

Werk

Titel: Strategie und Paläogeographie

Jahr: 1934

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1934_0010|log9

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

ASTRE'schen Vorstellungen (1924, 1925) eines großen Deckenschubes von Süden, vom Ebrobecken her. So war bisher eine einheitliche Auffassung vom Bau der Ostpyrenäen nicht erreicht worden.

3. Die Frage der regionalen Stellung der Ostpyrenäen.

Hochbedeutsam ist ferner die Frage der Stellung der Ostpyrenäen im alpinen Orogen. Wenn man nach H. STILLE (1926) eine direkte Verbindung der Südpynäen mit den Balearen annimmt, dann mußte sich im Osten der Südpynäen wohl schon ein Umbiegen der Faltenzüge in Richtung auf die Balearen zeigen; aber bisher fehlten die erforderlichen Beobachtungen auf dem Festlande, während in den Nordpyrenäen ein Einbiegen der Ketten in die nordöstlich gerichteten Strukturelemente der Corbières seit BERTRAND (1911) allgemein anerkannt ist.

Ich bin Herrn Prof. Dr. H. STILLE zu herzlichstem Danke verpflichtet für die Anregung zur Verfolgung dieser Probleme und für seine stete Förderung meiner Arbeiten. Ebenfalls möchte ich Herrn Privatdozenten Dr. F. LOTZE für wertvolle Ratschläge bei den Felduntersuchungen und Abfassung der vorliegenden Arbeit bestens danken.

Der ADOLF VON KOENEN-Gedächtnisstiftung zu Göttingen habe ich für die finanzielle Ermöglichung meines 10 monatigen Aufenthaltes in den katalanischen Pyrenäen in den Jahren 1931 und 1932 herzlichen Dank zu sagen.

Technische Schwierigkeiten zu überwinden half mir in der lebenswürdigsten Weise Herr SUPRIAN vom Centro de estudios alemanes in Barcelona. Ein aufrichtiges Bedürfnis ist es mir, auch der allseitig freundlichen Aufnahme durch die katalanische Bevölkerung zu gedenken.

I. Stratigraphie und Paläogeographie.

1. Das variscische Grundgebirge und das Oberkarbon.

Ich beginne mit einer Darlegung der stratigraphischen und paläogeographischen Verhältnisse der am Aufbau der Ostpyrenäen beteiligten Formationen. Dabei berühre ich zwar hier und da auch schon orogene Vorgänge, ohne die die Paläogeographie in (1288)

mancher Hinsicht nicht verständlich wäre, und vor allem lege ich hier schon die Zeitlichkeitsverhältnisse der orogenen Vorgänge fest. Aber in der Hauptsache kommt es mir in dem jetzt beginnenden ersten Hauptkapitel darauf an, die epirogene Entwicklung der ostpyrenäischen Gebiete als die wesentlichste Unterlage für die Erklärung ihres orogenen Baues darzulegen.

In der sehr breiten Axialzone der Ostpyrenäen liegt ein variscischer Faltenrumpf vor, dessen Hauptfaltung in das Oberkarbon fällt. H. SCHMIDT (1932) hat aus der Tatsache, daß dort das Stephan mit deutlichem Basalkonglomerat diskordant auf Älterem liegt (z. B. Surroca, Pla de S. Tirs, Gramos, Montardit), gefolgert, daß die variscische Faltung asturischen Alters gewesen sei. Weiter westlich stellt sich aber im Liegenden des Stephans noch Westfal ein, und dort besteht innerhalb des Oberkarbons völlige Konkordanz. Damit kann zunächst wenigstens in jenen Verbreitungsgebieten des Westfals die variscische Hauptfaltung nicht von asturischem Alter sein, und dasselbe möchte ich nun auch für den östlich anschließenden Raum annehmen, in dem die postvariscische Serie erst mit dem Stephan einsetzt. Hier würde es sich also um eine Faltung sudetischen Alters handeln.

