

## Werk

**Titel:** 1. Teil - Der Bau der Montagne Noire und des Rouergue. Einleitung und Problemstel...

**Jahr:** 1937

**PURL:** [https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223\\_1937\\_0017|log6](https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1937_0017|log6)

## Kontakt/Contact

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

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

## 1. T E I L:

### 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 variszischen<sup>1)</sup> 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 dargestellt<sup>2)</sup>.

---

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]<sup>3)</sup>. 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

<sup>3)</sup> 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  $\alpha$  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 %  $\text{SiO}_2$  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 Faunenfunde 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 Schichtenprofils 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 Schieferen 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 ist<sup>5)</sup>.

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 Orbtals (Mezeillés, Fénéouilhède). 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.

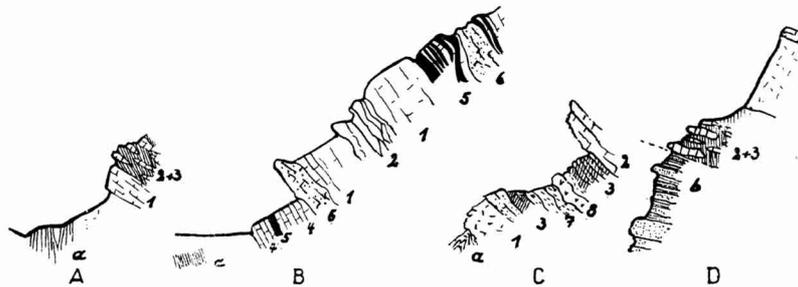


Abb. 1. Die Basis des Devon.

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 Überkippung 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-neceras* 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-

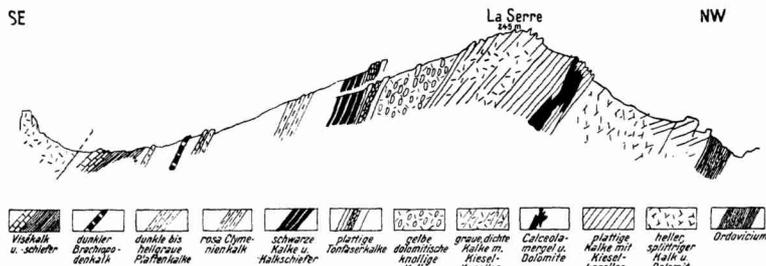


Abb. 2. Profil durch das Devon bei La Serre.

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 faziiell 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.

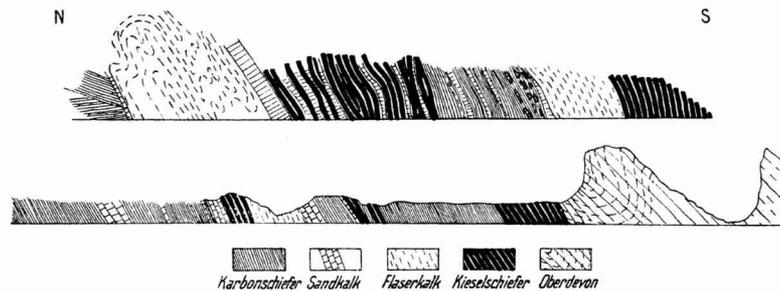


Abb. 3. Profile durch die Kieselschieferserie.

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 Schiefern war nicht genauer festzulegen, da die beiden Konglomeratbänke immer abgeschert in den Schiefern 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.

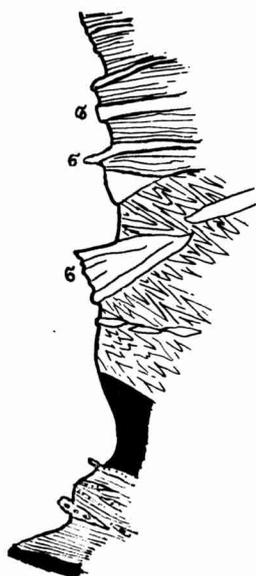


Abb. 4. Profil durch das Visé bei Cabrières am Aufstieg nach St. Rome.

