflochten. Die zusammengesetzten Porphyroblasten (Schmetterlinge, Gruppen usw.) werden in Schnitten senkrecht (100) etwa 1—2 mm lang und 0,2—0,3 mm dick. Das Korn des Grundgewebes ist sehr viel kleiner. Der spärliche und zu reinen Gewebepartien vereinigte Quarz hat um 0,2—0,4 mm

Durchmesser, die kleinen Gewebsbiotite haben 0,4 mm Scheibendurchmesser. Die Grundgewebsserizite erreichen meist nicht die Dicke von 0,1 mm. Serizit ist aber unstrittig Hauptgemengteil. Er formt ganze Schuppenpakete mit einheitlicher Orientierung, so daß man auch an gegleitene Muskowitpartien denken könnte. Außerdem kommt Muskowit in zerscherten größeren Blättern vor. Im Glimmergewebe findet man auch zahlreiche Rutile, die durch Sammelkristallisation nunmehr viel größer sind als die Tonschieferädlehen. Das Gewebe läßt auf sehr ausgiebig in Umscherung begriffene B-Tektonite schließen. Keinem Porphyroblasten ist aber etwas geschehen, so daß eine posttektonische Sprossung die mechanischen Ereignisse z. T. abbildet, z. T. überhaupt davon keine Notiz nimmt.

Der Schliff 109 zeigt an Penninporphyroblasten, welche im Querschnitt getroffen sind (Fig. 1, 2, Tafel 5), gleichwie an solchen, die ihr (001) subparallel zur Ebene ac des Gefüges, also im Querbruch, liegen haben, in einzigartiger Weise belteropores Wach-



Abb. 42. Aus den Pennin-Porphyroblasten-Phylliten Nr. 108—112. Beispiele belteroporen Wachstums von Pennin-Basisschnitten im zerscherten Serizitgewebe (fein langstrichlig gezeichnet, den Lamellenlagen entsprechend). Ein größerer Porphyroblast am Schliffrand ist nur z. T. erhalten, zeigt aber besonders schön das Wachsen nach der Wegsamkeit in den Serizitpaketen und das zapfenförmige Eindringen nach Scherflächen. Querschnitt. Vergr. etwa 60 lin.

tum der Porphyroblasten (SANDER 1930, S. 159). Finger- und zapfenförmig dringen die Pennine wachsend in die Schuppenpakete des Grundgewebes ein. Die Bilder reihen sich würdig an das prächtige Albitbild SANDERS 1930, S. 283, Abb. 154, dazu unsere Abb. 42.

Das Porphyroblastenwachstum ist also nach der Wegsamkeit geregelt worden. Von diesem Standpunkt aus können nun auch die zusammengesetzten Porphyroblasten verstanden werden. Dort wo dieselben am schmetterlingsähnlichsten entwickelt sind, sind sie in gewissem Sinn auch radialstrahlig angeordnet. Man beobachtet aber an diesen Stellen auch, wie durch Umscherung und eine gewisse Turbulenz aneinandergeratene Glimmergewebe keilförmig auf den Schmetterlingsmittelpunkt zulaufen, so, daß ihre „s“-Flächen dahin konvergieren. Es hat damit dieses belteropore Gewebe radialstrahlige oder auch weniger regelmässig divergente Wegsamkeit, und daher bilden sich dort divergent strahlige Porphyroblastengruppen. Die Beschaffenheit der Blastetrix (SANDER 1930, S. 159) verhindert in solchen Fällen, daß sich an der bezeichneten Stelle ein einheitlicher Porphyroblast bilden kann. Unter Beachtung dieser Verhältnisse konnten nun auch Stellen gefunden werden, die zeigten, daß ein Teil der Porphyroblasten auch noch rotiert worden ist. Das ist aber selten, und die Beträge scheinen gering zu sein. Die von solchen Porphyroblasten als „si“ aufbewahrten, konvergenten oder parallelen Scherflächenverläufe sind mitunter limonitisch angefärbt und dadurch noch schön sichtbar.

Interessant ist der Umstand, daß in diesem Gesteinskörper das Verhältnis Chlorit—Biotit wechselt. Es gibt Muster, die nur Chlorit (Pennin) als dunklen Gemengteil haben, dann solche, wo ein Teil davon als Biotit fortgewachsen erscheint, und solche, die nur Biotit enthalten. Dies scheint der späteste Entwicklungszustand zu sein, was die Stoffverarbeitung anlangt. Anscheinend fällt diese Phase zusammen mit dem maximalen Erfolg einer Umscherung, denn in

112. Ebenschiefrigem Biotitporphyroblasten-Phyllit,
Südrand des Gneis von Cassagnes, 18.

in welchem tatsächlich aus den stengeligen Formen 108—111 ein serizitisch glitzerndes, fein scherfältiges, im ganzen aber ebenschiefriges Produkt geworden ist, konnte ich nur Biotitporphyroblasten wahrnehmen. Sie sind auf dem nunmehrigen „s“ so gewachsen, daß sie darin liegen, wie die Andalusite, kurze Hornblenden und Biotitknötchen in gewissen Hornfelschiefern und

Garbenschiefern (vgl. SANDER 1930, S. 117, 160, Abbildungen). Nachweisliche Diaphthorite liegen hier nicht vor. Es handelt sich, wie durch die Einzelheiten gezeigt wurde, um vorschreitend metamorphe Tektonite, die ihren Mineralbestand der ersten Tiefenzone anpassen.

8. Dunkle Zweiglimmerschiefer.

Diese Gruppe von Schiefen erreicht bei dunkler, durch Biotit und Graphit bedingter Farbe in aufsteigender, erststufiger Metamorphose den höchsten Grad von Kristallinität. Die Abtrennung vom zweitstufigen Kristallin erfolgte nach einer Überlegung: In keinem Muster dieser Gruppe war Granat nachzuweisen. Es fehlt jede Andeutung von Diaphthorese, die ihn zerstört haben könnte. Dafür findet man gerade in der granatführenden Gruppe S. 248 ff. auch Diaphthorese bis zu höchsten Graden, und dabei verlieren solche ehemalige Granatglimmerschiefer ihr Pigment, gleichen sich aber nicht den in Gruppe 8 zusammengefaßten Schiefen an, sondern werden ihnen ganz unähnlich. Äußerlich konvergieren sie eher zu den Penninporphyroblasten-Phylliten.

113. Zweiglimmerschiefer.

N. von St. Pons, 5.

Graubrauner, mattschimmernder, ebenschiefriger „S“-Tektonit mit graphitischer und limonitischer Fleckung, Korn für Quarz 0,1 mm, Glimmer 0,2—0,4 mm Dicke, 0,5—1,0 mm Durchmesser (001).

Quarz bildet ein buchtig verzahntes Pflaster. Albitoligoklas tritt in verstreuten Kornschwärmen auf und zeigt Ausheilung trüber Kerne. Biotit bildet feine Schuppen mit X, Y = sienarot, Z = hellgelb. Es gibt bemerkenswert reichliche Querbiotite. Muskowit tritt in Schuppenpaketen auf. Turmalin kommt in wenigen kleinen Säulchen vor; braun, eingeregelt mit Z // „b“. Rutil: etwas vergrößerte Tonschiefernädelchen. Graphit in Krümeln. Limonit nach „s“ infiltriert und auf Intergranularen sich verbreitend.

Das Gewebe ist umgeschert worden. Bemerkenswert ist dabei, daß die Muskowite verbogen worden sind, wogegen die Biotite mechanisch unversehrt blieben. Daher fällt die Biotitprossung in die Zeit nach der Umscherung, er bildet nur ab. Die Glimmer-einregelung ist sehr scharf.

114. Zweiglimmerschiefer.

Fundort wie 113. — 8.

Dieses Gestein hebt sich vom vorigen ab durch etwas größeren Gehalt an muskowitzreichen Schichten. Korn wie früher. Während oben die Umscherung erst über die Biegefaltung gerät und noch Vieles von ihr sehen läßt, hat sie hier wohl infolge des größeren Muskowitgehaltes ganz durchgegriffen. Das Gewebe kann in verschiedenwertige Regionen geteilt werden. Es gibt Lagen mit vorwaltendem Muskowit und weniger Biotit. Hierin werden die Biotite ums doppelte länger, als in Schichten, wo Muskowit spärlich wird und dafür der Quarz zunimmt. Da sind die Biotite bei gleicher Dicke kürzer. Das mag mit der Wegsamkeit im Sinne SANDER'S 1930, S. 159 zusammenhängen. Übrigens gibt es in diesem Gestein einige reine Muskowitlagen. Auch hier sind wieder einige kleine, braune Turmaline zu verzeichnen. Die Kristallisation ist posttektonisch abgeschlossen. Die Turmaline sind wahrscheinlich bloß weitergewachsene Sedimentrelikte.