Das Material des Oberkarbons, — Konglomerate, Sandsteine und kohlige Mergel, in die sich Kohlenflöze einschalten, — ist durch Flüsse aus einem nahen Gebirge in Becken mit flachem, moorigem Ufer transportiert worden. Wie H. SCHMIDT gezeigt hat, verzahnen sich die festländischen Ablagerungen am Iza-Paß (Canfranc-Sallent) mit marinen Sedimenten, und in Westaragonien liegt nach ihm sogar rein marines Westfal vor, das Goniatiten führt. Das westlichste der rein festländischen Westfalvorkommen gibt DALLONI von Aguiró an, wo das Oberkarbon nach ihm eine Totalmächtigkeit von 200 m (Tafel 3a, Fig. 1) erreicht. Es ergibt sich somit für die Zeit des Westfals ein in den heutigen Ostpyrenäen befindliches Hochgebiet, das seine Schottermassen in ein westlich liegendes und am Flamisell beginnendes Becken sandte, in dem das Meer auch nach der sudetischen Faltung noch verblieben war.

Während des Stephans dehnte sich dann der Sedimentationsraum auf Kosten dieses Gebirgsrumpfes weiter nach Osten aus (Tafel 3a, Fig. 1 und Abb. 1), wo jedoch nur festländische Ablagerungen in ihm entstanden, während weiter westlich über dem marinen Westfal nach H. SCHMIDT auch noch marines Stephan auftritt. Sicherer Stephan mit kleinen, nicht mehr abbauwürdigen Kohleflözchen weist DALLONI durch Florenbestimmungen südöstlich

von Camprodon nach. Das östlichste Oberkarbonvorkommen fand ich nördlich Viura. Dort liegen auf dem Granit, als Basis der Permotrias, ca. 15 m kohlige Sandsteine und Schiefer. Weiter westlich nimmt die Mächtigkeit zu, so erreicht sie z. B. bei Surroca etwa 80 m. Die von DALLONI in das Oberkarbon gestellten braunen Schiefer von La Salud gehören wegen der in eingeschalteten Kalken gefundenen Korallen (*Cyathophyllum* sp.) in das Silur oder Devon.

Nördlich des Oberkarbons der Zentralpyrenäen finden sich im Massiv von Mouthoumet bei Durban und Ségure ebenfalls kleinere, dem gefalteten Untergrund diskordant anliegende Stephanvorkommen, die bereits auf den französischen Blättern Perpignan und Quillan verzeichnet sind. Das 70—80 m mächtige Unterstephan besteht hier aus kohligen Mergeln mit Kohleflözen, Sandsteinen und Konglomeraten mit bis 15 cm großen Geröllen. In der Mulde von Ségure liegen an der Basis andesitische Porphyritdeckenergüsse und Tuffe. Porphyritische Ergüsse, die sich als horizontbeständige Decken verfolgen lassen, beschreibt auch P. MISCHE von der Basis des Oberkarbons aus den mittleren Pyrenäen zwischen Erill-Castel und Aguiró.

Über das bei der variscischen Faltung auftretende Streichen und die Vergenz läßt sich in den Ostpyrenäen wegen starker späterer Überarbeitung durch die alpidischen Faltungen wenig aussagen. Doch scheint das generelle Streichen nordnordöstlich gewesen zu sein, und diese Richtung, die auch in der epirogenen Entwicklung des Mesozoikums noch in Erscheinung treten wird, will ich als „katalanisch“ bezeichnen.

2. Die Permotrias.

a) Jungvariscische Orogenesen und Vulkanismus.

Die mächtige Serie von Konglomeraten, roten Sandsteinen und Tonen, die sich über dem variscischen Grundgebirge bzw. Oberkarbon findet und von Muschelkalk überlagert wird, bezeichnen die französischen Geologen als Permotrias. Sie umfaßt Perm und Buntsandstein, wie DALLONI durch Florenbestimmungen nachweisen konnte. So fand er bei Gerri in dunklen Schiefen an der Basis des Systems eine typische Unterpermflora und in den hangenden Sandsteinen bei Guils die Charakterpflanze des Buntsandsteins *Equisetites arenaceus* BRONGN.