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 handeln<sup>6)</sup>, 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 Gonioclymenien-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 spätorogenen 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

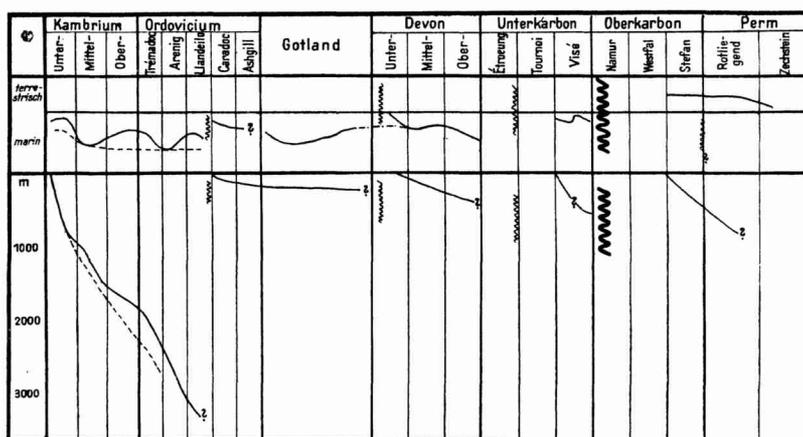


Abb. 5.

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 Ablagerungen<sup>7)</sup>.

## 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 Bissounel<sup>8)</sup> 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.

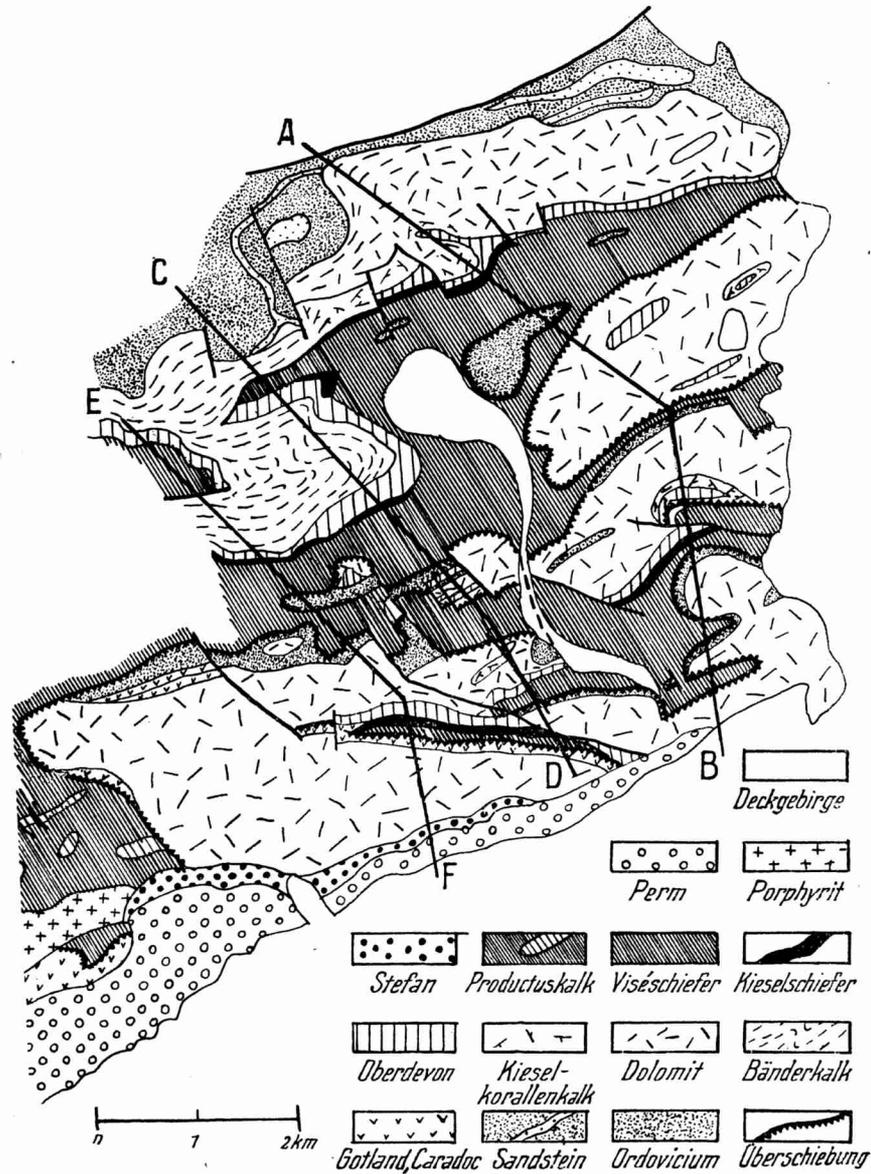


Abb. 6. Geologische Skizze der Umgebung von Cabrières.