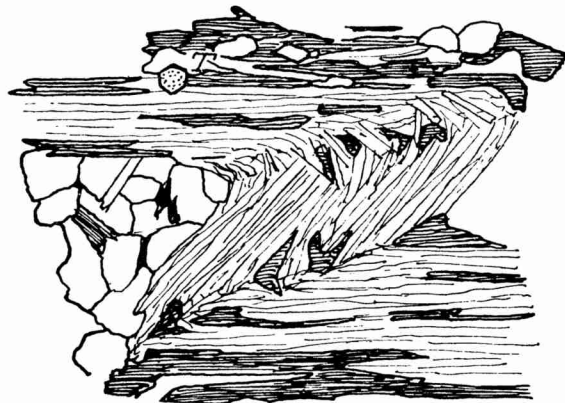


Abb. 43. Aus dem Zweiglimmerschiefer Nr. 113. Umscherung eines vorbiotitischen, durch Muskowit abgebildeten „s“; nachher Biotit-Blastese. Muskowit: hell, geblättert, Biotit: dunkle, starke Schraffen, eingeregelter Turmalin mit [0001] in b, gepunktet. Unter dem Faltenknie Quarzgewebe. Querschnitt. S-Tektonit. Vergrößerung 60 lin.

115. Biotitreicher Zweiglimmerschiefer.

Bahneinschnitt S. Hériplan, X.

Dieses Muster steht zwischen Biotitquarziten und Zweiglimmerschiefern. Es hat bei einem Korn von 0,1—0,2 mm ein sehr schön in „s“ eingeschichtetes biotitreiches Glimmergefüge, das lagenweise wechselt mit quarzreicheren Partien. Es geht anscheinend direkt in schwarzen Biotitquarzit über. S-Tektonit.

II. Vorschreitend zweitstufige Metamorphe und deren Diaphthorite.

116. Staurolithführender Zweiglimmerschiefer.

W. der Straße Hériplan-Faugères, S. von Hériplan, X (b).

Tiefgraubraun, „s“-Flächen mattschimmernd, besetzt von graphitischen Glimmerpaketen, dicht besät mit Biotiten von 0,1—0,2 mm Größe. Sie sind gelegentlich zu kleinen, knötchenartigen Körperchen gruppiert. Staurolith steckt in diesem Gewebe, ist aber äußerlich nicht zu erkennen, weil er zu klein ist.

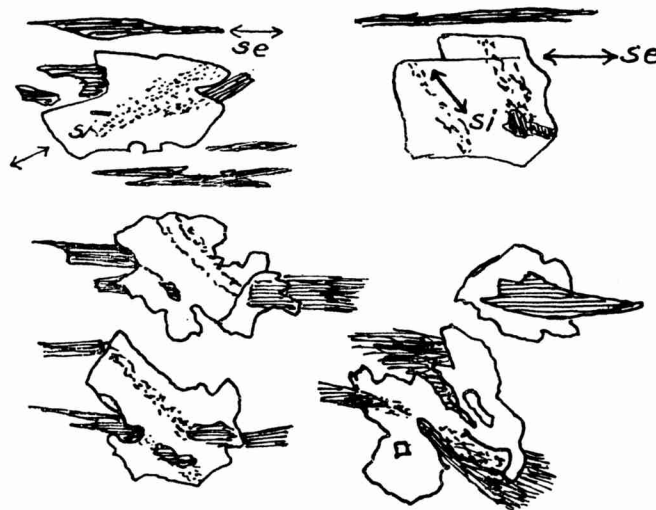


Abb. 44. Aus dem staurolithführenden Zweiglimmerschiefer Nr. 116. Staurolithporphyroblasten, rotiert mit „si“ aus erhaltenem und bis auf oxydische Reste abgebautem Biotit, Erz (Roteisen) und Graphit, verlegt gegen „se“, hauptsächlich Biotit in „s“ und rotierten Lagen. B-Tektonit. Querschnitt. Vergr. 60 lin.

Dünnschliff. Biotit hat wieder lange Schuppenquerschnitte, X, Y = tiefsiena bis kupferrot, Z gelblich. Er ist scharf in „s“ eingeregelt, doch gibt es wieder viele rotierte und Querbiotite, und sie sind wieder viel dicker als die in „s“ eingeschichteten Schuppen. Daneben tritt viel Pyrit auf, pseudomorph nach Eisenglanz und streng in „s“ orientiert, was er vom Eisenglanz übernommen hat. Man sieht die pyritreichen Flecken am Handstück. Den Eisenglanz möchte ich auf Limonit der Sedimentzeit beziehen, Umwandlung zu Eisenglanz paratektonisch, die feinen Pyritkornaggregate posttektonisch. Darauf wirkt auch der Staurolith

einiges Licht. Er stellt paratektonisch kristallisierte Holoblasten dar. Eisenglanz ist in ihnen Einschluß! Der nicht pyritisierte Eisenglanz muß somit vorstaurolithisch gebildet sein und bringt Rotation des Stauroliths zum Ausdruck, denn er liegt nicht mehr konform zum externen Eisenglanz. Auch Biotit kommt als Internrelikt im Staurolith vor, welches gleichfalls verlegt ist gegen das Biotit-„s“. Demnach sind auch die Biotitprossen wenigstens teilweise älter als der Staurolith. Muskowit ist nur in einzelnen Lagen angereichert, im Hauptkörper des Gesteins aber selten. Quarz ist reichlich zugegen und bildet grobbuchtig verzahnte Körner. Apatit kommt bezeichnenderweise mit graphitgeschwärzten Kernen und klarer Rinde vor. Die Keimung erfolgte also im graphitreichen Sediment. Der Graphit zog aber gegen Ende der Umprägung ab (das ist ja der so häufige Pigmentverlust von Metamorphen) und daher folgte ein klares Rindenwachstum. Ansonst sind kleine Pigmentmengen (Graphit) sowohl im Biotit als auch im Staurolith zu sehen.

Das alles bezeugt typisch aufsteigende Kristallisation bis zur zweiten Tiefenzone. Es mangelt nur der Granat. Nachdem er aber in der Literatur aus solchen Schiefen angegeben wird, sei diesem Mangel keine besondere Bedeutung beigemessen. Das Gestein könnte sonst auch als ein Übergang von der ersten in die zweite Tiefenstufe aufgefaßt werden. B-Tektonit.

117 (= 61). Feinkörniger Granatglimmerschiefer.
NW. Pardailhan.

Grau, mit Limonit angefärbt, in Gesellschaft von kambrischen Sandsteinen gefunden; es überrascht hier der hohe Grad von Metamorphose.

Auf „s“ gewahrt man Runzelung, es herrscht Lagenwechsel mit 0,5—0,2 mm Stärke. Korn 0,1 mm, manche Biotite bis 0,2 mm. Granat von 0,4—1,0 mm. Der Granat bildet einschlußreiche Porphyroblasten, der Gestalt nach Rundlinge. Er enthält ein unverlegtes „si“ aus Quarz und Graphit. Diese Granaten heften sich an jene Gesteinslagen, welche reich an Biotit, Muskowit, und arm an Quarz sind. Darin findet man auch Graphit und etwas Magnetit. Die anderen, quarzreichen Lagen enthalten von den vorhin genannten Gemengteilen nur wenig, vor allem keinen Granat. Es wurde auch etwas Klinochlor beobachtet. Seine fazielle Stellung konnte aber nicht geklärt werden, weil zu wenig günstige Stellen dazu da waren.

Jedenfalls ist das ein Musterbeispiel zweitstufig-vorschreitend

entwickelten Kristallins. Merkwürdig berührt uns nur die Feinkörnigkeit im Vergleich zu Alpengesteinen derselben Fazies.

118. Granatglimmerschiefer, hornblendeführend.

Abstieg nach Moulin de Madame, S. von Sorèze, 8.

Schwarz, unebenschiefrig, Granatknöpfchen sichtbar, Korn etwa 1 mm. Der Dünnschliff zeigt zahlreiche Granatrundlinge, vollgepfropft mit Quarzeinschlüssen, z. T. unverletzt und unverletzt, z. T. aber auf Rissen chloritisiert. Es gibt interessanterweise auch Gewebepartien, die etwas Hornblende führen: X = gelbgrau, Y = grün, Z = blaugrün, $c/Z = 18^\circ$. In anderen Lagen werden verhältnismäßig einschlußreiche Granaten von Muskowit und Biotit umwachsen. Der Chlorit dringt bei der Diaphthorese auch in die Granatumgebung hinaus. Das Gewebebild paßt auf einen B-Tektonit mit ausgiebigen Wälzungen und Gewebezerrisungen.

119. Granatphyllit.

N. von St. Pons, 8.

Phyllitisch grau, mit „verrotteten“ Granaten, d. h. mit Granatbröselbildung durch Verwitterung und Rostansatz in den Löchern. Die unverletzten Granatreste erreichen Durchmesser von 1—1,2 mm. Die in „s“ scharf eingeregeltten Biotite sind bis 0,5 mm groß.