Aus der Verteilung der Schichten im Liegenden der Permotrias ist zu schließen, daß in den Ostpyrenäen flachwellige Verbiegungen in der Zwischenzeit von Stephan und Permotrias eingetreten sind. Aber irgendwie starke Faltungen saalischen Alters,

(1290)

wie solche aus den Mittelpyrenäen bekannt sind, liegen in den Ostpyrenäen nicht vor, was bereits H. SCHMIDT klargelegt hat.

Die von DALLONI innerhalb der Permotrias angegebene und zur Trennung des permischen und untertriadischen Anteiles der Permotrias benutzte Diskordanz läßt sich am Segre beobachten, wo mit ihr ein Sedimentationswechsel in Form erneuten Auftretens grobklastischen-konglomeratischen Materials zusammenfällt. Die Mächtigkeit des permischen Anteils beträgt hier 400 m, die des Buntsandsteins 300 m. Eine deutliche Winkeldiskordanz zwischen Perm und Buntsandstein im Betrage von 20—30° konnte ich südlich Gavarra beobachten. Das Perm fällt hier mit 60—70° nach Süden ein und besteht im Hangenden aus tonigen Letten mit Einschaltung von dünnen, grauen, tonig-kalkigen Bänkchen. Der Buntsandstein dagegen ist nur mit 40° nach Süden geneigt und beginnt mit einem Konglomerat aus groben Geröllen, über dem eine Wechsellagerung von feinkonglomeratischen Sandsteinen und Letten folgt. Nach der schwachen Orogenese hat also erneut ein stärkerer Geröllabsatz eingesetzt.

In der Mulde von Ségure ist festzustellen, daß der Buntsandstein eine NNO, also katalanisch streichende Stephanmulde diskordant überlagert.

Das Streichen dieser jungpaläozoischen Faltungen (saalische und pfälzische Faltung) folgt also noch der variscischen Richtung.

An der Grenze Karbon—Perm setzte erneut der Vulkanismus ein. Quarzporphyre und Porphyrite erscheinen als mächtige Lagerdecke, und auch Tuffe sind da. Südlich Seo wechsellagern sie nach H. SCHMIDT mit den tieferen Sandsteinbänken der Permotrias. Das Hauptverbreitungsgebiet des altdyadischen Vulkanismus ist gegenüber dem des Oberkarbons weiter nach Osten an den Segre, d. h. schwellenwärts, verlegt¹⁾. Die porphyrische Lagerdecke läßt sich ostwärts bis an den Coll de Pandis verfolgen. Weiter östlich sind noch einige kleinere Porphyrvorkommen bekannt (Ribas, Surroca, Camprodon, Rocabrana), die wohl als lokale Magmaausflüsse zu deuten sind. Die östlichsten bzw. nördlichsten Tuffeinschaltungen an der Basis der Permotrias fand ich bei Castellar de Nuch und Surroca bzw. Amélie-les-Bains. Reste der porphyrischen Lagerdecke treten auch in den östlichen Nordpyre-

1) Die vulkanischen Ergüsse sind also nicht an die am stärksten einsinkenden Beckengebiete gebunden, sondern erfolgten am Rande derselben gegen die alte Masse hin.

näen auf. So stecken nach JACOB (1929) Melaphyre in der tektonisch reduzierten Permotrias zwischen Fontanes und Niort.

Inmitten der Keupermergel der Corbières tauchen Melaphyre und Syenite auf, die nach BARRABÉ (1929) die Keupermergel nicht mehr verändert haben (St. Jean de Barrou, Fitou, Treilles). Der Keuper liegt hier diskordant auf Paläozoikum. Diese Eruptiva können also intraoberkarbonisch oder, was wahrscheinlicher ist, permisch sein. Die bei Fitou und Treilles nach BARRABÉ Aegirin führenden Nephelinsyenite zeigen den atlantischen Charakter dieser Eruptiva an.

Demgegenüber besitzen die im engeren Pyrenäengebiet auftretenden Quarzporphyre und Porphyrite pazifischen Charakter. Er zeigt uns, zusammen mit dem Auftreten der katalanischen Richtung bei den jüngstvariscischen Orogenesen, daß wir die ins Ende des Paläozoikums fallenden orogenen Ereignisse als das letzte Ausklingen der variscischen alpinotypen Faltungsära anzusehen haben.

b) Die Trogausbildungen der Permotrias.