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 Vissois. Die Kieselschiefer-Adinol-Serie ist in sich sehr stark gefaltet. Auch flache Abscherungen (z. B. nördlich Dauterribes) 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 Mège 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 Mège 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

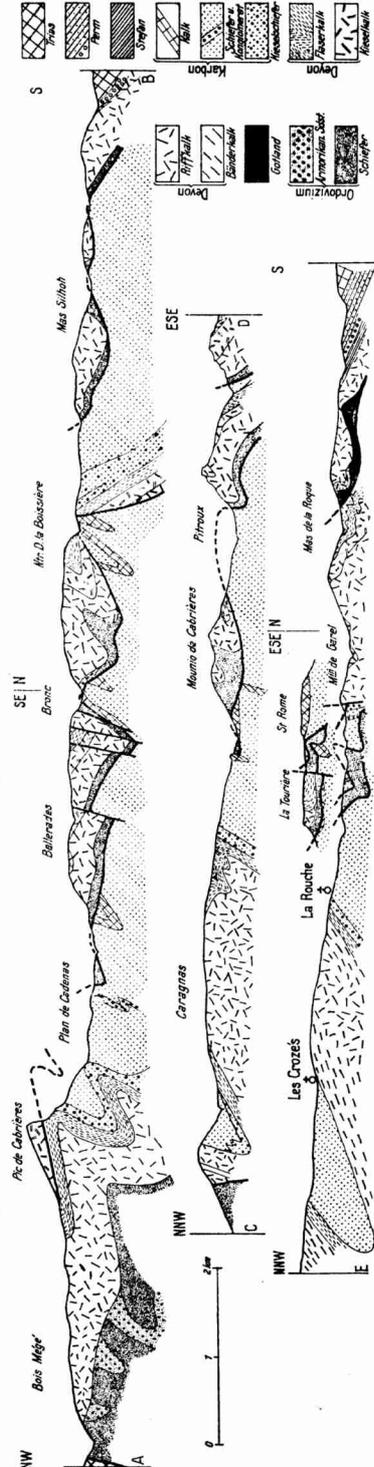


Abb. 7. Profile durch die Umgebung von Cabrières. Die Schnittlinien sind in Abb. 6 angegeben.

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  $20-30^\circ$ , deren Nordflügel mit  $10-30^\circ$  etwas flacher einfällt. Weiter südlich treten erneut die Kieselkalke mit  $45^\circ$  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

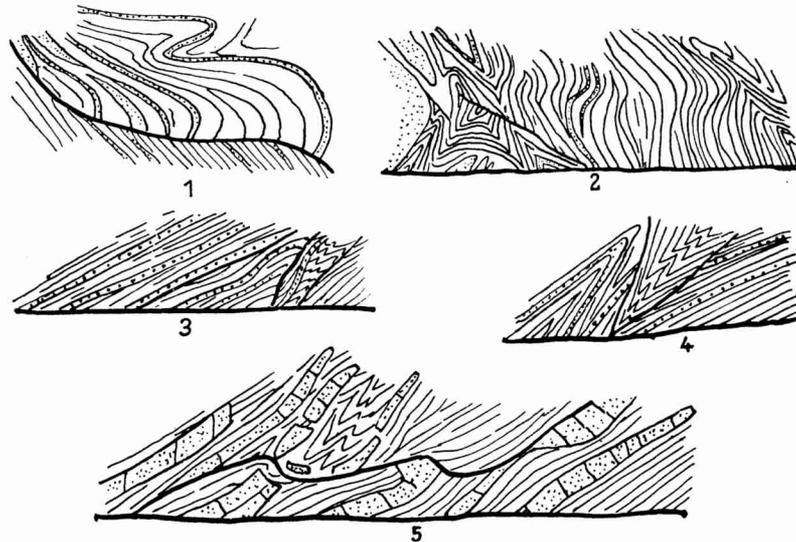


Abb. 8. Kleinfalten im Karbon der Umgebung von Cabrières.

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 ziehen<sup>9)</sup>.

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 zu<sup>10)</sup>.