Das Grundgewebe ist ein streng geregeltes Mosaik aus Quarz (pflasterig), Muskowit und Biotit, mit Graphitpigment. Im Stück sieht man keine Umscherung, das Gewebe ist auch nicht biegefaltig, sondern ebenschiefrig, nur auf der einen Stückseite schließt eine reine phyllitische Lage an, d. h. hier ist übermäßig viel Glimmer und reichlich graphitisches Pigment. Dort treten aber deutlich Scherfältchen zutage. Ihre Achsen treten als ein scharf in B liegendes lineares Element in Erscheinung. Tektonisch bedeutet diese Gesteinslage eine Bewegungsbahn. Man merkt die scherende Überfaltung schon mit freiem Auge.

Es folgen nunmehr die **Diaphthorite**.

120. Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer.

Vom Gneissüdrand bei Cassagnes, 13.

Hellgelb glitzernd, feinschiefrig-schuppig, mit rund 2 grünen Knoten auf den qem, Größe etwa $1\frac{1}{2}$ mm; im Übrigen bleibt das Korn unter $\frac{1}{2}$ mm, bloß Glimmer erreichen einen Durchmesser bis 1 mm auf (001).

Dünnschliff. Quarz bildet spannungsfreie Körner in grobem Pflaster. Muskowit wächst in Schuppenpaketen, desgleichen

Biotit, dessen breite Tafeln einen recht merkwürdigen Farbwechsel aufweisen: X, Y = ein fleckiges Kaffeebraun bis Sepia, Z = fahl blaßgelb. Die Biotite sieht man z. T. auch in Form kleiner, schmetterlings- bis fächerförmiger Porphyroblastengruppen, wie es bei den Penninporphyroblasten-Phylliten beschrieben worden ist. Auch Pennin stellt sich in gleicher Weise ein. Beide dunklen Gemengteile enthalten kräftige pleochroitische Höfe um Zirkon. Granat kommt nur noch in kümmerlichen, körnig zerlegten Resten in den grünen Knoten vor, die äußerlich schon sichtbar sind. Er war einst in großer Zahl vorhanden, enthielt ein Quarz-si, welches noch jetzt Einschlußwirbel erkennen und dadurch auf parakristalline Rotation schließen läßt, da dieses „si“ keine Fortsetzung als „se“ mehr findet. Die nachfolgende diaphthoritische Kristallisation hat „se“ vollständig verwischt, hauptsächlich durch jüngere Umscherung und Kristalloblastese. Die Granatreste sind der Form nach fixiert durch starke Goethitansiedlungen im Granatareal, ferner durch das alte „si“, in dessen Begleitung die eigentliche Granatsubstanz durch feinschuppigen Pennin ersetzt ist. Oft sieht man auch Penninholoblasten sich wischartig an den Granat ansetzen. Es sind aber stellenweise noch deutliche, isotrope Granatreste auffindbar. Eine gut entwirrbare Granatpseudomorphose enthält außer den angeführten Resten auch noch Biotit-si aus früherer Zeit (rotbraun, in der Farbe vom jüngeren Biotit abweichend) und kleine Muskowite.

Gefügebildung. Der Granat weist — wie schon bemerkt — Spuren von Wälzung auf, überdies erkennt man manchmal seine dabei erfolgte Zerlegung in einige größere Teilstücke. Nirgends aber kann man eine Andeutung davon finden, daß die großen Pennin- und Biotitporphyroblasten aus ihm allein hervorgegangen wären. Sie sind ja im Gegenteil neben den Granatpseudomorphosen zugegen. Sowohl das schöne, grobscheitige Glimmergewebe, als auch die Porphyroblasten der beiden blättrigen Gemengteile sind also jüngere, nach der Umscherung des ehemaligen B-Tektonites gesproßte Bildungen. Auch hier fand ich die so bedeutungsvolle, orientierte Umwachsung von Pennin durch Biotit an Porphyroblasten. In dieser Beziehung herrscht also eine erstaunliche Konvergenz zu den Penninporphyroblastenschiefern, die als rein vorschreitend erststufig-metamorph eingereiht wurden, namentlich deshalb, weil kein Anzeichen von Diaphthorese zu verzeichnen war. Vergleicht man die Grundgewebe der beiden Gesteinsarten, so findet man, daß sie im Aufbau Unterschiede besitzen. Jenes der Penninporphyroblasten-Phyllite ist feinschuppig-serizitisch, das der

Diaphthorite ist grobschuppig, wie bei alten Glimmerschiefern. Ersteres muß aus feinschuppigen, serizitischen Schiefern weitergewachsen sein, letzteres aus gröberschuppigem, einem vorgegebenen Granatglimmerschiefer entstammenden Muskowitgewebe. Diese Deutung würde den Beobachtungen wohl gerecht werden, denn Konvergenz von metamorphen Erzeugnissen, die zur gleichen Zeit vom gleichen Schicksal getroffen werden, ist an sich ja nicht verwunderlich.

Man sieht einen sehr treffenden Ausschnitt aus dem diaphthoritischen Gewebe in Fig. 3 Tafel 5. Der Vergleich mit dem vorschreitend kristallisierten Gewebe von Fig. 2 zeigt auch die Unterschiede in Kornfeinheit und Lagerung deutlich auf.

121. Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer mit letzten Knopfstufen von Granat.

Gneissüdrand von Cassagnes, 9.

Dieses Gestein ist dem eben beschriebenen äußerst ähnlich; auch in Korn und Mineralführung ist weiter kein Unterschied, ferner tritt etwas kristallisierter, tiefbrauner Turmalin auf, der auch bei 120 hätte erwähnt werden können. Im Handstück sind noch einige grüne Chloritknöpfe von Form, Größe und Farbe wie bei 120 wahrzunehmen. Im Dünnschliff sieht man nur Ansammlungen jener feinchloritischen Substanz, in die der Granat verwandelt wurde, es ist zufällig kein gut erhaltenes Knöpfchen getroffen worden. Abweichend von der vorigen Nummer ist der Eintritt von kleinen Mengen von Oligoklas, mit serizitischen Einschlüssen. Auch baueritisierte Biotite waren zu sehen.

Das hier wieder grobschuppige, typische Glimmerschiefergewebe baut sich aus in Polygonalbögen gelegten, zum Teil aber umgescherten Schuppenzügen auf, die neben Muskowit auch viel Biotit enthalten. Die jüngere Porphyroblastenbildung bleibt hier sehr zurück. Die Granatpseudomorphosen sind zum Großteil ebenfalls zerschert.

122. Albitführender, diaphthoritischer Glimmerschiefer.

Gleicher Fundort, 12.

Dieses Gestein rückt noch mehr von den leicht kenntlichen Granatglimmerschiefer-Diaphthoriten ab. Es erscheint ebenschieferig bis flachbogig gefaltet, glitzernd, grünfleckig durch Pennin-Biotitporphyroblasten, gelbfleckig durch Limonit. Korn 0,1—0,2 mm, die Porphyroblasten z. T etwa an 1 mm. Das völlig umgescherte,

ziemlich quarzreiche Gewebe enthält noch zwei als solche kenntliche Granatpseudomorphosen, Knoten mit altem Quarz „si“ unkonform dem jetzigen „se“, ferner mit Umwandlungs-Chlorit, an einem der Knoten auch mit Eindringen von Biotit. Der jüngere, porphyroblastenbildende Biotit umwächst wieder Pennin; daneben tritt älterer, nicht braun sondern rottöninger Biotit auf, welcher der normale, aus einer Vorphase übernommene Gemengteil ist. Der Albit — nicht häufig — hat Einschlüsse von Serizitmikrolithen. Es liegt aber nicht etwa ein alter, in Serizitisierung begriffener Plagioklas vor, denn es fehlen u. a. Klinozoisiteinschlüsse. Vielmehr handelt es sich um Albitblastese unter Natronzufuhr und Glimmerverbrauch, sogenannte Deserizitisation.

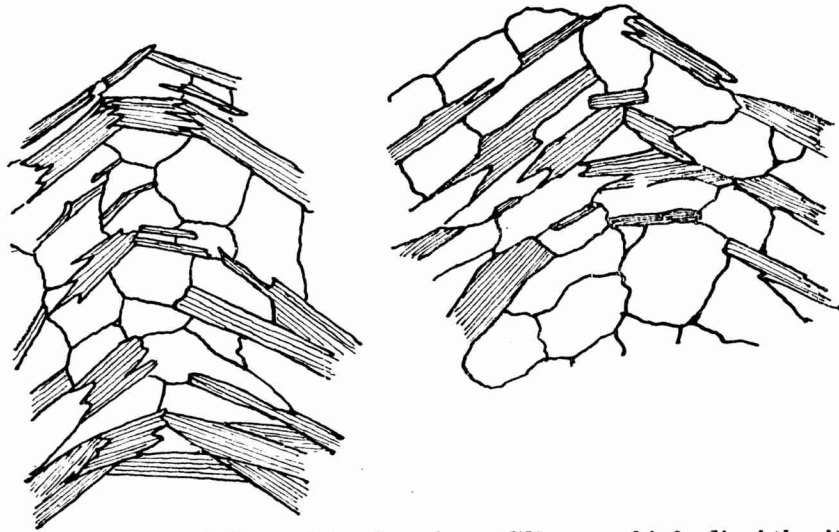


Abb. 45. Aus hellem feinschuppigen Glimmerschieferdiaphthorit, Nr. 128. Polygonalbögen aus Muskowit und Quarz. Querschnitt. — Vergr. 60 lin.

Zur gleichen Kategorie von Gesteinen gehören folgende Beispiele vom Gneisrand von Cassagnes:

123 (7), 124 (10), beide quarzreichere, gelbe, glitzernde Schiefer, in welchen chloritische Fleckchen hin und wieder Granat andeuten. Ferner 125 (14) und 126 (17), die völlig den Typen der oben beschriebenen Formen entsprechen, aber die Granatpseudomorphosen kaum noch erkennen lassen.

127. Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer, Eingang der Gorge d'Héric, an der Grenze der Schieferhülle, 1, kann ebenfalls hierher gestellt werden.

Schwieriger ist es mit der Einreihung der restlichen Gruppe dieser hellen Schiefer.

128. Heller, feinschuppiger Glimmerschiefer-
Diaphthorit.

Gneissüdrand von Cassagnes, 24.

Gelbgrau, schuppig glitzernd, Korn 0,2—0,5 mm. Gänzlich diaphthoritischer, biegefaltiger „S“-Tektonit. Quarz bildet ausge- dehnte, ziemlich grobe Kornfasern in „s“. Die Korngröße schließt diese Gesteine recht gut an das diaphthoritische Hochkristallin an. Die Kornfasern und auch länger anhaltende Lagen sind eingebettet in ein ebenfalls grob individualisiertes Lagengewebe von Muskowit.

Sie enthalten auch Biotit, es bilden sich z. T. hübsche Poly- gonalbögen, z. T. aber merkt man Verbiegung und Zergleitung der Glimmer in „s“. Die Biotite sind tief braun. An einigen Stellen finden sich vermutliche Pseudomorphosenreste von Granat. Zu verzeichnen ist aber auch die Durchspickung des Gewebes mit unter 1 mm großen, am Handstück schon sichtlich gelblich ange- färbten Albiten, von denen im Schliff leider nur wenige getroffen wurden. Die Färbung rührt her von Eisenhydroxyden, welche sich an feinem, schuppigen Einschlußmaterial (Granatzerfallsprodukte?) konzentriert hatten. Es ist das ein Übergang zu Paragneisen.

129. Feinschuppiger, diaphthoritischer Zweiglimmer-
schiefer.

Fundort wie oben, 15.

Vom vorigen nur dadurch unterschieden, daß hier die Biotite als kleine, in die Muskowitlagen eingebettete Holoblasten mehr auffallen. Sie sind tiefbraun. Ferner sieht man hier sehr schön die in das Glimmergewebe belteropor eingesproßten Albitholo- blasten. Sie wachsen unter zentraler oder streifenhafter Um- schließung teilweise von Resten von Granatpseudomorphosen. Solche Reste wurden auch ohne Darübersprossen von Albit beobachtet. Äußerlich ist davon nichts zu sehen.

An diese Beispiele möchte ich anschließen: 130 (4), 131 (5), 132 (8), 133 (11), 134 (19), welche sich von den beiden Mustern so wenig abheben, daß sich eine Sonderbeschreibung erübrigt. Alle verdienen den Namen helle, feinschuppige Glimmerschiefer- diaphthorite.

III. Kontaktmetamorphe Schiefer.

135. Biotitknotenschiefer mit Chiastolith-Pseudomorphosen.

Nordgrenze des Sidobre-Granites bei Vabre.

Schwarzgrau, feinstschuppig, Korn 0,1 mm, altes sedimentäres „s“ undeutlich, überwuchert durch die Kristallisation. In diesem Grundgewebe trifft man viele tiefbraune Knötchen aus Biotitkriställchen gefügt, 1—2 mm im Durchschnitt, und vereinzelt einige Schnitte von Chiastolith-Pseudomorphosen.

Im Schliff erkennt man Biotit, Muskowit, braunen Turmalin und auffallend wenig Quarz. Die Glimmer bilden ein Grundgewebe in Form eines ganz gleichmäßigen, unregelmäßigen Filzes kleiner, einander stützender und durchdringender Blättchen und leistenförmiger Querschnitte. Darin kommt es lokal mit einem plötzlichen, unvermittelten Übergang zu vierfacher Korngröße, zur Bildung von Knötchen, die man äußerlich wahrnimmt. Sie sind vom Grundgewebe nicht scharf abgegrenzt, sondern spießen hinein mit ihren gut entwickelten Biotit- und weniger häufigen Muskowitkristalloblasten. Das zeigt recht klar Fig. 4 auf Tafel 5. So wie in den Knoten, ist das Mengenverhältnis Biotit:Muskowit auch im Grundgewebe. Es handelt sich um jene Glimmerknoten, die von ROSENBUSCH (1909) aus den Steiger Schiefern, und von BERGERON 1889 (S. 54) unter Berufung auf ROSENBUSCH auch aus diesem südfranzösischen Gebiet beschrieben wurden und als typisches Zeichen kontaktmetamorpher Kristallisation gelten.

Daneben sind bemerkenswert die Chiastolith-Pseudomorphosen. Sie sind im Quer- und Längsschnitt getroffen und folgendermaßen gebaut: außen reichert sich eine Zone größerer Biotite an, gleichsam eine Schuppenrinde bildend; dann folgt eine Zone verhältnismäßig größerer Muskowite, ebenfalls ganz wirr verfilzt; diese Zone reicht weit ins Innere hinein. Der Kern schließlich ist eine Mischung von braunem Biotit, blaßgrünem Klinochlor und Muskowit. Die Formung ist so, daß diese Innenpackung die Zeichnung eines graphitisch gefärbten Chiastolithkernes abbildet. Man kann an der etwas Zickzack verlaufenden Grenze der Pseudomorphosen natürlich nicht genau die Winkel nachprüfen, aber sie ergeben sich als die richtigen Prismenwinkel am Querschnitt doch einwandfrei; auch der Habitus stimmt für Chiastolith. Die Querschnitte sind 2 mm dick, der Längsschnitt, der mir vorliegt, ist 10 mm lang.

136. Hornfels-Schiefergneis, aschgrau, quarz- und muskowitzreich.

Von der Granitgrenze bei Vabre.

Auch hier ist alte Feinschichtung nur noch angedeutet in der plattigen Spaltung, ansonst sieht man keine Orientierungseffekte, wie in den „S“- und B-Tektoniten, die beschrieben wurden. Korngröße allgemein gering, es sind aber drei Kornklassen unterscheidbar.

1. Muskowite, in mehrere Scharen, die um die B-Achse rotiert erscheinen, $\frac{1}{2}$ bis 1 mm Tafelgröße, dabei nur dann dünn, wenn sie in die äußerlich unauffällige „s“-Fläche eingestellt sind, sonst aber dicktafelig und u. d. M. bezeichnend siebartig durchwachsen mit feinem Quarz.

2. Großquarze und Albitxenoblasten, mit trüben, graphitisch pigmentierten Kernen und klaren, stellenweise deutlich belteropor gewachsenen Rinden. Beide eingeregelt, gelängt in s, ungespannt. 0,2—0,3 mm.

3. Das Grundgewebe. Es besteht aus einem feinen Filz winziger Biotittäfelchen, weniger auch Muskowittäfelchen in verschiedenen Orientierungen, vermengt mit ebenso kleinen Quarzen. Korngröße 0,02—0,04 mm.

Dieses Grundgewebe zeigt den Hornfelscharakter am nächsten. Man gewahrt auch das Zusammenfließen der winzigen Biotite zu ganz kleinen, auch im Schliff ziemlich unauffälligen Knoten. Die Siebstruktur der großen Muskowite ist übrigens auch eine Besonderheit dieses Typus. Chlorit konnte nur vereinzelt erkannt werden: Schüppchen wie der kleine Biotit, der übrigens sehr tief gefärbt ist.

Zusammenfassung

zu den metamorphen Schiefergesteinen.

Gibt es einerseits bereits in der Gruppe Sedimente und Crescimente Fälle mit beginnender Blastese, so können wir auch in den Schiefergesteinen Fälle nennen, die den Übergang mehr oder minder deutlich sichtbar machen.

Vor allem ist festzuhalten, daß nicht das ganze Gebiet gleichmäßig intensiv metamorphosiert worden ist. Ungleichheiten bestehen in der Art der Durchbewegung („S“- und B-Tektonite), in der Art des Aufbaues der Gewebe, z. B. die prächtigen belteroporen Wachstumsgefüge der Pennin-PorphYROblasten-Phyllite, aber auch in der Höhe der Mineralfazies (Tiefenzonen) und in der

näheren oder entfernteren Stellung zu unveränderten Sedimenten. Man kann folgende natürliche Gruppen bilden:

I. Metamorphe in der I. Tiefenzone. Diese haben z. T. ein Korn, welches sich kaum abhebt von dem der Sedimente mit beginnender Blastese; an günstigen Orten aber wird es doch auffallend viel größer. Man kann diese Unterschiede in den Bildern der Tafeln 4 und 5 sehen. — Vergleicht man mit ostalpinen Arealen, so gibt es zur Grauwackenzone mit ihren Schiefen nicht allein Beziehungen, welche die Korngröße betreffen, sondern auch solche, welche faziell und strukturell engste Verwandtschaft bedeuten.