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 Linsen<sup>11)</sup>. 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 vorstrebt<sup>12)</sup>. 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 ein<sup>13)</sup>. 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 vor<sup>14</sup>). 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-

birge<sup>15)</sup>. 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 haften 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  $45^{\circ}$  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  $30^{\circ}$  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  $70-90^{\circ}$  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  $80^{\circ}$  und  $40^{\circ}$  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  $45^{\circ}$  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  $45^{\circ}$  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,

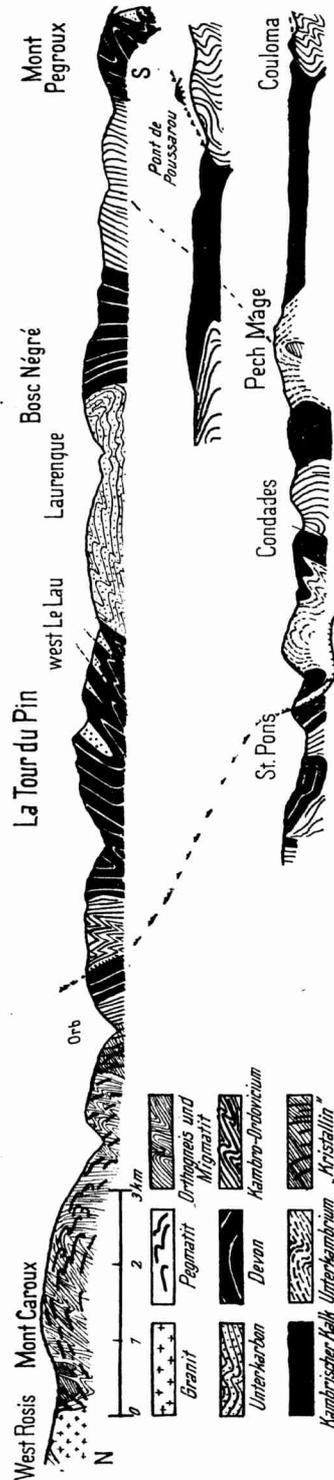


Abb. 9. Profile durch den mittleren Teil der südlichen Montagne Noire.

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  $45^\circ$  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  $80^\circ$  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“<sup>16)</sup> 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  $75^{\circ}$  gegen Süden. Auf der Nordflanke des Sattels wird an der Grenze zu den mittelkambrischen Schiefer die Überfaltung stärker; die Überkipfung steigt auf  $45^{\circ}$  bei Oupigno. Östlich Cathalo fallen die unteracadischen Schiefer sogar mit  $30^{\circ}$  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 erkennen<sup>17)</sup>. Die

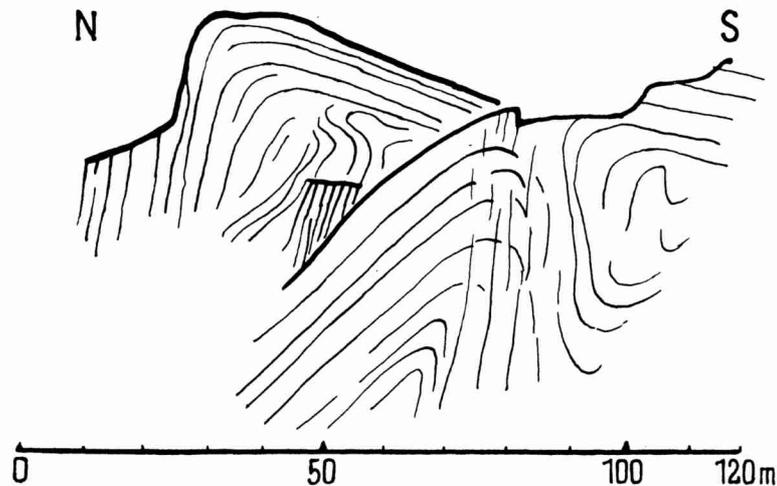


Abb. 10. Faltung des unterkambrischen Quarzites im Kern des Pech Mage-Sattels.