Es ist auffallend und vorläufig unerklärbar, weshalb diese Schiefer, welche bis zur Biotitprägung vorschreiten, nur in einer einzigen Gruppe eine Korngröße entfalten, wie man sie bei uns in den feinstkristallinen Formen der Sprossung sieht. Das ist der Fall in den Penninporphyroblasten-Phylliten. Aber selbst da werden bloß die Porphyroblasten etwas größer, das mittlere Gewebekorn ist unentwegt überaus zart. Diese Kornzartheit ist geradezu ein Merkmal der ganzen metamorphen Gesellschaft, welche da vereinigt ist.

II. Metamorphe der II. Tiefenzone. Ich kenne in unseren Ostalpen nirgends Kristalline Schiefer, welche bei gleicher mineralogischer Fazies, als Granatglimmerschiefer, Staurolithglimmerschiefer usw., ein wiederum so feines Korn haben, wengleich auf den ersten Blick sichtbar ist, daß es um ebensoviel gröber geworden ist gegenüber den erststufigen Schiefen, als dies der Fall ist bei den erststufigen gegenüber den Sedimenten.

Sehr wichtig ist nun ferner das Verhältnis der Kristallisationen der I. und II. Stufe. Man kann nämlich die hier beschriebenen Zweitstufigen nicht als vorschreitend entwickelte Erststufige der oben ausgeschiedenen Gruppe betrachten, weil ein Flügel dieser Gesteine diaphthoritisch überprägt wird und rückschreitend erst die erststufige Fazies wiedererreicht, sich also rückschreitend der vorschreitend erststufigen Fazies anzupassen bestrebt ist.

Außerdem gibt es im mir vorgelegten Material einen, wie ich glaube, sehr guten Beweis dafür, daß Zweitstufiges schon da war, als Erststufiges aus Sedimenten geprägt wurde: Das betrifft die Granatglimmerschieferscholle (61) = 117, welche in unveränderten oder kaum veränderten Sedimenten (z. B. 60) als Fremdscholle eingeschuppt erscheint.

Und es gibt einen guten Beweis dafür, daß an verschiedenen Stellen erst- und zweitstufige Gesteine in gemeinsamem geologischen Feld überprägt worden sind: Das ist die Angleichung, die

Konvergenz, welche die vorschreitenden Pennin-Porphyroblastenphyllite und die diaphthoritischen Glimmerschiefer aneinander zeigen. Das ist ungemein wichtig.

Endlich kann man auch noch weiterhin eine Schieferfazies unterscheiden: das ist die Hornfelsschieferfazies, in dieser Aufsammlung bloß vertreten mit zwei Belegstücken. Diese Fazies unterscheidet sich von den obigen durch die Art der Prägung: Das Gewebe hat kein mechanisch ausgearbeitetes para- oder postkristallines „s“. Die Untermengung der verschiedenen Kornarten ist in dieser Weise (vgl. die Abbildungen) in keinem tiefenzonenmetamorphen Gewebe zu sehen. Zwar beginnt die Sprossung auch hier mit Mineralien, die wir von den Tiefenzonen her kennen (Biotit, saurer Plagioklas, Quarz, auch Muskowit), aber von der Knotenbildung an geht die Paragenetik hier besondere Wege. Sie führt schließlich zur Produktion von Andalusit (bzw. Chiasolith), der nicht mehr durch eine Metamorphose vernichtet wird, sondern nur Korn für Korn pseudomorphosiert werden kann.

Es ist nun nur noch die genetische Gesteinsvergesellschaftung kurz an Hand der Fazies zu umreißen.

Der Fazies nach gehören in Wechselwirkung und Tektonik zusammen:

1. Die Gruppe der Amphibolite und Serpentine mit den Granatglimmerschiefern im undiaphthoritisches Zustand. Also eine alte Serie mit zweiter Tiefenzone.

2. Deren Diaphthorite und die erststufig metamorphen Schiefer samt Diabasen, Metadiabasen, Tuffitschiefern sowie den Diaphthoriten von 1. Dazu gehört der Grobgranit mit seinen Injektionen als syntektonisches Intrusiv, dazu gehören auch seine Pegmatite und Migmatite.

3. Die Gruppe der Hornfelsschiefer. Dazu gehört der Sidobre-Granit, welcher intrudiert und an der Kontaktmetamorphose Anteil hat.

Pleochroitische Höfe um Zirkone gibt es in sehr vielen Gesteinen. Es sind aber die Unterschiede doch zu gering, und das statistische Material reicht nicht aus, um aus den bezüglichen Beobachtungen weitergehende Schlüsse ziehen zu können. Da selbst in den erststufigen, vorschreitenden Gesteinen, z. B. in den Penninporphyroblasten, die pleochroitischen Höfe recht auffällig entwickelt sind, muß man wohl annehmen, daß diese Kristallisation ein hohes Alter besitzt.

Die Hornfelsfazies erscheint mir nicht mehr neuerdings kristallin überprägt worden zu sein.

Die französischen Berichte führen noch eine Reihe von Gesteinstypen an, von welchen ich keine Vertreter zu Gesicht bekam, so z. B. einen Sillimanitgneis. Aus den kurzen Notizen darüber kann man die fazielle Stellung nicht genau angeben; denn es gibt kontaktliche Sillimanitgesteine, aber auch tiefenzonenmetamorphe, wie z. B. deutlich die Verhältnisse an den Rieserferner-Tonalitkontakten einerseits und in der Koralpe, bei Rade-
gund und im N.-Ö. Waldviertel beweisen. Schon BERGERON bemängelt das Fehlen von Cordieritgneis. Es ist daher möglich, daß es sich um einen Sillimanit-Paragneis aus der III. Tiefenzone handelt. Von drittstufigen Gesteinen wäre dann noch weniger in diesem Gebiet sichtbar als ohnedies schon von zweitstufigen.

Immerhin habe ich durch dieses Studium der reichhaltigen Sammlung und an Hand der genauen und sorgfältigen Aufzeichnungen und Beobachtungen der französischen Kollegen einen mich ungemein befriedigenden, vergleichend gesteinskundlichen Blick tun können. Es sind petrographische Perlen darunter, wie z. B. die von mir erstmalig beobachtete Umwachsung von Pennin durch Biotit, eine ungemein wichtige Tatsache für den Einblick in das Kristallisieren bei ansteigender Temperatur und Lösungsverbrauch.

So gilt noch einmal zum Schluß mein Dank Herrn v. GAERTNER, der mir dazu verholfen hat.

Graz, 4. Juni 35.

Angeführte Schriften.

- ANGEL, F.: Die Quarzkeratophyre der Blaßeneck-Serie. — Jb. Geol. Reichsanst. **68**. Wien 1818.
- Gesteine der Steiermark. — Mitteil. Natw. Verein f. Steierm. Graz 1924.
 - Dolomitsandsteine des Grazer Paläozoikums. — Mitteil. Natw. Verein f. Steierm. **64/65**. S. 136—149. Graz 1929.
 - Stubachit und Stubachitserpentin vom Ganoz. — Z. Krist. **72**, 1930, S. 1—41. Leipzig 1930.
 - Über gabbroide Kerne aus dem Hochlantsch-Diabas. — Cbl. f. Min. etc. **1931**, A. S. 154—161. Stuttgart 1931.
 - Diabase und deren Abkömmlinge in den österr. Ostalpen. — Mitteil. Natw. Verein f. Steierm. **69**. S. 1—19. Graz 1932.
 - Gesteine der Umgebung von Leutschach und Arnfels. — Jb. Geol. Bundesanst. **83**. S. 5. — 18.
 - Mittelkärntner Diabase. — Carinthia, **123/124**. S. 14—16. Klagenfurt 1934.
 - & MARTINY, G., Die Serpentine der Gleinalpe. — Min. u. Petr. Mitteil. **38**. S. 353—375. Wien 1925.
- BERGERON, J.: Sur l'Hypérite d'Arviou (Aveyron). — C. R. Acad. Paris, **105**, S. 247. Paris 1887.
- Note sur les roches éruptives de la Montagne Noire. — Bull. Soc. géol. **3**, **17**, S. 54. Paris 1889.
 - Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau Central. — Ann. Sciences Géologie, **22**, S. 1—358. 55 Abb., 9 Taf., 1 Karte. Paris 1889.
 - Observations relatives à l'origine de la serpentine. — Bull. Soc. géol. **3**, **19**, S. 145. Paris 1891.
 - Montagne Noire, roches cristallines. — Bull. Serv. Carte géol. France, **6** (**38**), S. 61—64. Paris 1894.
 - Sur le métamorphisme du Cambrien de la Montagne Noire. — C. R. Acad. Sc., **121**, S. 911. Paris 1895.
 - Sur le métamorphisme des schistes cambriens de la Montagne Noire. — Bull. Soc. géol. France, **3**, **23**. C. R., S. 199. Paris 1895.
 - Remarques relatives à deux notes de M. Miquél. — Bull. Soc. géol. France, **3**, **23**, S. 337—343. Paris 1895.
 - Montagne Noire. Rapport sur la campagne de 1895. — Bull. Cart. géol. Serv. France, **8**, **53**, C. R., S. 95—100. Paris 1895—96.
 - Sur l'origine de la serpentine de série crystallophyllienne de l'Aveyron et du Gard. — C. R. Acad. Sc. **144**, S. 983. Paris 1907.