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 bringen<sup>18)</sup>. 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

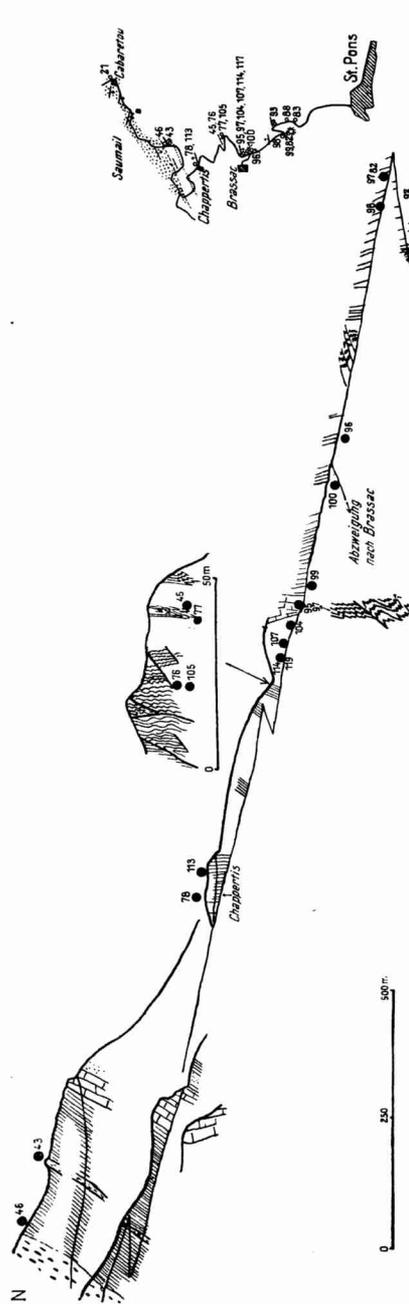


Abb. 11. Schematisches Profil durch den Südrand des Gneises nördlich St. Pons. Die schwarzen Punkte entsprechen den Entnahmestellen der Handstücke. Die Nummern beziehen sich auf die nummerierten Beschreibungen der Gesteine von F. ANGEL im 4. Teil dieser Arbeit.

- [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 gleichmäßig körnigem Paragneis.  
 [77]. Dunkle Zweiglimmerschiefer.  
 [114]. Granatphyllit.  
 [119]. 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.

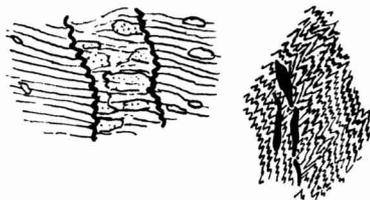


Abb. 12. Kleintektonik nördlich St. Pons.

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 spätorogenen<sup>19)</sup> Granittyp angehören. In vielen Bildern kann man immer wieder die gegenseitige Durchdringung der verschiedenen Gesteine erkennen (Abb. 13).

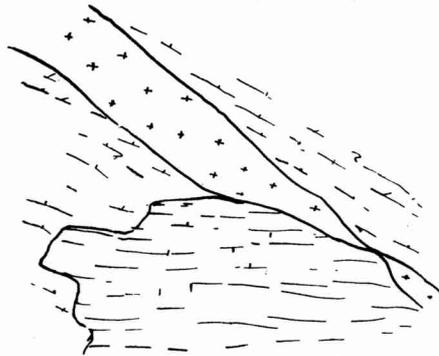


Abb. 13. Beispiel für die Injektionen innerhalb der Kristallinen Zentralzone in der Gorge d'Héric.

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  $30^\circ$  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  $60^\circ$  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 Hérípian.

Die Fortsetzung des vorigen Profiles finden wir südlich von Hérípian. Hinter einem Tunnel erreicht die Eisenbahn das Tal, in welchem die Straße von Hérípian 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 wird<sup>20)</sup>.

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,

<sup>20)</sup> 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-

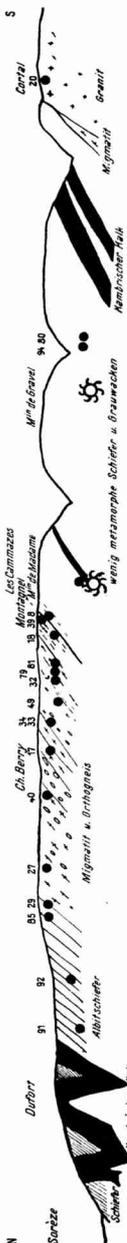


Abb. 14. Sammelprofil vom Nordrand der Zentralzone bei Cammazes und Sorèze.