- BECKE, F.: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. — Denkschrift Akad. Wissensch. Wien. Math.-Natw. Kl. **75/I**. Wien 1913.
- Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. — Min. u. Petr. Mitteil. **13**. S. 379—430 und 433—464. Wien 1892.
- DEMAX, A.: Sur les conditions de l'orogénèse et du métamorphisme hercynien dans la bordure méridionale du massif de Rodez. — C. R. Acad. Sc. **193**, S. 1098—1100. Paris 1931.
- Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne antéstéphanienne dans les Cévennes méridionales et dans la Rouergue. — Bull. Soc. géol. France, **5**, **19**, S. 636—696. Paris 1931.
- DEREIMS, A.: Feuille d'Albi (Terraines primaires). — C. R. Coll. Bull. Serv. géol. France, **10** (**69**), S. 498—499 (30, 31). Paris 1899.
- DURAND, J.: Sur le granite de Laguépie (Tarn-et-Garonne). — C. R. Acad. Sc. **195**, S. 615—617. Paris 1932.
- & RAGUIN, E.: Sur le granite de la région du Pinet (Aveyron). — C. R. Acad. Sc. **195**, S. 580—582. Paris 1932.
- LAEMMLEIN, G.: Korrosion und Regeneration der Porphy Quarze. — Z. Krist. **75**, S. 109—127. Leipzig 1930.
- MENGAUD, L.: Révision de la feuille de Castres. Au 80 000^e. — Bull. Serv. Carte géol. France **34** (**179**) S. 114—122. 1 Abb. Paris 1930.
- MICHEL-LEVY, AL.: Granulite broyée et mylonites antéstéphaniennes au nord-est des Monts de l'Éspinouse. — C. R. Acad. Sc. **191**, S. 1353—1354. Paris 1930.
- Les formations au contact de gneiss et de granites dans le Sidobre, l'Éspinouse et le Mendic. — Bull. Soc. géol. France. C. R. **5**, **1**, S. 270—278. Paris 1931.
- Révision de la feuille de Bédarieux au 80 000^e (Terrains cristallophylliens et eruptifs). — C. R. Coll. Bull. Serv. Carte géol. France **36** (**187**), S. 147—149 (73, 75). Paris 1932.
- et DURAND, J.: Mylonites de Réquista (Aveyron). — Bull. Soc. géol. France **5**, **2**, S. 32—33. Paris 1932.
- NIGGLI, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. — Berlin 1923. S. 132 ff.
- PISANI, F.: Hypersthène de l'Hypérite de l'Aveyron. — C. R. Acad. Sc. **86**, S. 1419. Paris 1878.
- RAMIÈRE DE LA FORTANIER: Les variations laterales des calcaires de la Montagne Noire. — Bull. Soc. géol. France, **5**, **2**, C. R. S. 50—51. Paris 1932.
- SANDER, B.: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. — Min. u. Petr. Mitteil. **30**. Wien 1911.
- Über tektonische Gesteinsfazies. — Verh. Geol. Reichs-Anst. Wien **1912**, Nr. 10 [1912 a].
- Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. — Jb. Geol. Reichsanst., **62**. Wien 1912 [1912 b].
- Feinschichtung, Teilbewegung und Kristallisation im Feingefüge einiger Tiroler Schiefer. — Jb. Geol. Reichsanst., **64**. Wien 1914 [1914 a].
- Über Kristallisation und Faltung einiger Tiroler Schiefer. — Jb. Geol. Reichsanst., **64**. Wien 1914 [1914 b].
- Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. — Verh. Geol. Reichsanst. **1914**. Wien 1914 [1914 c].
- Über einige Gesteinsgefüge. — Min. Petr. Mitteil. **33**. Wien 1915.

- SANDER, B.: Über das Gefüge einiger Gesteinsfalten. — Cbl. f. Min. 1926 B. S. 168 ff. Stuttgart 1926.
- Über Tektonite mit Gürtelgefüge. — Fennia 50, Nr. 14. Helsinki 1928.
 - mit FELKEL, E. und REITHOFER, O.: Zur tektonischen Analyse von Schmelztektoniten. — Sitzber. Heidelberger Akad. Math.-Natw. Kl. 1929. — 13. Abh. — Berlin-Leipzig 1929.
 - Gefügekunde der Gesteine. — Wien 1930.
 - Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine: Anwendungen, Ergebnisse, Kritik. — Fortschr. d. Min., Krist. etc., 18. Berlin 1934 [1934 a].
 - Typisierung von deformierten Tonschiefern mit optischen und röntgenoptischen Mitteln. — Z. Krist. 89, S. 97 ff. 1934 [1934 b].
- SCHMIDT, W.: Zur Regelung zweiachsiger Mineralien in kristallinen Schiefen. — N. Jb. f. Min. etc. BB. 57, A. 1927. S. 203—222. Stuttgart 1927.
- Tektonik und Verformungslehre. — Berlin 1932.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßruckgebirges. — Jb. Geol. Bundesanst., 83. S. 19—73. Wien 1933.

Erklärung zu Tafel 1.

1. Tektonische Skizze des Rouergue, der Montagne Noire und des Massives von Mouthoumet nebst einem schematischen Profil.

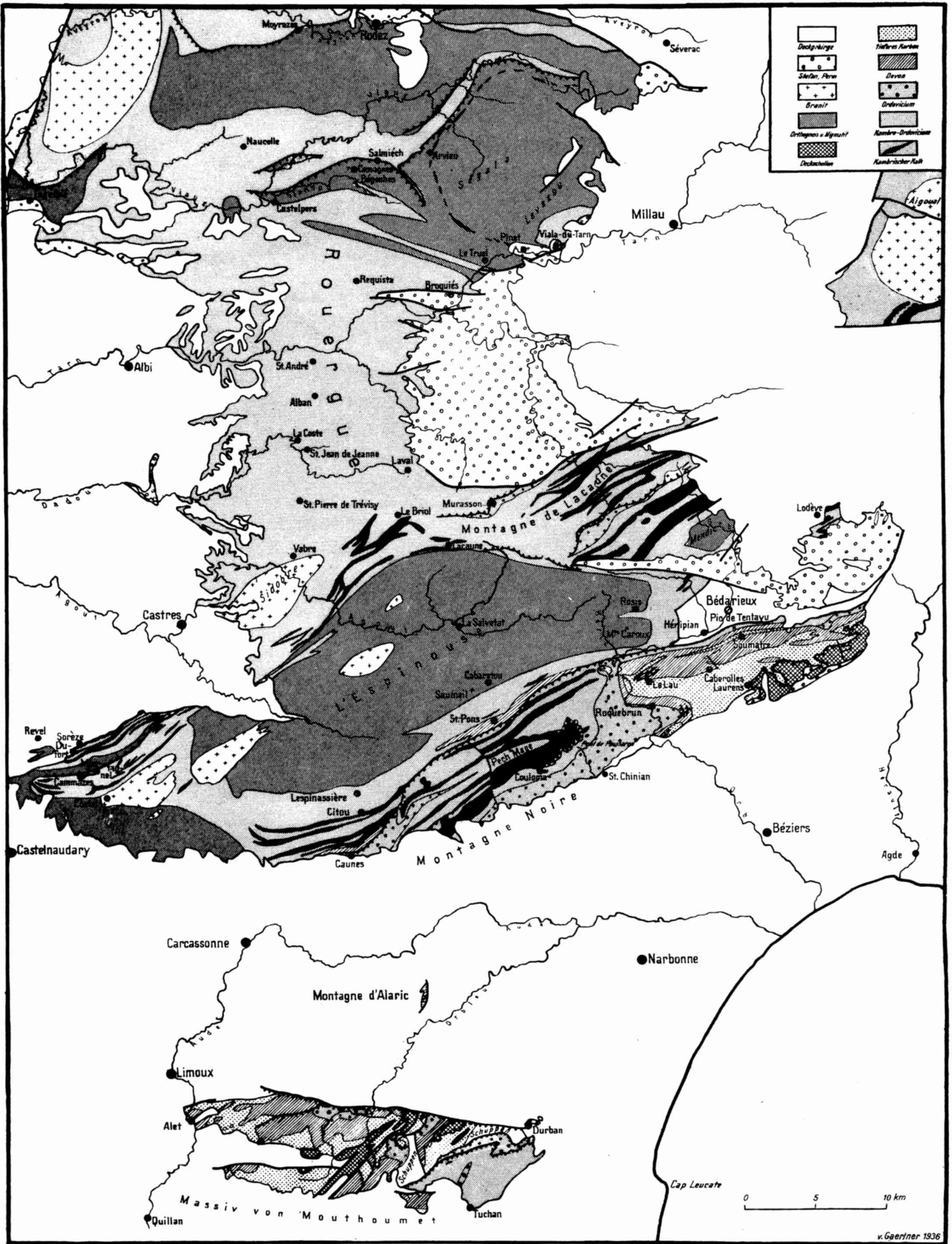
Die Karte dient hauptsächlich zur Erläuterung und geographischen Orientierung für die letzten Abschnitte des ersten Teiles dieser Arbeit. Die geologischen Grenzen sind nach den geologischen Karten 1:80 000 und zwar den Blättern Rodez, Séverac, Albi, St. Afrique, Castres, Bédarieux, Carcassonne, Quillan und Perpignan eingetragen. Im Norden sind sie in den entscheidenden Teilen von BERGERON, im Süden von BRESSON und DONCIEUX aufgenommen worden.

Für die Monts de Lacaune wurde die Karte von THORAL (1935 a), für Einzelheiten in der Darstellung des Rouergue die Arbeiten von DEMAY, DURAND und RAGUIN neben eigenen Beobachtungen benutzt. Auf letztere gründet sich auch vielfach die Linienführung in der Gegend von Cabrières und in dem Massiv von Mouthoumet.

Die Profildarstellung ist auf S. 89 ff. näher erläutert. Für die Faziesverhältnisse ist noch Abb. 17 zu vergleichen.

Die Karte zeigt im Norden die weiten Schiefergebiete des Rouergue; Kambrium und Ordovizium und bei Murasson auch etwas Gotland bilden die Gesteinsgrundlagen. In die Schiefer sind unter lebhafter Bildung von Migmatiten Orthogesteine eingedrungen, die jetzt kleine Massive bilden. Nördlich des Tarn sind sie an ihren Nordflanken von postkristallinen Überschiebungen begleitet. Südlich des Flusses ist die Tektonik südvergent.

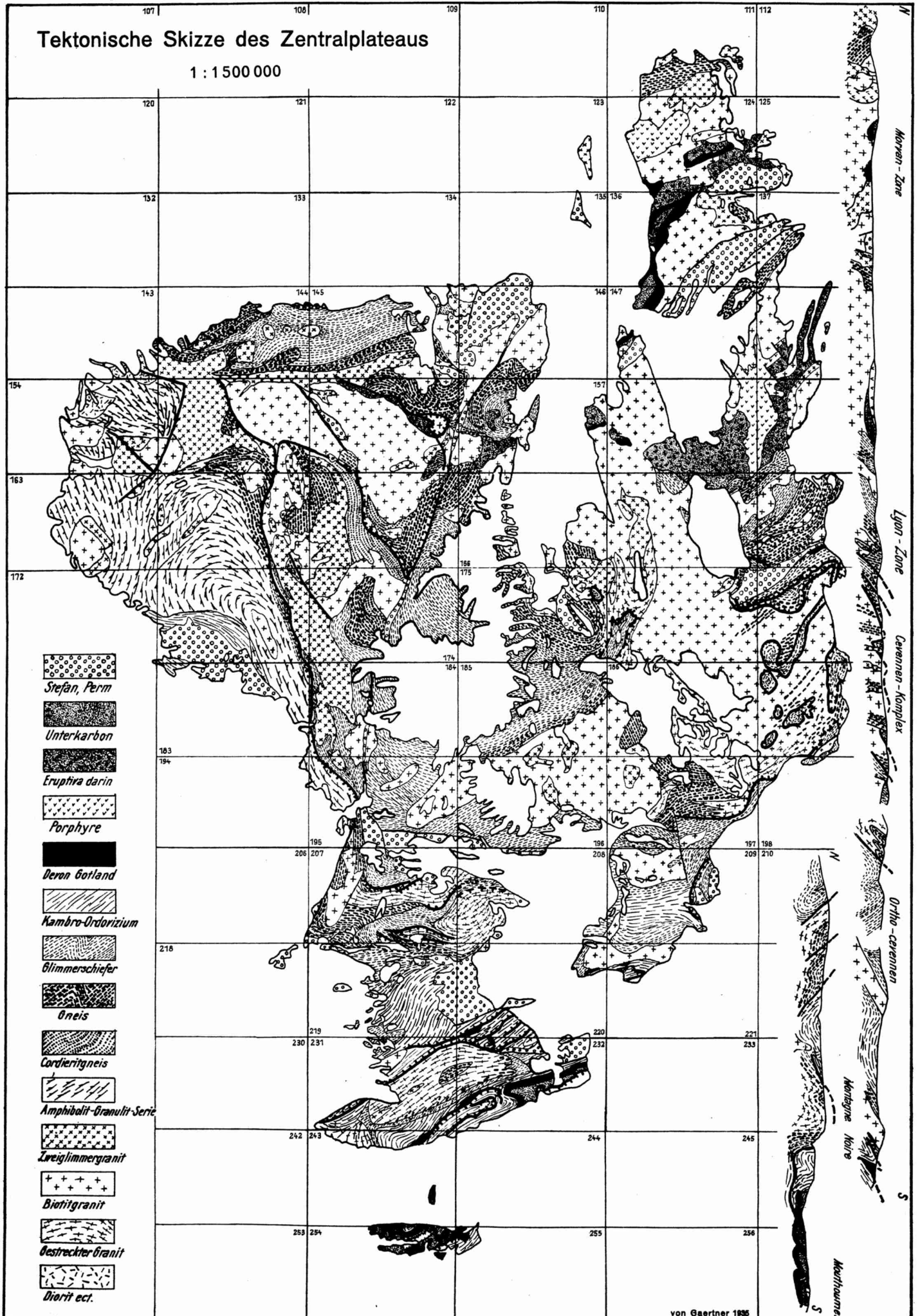
Im Faziesgegensatz zu diesem nördlichen Schiefergebiete stehen die Kalk- und Sandsteingebiete des Südens. Die zunehmende Beteiligung der Kalke am Aufbau des Kambriums ist angedeutet. Außerdem stellt sich ein höheres Faltenstockwerk mit Devon und Karbon ein, das vermutlich auch den Untergrund des Beckens von Carcassonne bildet und den Anschluß an die Ostpyrenäen herstellt.



Schematische Karte und Profil des Rouergue und der Montagne Noire.

Tektonische Skizze des Zentralplateaus

1 : 1 500 000



von Gaertner 1895

Tafel 2.

Tektōnische Skizze des französischen Zentralplateau.

Die Skizze ist das Ergebnis von Literaturstudien, die später zusammenfassend dargestellt werden sollen (vgl. S. 144 Anm. 44). Ihr liegt im wesentlichen die geologische Übersichtskarte von Frankreich im Maßstab 1:Million von DE LAUNAY (1905) zu Grunde. Die Abtrennung der weniger metamorphen Anteile folgt den Angaben der Literatur und den neueren Karten 1:80 000.

Das Profil erläutert die über den Aufbau des östlichen Teiles des Zentralplateaus entwickelten Ansichten.

Tafel 3.

Fig. 1. Blick von Salza im Massiv von Mouthoumet gegen Südosten.

Die höheren Berge links im Mittelgrund sind Kreide, deren Einheiten von links nach rechts, dem vorderen Bildrand parallel streichen. Die sie kappende Altfläche bricht an einer Verwerfung um 150 m gegen Westen (rechts) ab und setzt sich in der tieferen Altfläche des rechten Mittelgrundes fort. Sie kappt hier Paläozoikum, Kreide und Alttertiär. Im Hintergrunde rechts ragt der Pic de Bugarach über die Ebene auf, an dem die größeren Überschiebungen der Pyrenäen beginnen (vgl. S. 117).

Fig. 2. Ostvergente Falten und Überschiebungen an der Straße von Cascastel nach Albas.

Links (westlich) geschlossene Oberdevonkalke, unter welchen die Kieselschiefer des rechten Bildteiles überschoben und aufgefaltet sind (vgl. Abb. 21 S. 127).

Fig. 3. Westvergente Falten als Ausnahmeerscheinung in leicht beweglichen Gotlandschiefern und Kalken (vgl. S. 137) an der Straße von Mouthoumet nach Pont d'Orbieu.