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.
- [49]: 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-

geschaltet<sup>21)</sup>. 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 paläozoisch<sup>22)</sup>. 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 Profiles 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

<sup>22)</sup> 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 vorpaläozoische 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 Castelnauary 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 Gruppe<sup>23)</sup>.

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.

zusammengedrückt 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-

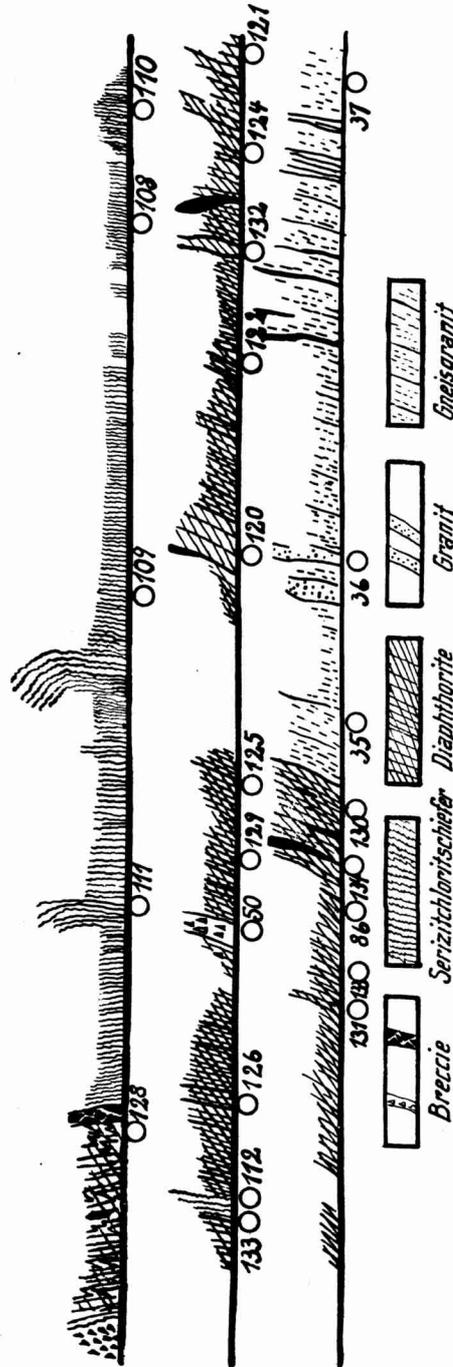


Abb. 16. Südrand des Gneises von Salmiech an der Straße von Cassagnes-Bégonhes nach Réquista südlich des Glandou.

Die Kreise geben die Entnahmestellen der Handstücke an.

- [37]: Wolkig 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]: Ebenschietriger 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]<sup>24)</sup>:

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  $\alpha$  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	Splittrige, 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 vermuteten<sup>25)</sup>.

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 verschoben<sup>26)</sup>.

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 parautochthone<sup>27)</sup> 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 Héroult-Zone zwischen Llandeilo und Unterdevon zu gewissen Faltungen, die aber nur örtlich stärkeres Ausmaß erreichen und sich im all-

<sup>27)</sup> 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.

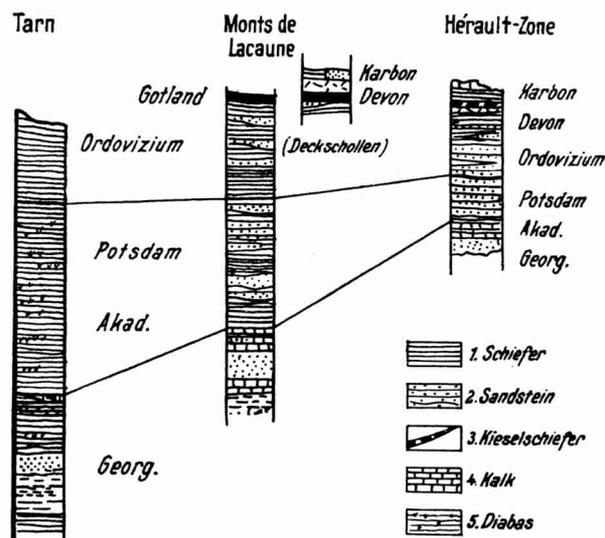


Abb. 17. Die Faziesausbildung im Paläozoikum des Rouergue und der Montagne Noire.

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 zeigt<sup>28)</sup>. 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 Einmündungen 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.

---