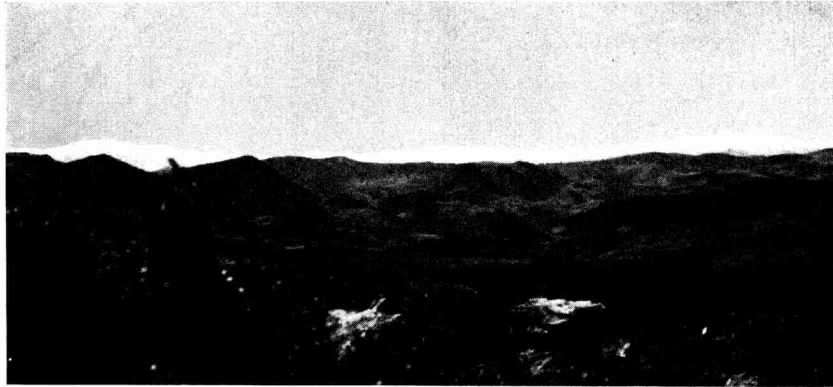


Fig. 1.

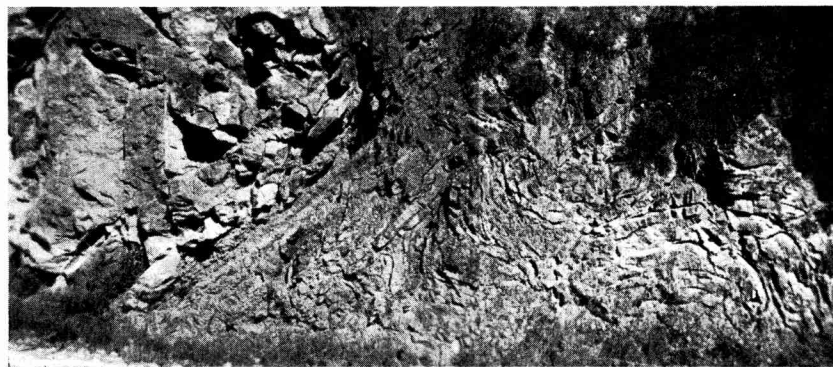


Fig. 2.



Fig. 3.

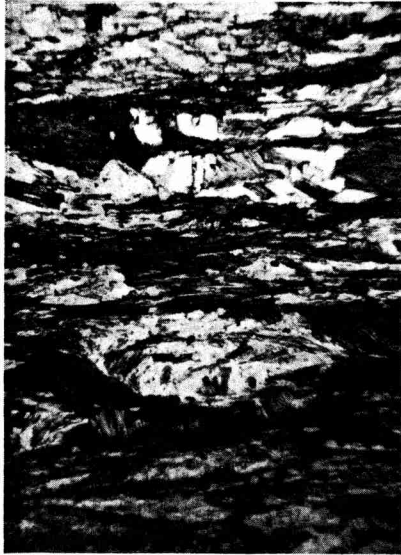


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.

Tafel 4.

Fig. 1. Serizit-Chloritphyllit, S. von Héripien, zu Nr. 10 des Textes. S. 188.

Schnitt nach dem Querbruch. Horizontal verläuft das „s“. Man sieht die spitz zulaufenden Schenkel der Scherfältchen mit verdickten Faltenknien. Dunkel: Chlorit; etwas heller, an den Spaltrissen erkennbar, Querchlorite im oberen und unteren Bild-Drittel. In der Mitte, im Chloritgewebe, das gegen den rechten Rand verläuft: Quarzkörnerzeilen. Helle Stellen: Quarzkörnerpflaster. — Am unteren Bildrand: Serizitgewebe. Mittels Lupe ist die Querstellung kleiner kurzer Serizitlamellen in den Kernen von Scherfältchen sichtbar. (Polarisator allein vorgeschaltet.)

Fig. 2. Chloritreicher Serizitphyllit, Héripien-Faugères, zu Nr. 11 des Textes S. 189.

Schnitt nach dem Querbruch. Das „s“ ist vertikal gestellt. Scherfältchenbau in einem Falten-Außenscharnier. Dunkel: Chlorit. Das zweite schuppige Mineral ist Serizit, durch limonitische Anfärbung besser sichtbar. Am rechten Rand: Quarzpflastergewebe der Falte. In den Scherfältchen ist fiederartige Anordnung der blättrigen Komponenten sichtbar.

Fig. 3. Gewebepartie aus wolkig-migmatischem Granitgneis, Gneisrand S. von Cassagnes, Nr. 37 des Textes S. 209.

Man bemerkt ein aus Glimmern (dunkler abgebildetem Biotit und hellen Muskowiten) gebildetes „s“ von oben nach unten längs durch das Bild ziehen. Rechts ein großer, flauer Mikroklin. Das übrige Körnergewebe: Quarz und einige kleine Körnchen Plagioklas. Beachtenswert und kennzeichnend für solche Gesteine die unruhige Bildwirkung, welche durch die stark verschiedenen Korngrößen und ungleichmäßige Mengung hervorgerufen wird; ein ganz anderes Bild in reinem granitischen Gewebe. — (Nikols gekreuzt.)

Fig. 4. Gleichmäßig feinkörniger Paragneis von Le Cabaret, W. von Rosis. Nr. 74 des Textes S. 226.

Die Aufnahme stellt das typische Korngefüge dieser Gesteinsgruppe dar. Dunkel: Biotite. Hell mit punktförmigen Einschlüssen oder ganz klar: Quarze. — Hell, aber getrübt, z. B. in der Bildmitte: Plagioklas. — „s“ ist im Bild wieder horizontal gestellt. Polarisator allein vorgeschaltet. Man vergleiche die so ungemein scharf ausgeprägten Gewebunterschiede zwischen 1 und 2, 3, und Tafel 5 Fig. 4.

Tafel 5.

Fig. 1. Biotitumwachsener Penninporphyroblast. Aus den Penninporphyroblasten-Phyllit 108.

Man sieht links unten und rechts oben prächtig das belteropore Wachstum in das zarte Serizitgewebe, dessen Zerschierung ebenfalls aus dem Bild zu erkennen ist. Die hellen Innenpartien sind blaßgrünlicher Pennin, die dunkle Rinde ist Biotit, welcher im dunkelsten Farbton seines Farbwechsels unter Vorschaltung des Polarisators aufgenommen wurde (S. 241 ff.).

Fig. 2. Zusammengesetzter Penninporphyroblast, Schmetterlingsform.

Weißer, schräg durchgescherte Muskowite umschwärmen den Pennin-Schmetterling, der blaßgrün getönt ist, und beide Kristallarten sind eingebettet in ein sehr zartes, zerschertes Serizitgewebe. Die dunkelsten, bandartigen Streifen im Pennin sind Eisenhydroxydnachzeichnungen alter, vorpenninischer Seherflächen. Sie zeigen, daß das Gewebe vor Beginn der Penninsprossung in Sektoren mit divergenten Wegsamkeiten des Serizitgewebes geteilt war. Daher auch der belteropor bedingte Aufbau aus mehreren fächerartig aneinanderschließenden Penninen. Aus 109. — Beide Beispiele vom Gneissüdrand bei Cassagnes (S. 241 ff.).

Fig. 3. Aus dem Granatglimmerschiefer 120 des Textes (S. 248), Gneissüdrand bei Cassagnes.

Die rundliche dunkle Masse ist die aus feinschuppigem, düstergrünem Chlorit gebaute Granat-Pseudomorphose. Die hellen Flecken darin sind die Überreste eines alten, Wälzung abbildenden „si“ von Quarz in Granat. Dieser selbst ist nur in geringen, stark brechenden Resten (rechts unten z. B. in der Pseudomorphose) zu sehen. Mit der Wälzung stimmen überein die im Schwung angesetzten Pennin-Flügel, einer links unten, mit undurchsichtigem dicken Goethit in Gesellschaft, einer rechts oben angesetzt, gleichfalls mit dickem Goethit. Das ganze Gebilde, welches die Diaphthorese kennzeichnet, liegt in grobem Glimmergebälk. Man beachte die hochinteressanten Unterschiede im Gewebebau zwischen den Bildern Taf. 4 Fig. 1, 2, Taf. 5, 1 und 4 mit 3.

Fig. 4. Aus dem Biotitknotenschiefer mit Chiastolith-Pseudomorphosen, Nr. 135 des Textes, S. 253. — Sidobre.

Dunkel und grobblättrig: ein Biotitknoten, darin auch größere Muskowite. Heller, feiner und sprenkelig: das Grundgewebe mit seiner Biotitwirnis, kleinen Muskowiten und sehr spärlichen Quarzkörnchen. Typisches Hornfels-Schiefergewebe. Chiastolithe sind nicht abgebildet.

Alle 8 Bilder der Tafeln 4 und 5 Aufnahmen von KARL FISCHER-Graz, im Bogenlicht eines Projektionsapparates (10 Ampère) über den Mikroskopspiegel reflektiert; Obj. 3, Ok. 2 eines Reichert-Statives III, Polarisator eingeschaltet. Belichtungszeit 1 bis 1½ Sekunden, halber Tubusauszug der Aufsatzkamera. Material Perutz Peromnia-Filme. Kombinierte Entwicklung mit Glycin und Rodinal 1/20. — Negative normal. Vergrößerung einheitlich 65 linear.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.