Über die Ausbildung des Sedimentationstrogos der Permotrias gibt das Mächtigkeitskärtchen (Tafel 3a, Fig. 2 u. Abb. 1) Auskunft. Die größte Mächtigkeit herrscht im Gebiet zwischen Pallaresa und Flamisell, wo MISCHE sie mit 1000 m angibt. Nach Osten zu tritt eine allmähliche Mächtigkeitsabnahme ein. Am Segre beträgt sie noch 700 m, bei Castellar de Nuch 550 m, westlich Surroca 300 m, bei Rocabrana 150 m und am östlichsten Vorkommen bei Masarach nur noch 45 m.

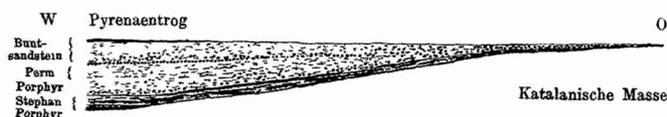


Abb. 1. Oberkarbon und Permotrias in den Ostpyrenäen.

Maßstab 1 : 1500 000, 20× überhöht

Die Signaturen für Abb. 1 und weitere Abbildungen sind bei Abb. 9 erläutert.

Andererseits läßt die Mächtigkeitsabnahme nach Norden einen deutlichen Beckenrand gegen die zentralfranzösische Masse erkennen (Abb. 2). So sind unter dem Garumnium bei Mas Gavarra (östlich Coustoges) noch 50 m Permotrias erhalten geblieben, und die ursprüngliche Mächtigkeit muß noch größer gewesen sein. Nördlich davon finden sich in der Mulde von Amélie-les-Bains im (1292)

Liegenden des Muschelkalkes aber nur 30 m dickbankige, feste Sandsteine mit Geröllen, und nordwestlich Tuchan besitzt die Permotrias, hier wohl lediglich den Buntsandstein vertretend, nur noch 15 m Mächtigkeit. Sie besteht aus roten Letten mit Sandsteinen, Quarziten und Konglomeraten und war als „Fazies von Tuchan“ von DUBAR (1925) ins Rät gestellt worden. Aber bereits BARRABE (1930) ordnete sie der tieferen Trias zu. Endlich liegen im Norden bei Durban mit ganz schwacher Diskordanz 6 m Konglomerate und Letten auf dem fossilführenden Stephan. Weiter östlich fehlt auf der Linie St. Jean de Barrou-Fitou die Permotrias ganz, und der Keuper lagert dem Paläozoikum diskordant auf. Zwischen Niort und Fontanes mag die Buntsandsteinmächtigkeit, die tektonisch meist stärker reduziert ist, 20 m betragen. Östlich Albières finden sich schließlich unter den Keuperdolomiten noch 0,5 m rote tonige Letten. Der Beckenrand gegen das Zentralplateau verläuft also zwischen Durban und St. Jean de Barrou, durch Mouthonmet und nördlich Niort.

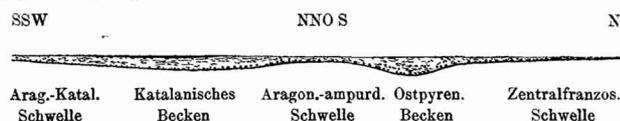


Abb. 2. Beckengliederung der Permotrias im östlichen Pyrenäengebiet.

Langenmaßstab 1 : 1 500 000, 20 × überhoht.

Über den Südrand des Pyrenäenbeckens der permotriadischen Zeit läßt sich mangels Vorkommen tieferer Trias nichts aussagen. Doch nicht allzuweit südlich der Pyrenäen mag sich im heutigen Raume des Ebrobeckens die Aragonische Masse eingestellt haben, deren Südrand sich nach RICHTER & TEICHMÜLLER (1933) im Keltiberikum durch die Abnahme der Buntsandsteinmächtigkeit und Zunahme des Konglomeratgehaltes nach Norden, gegen den Ebro hin, zu erkennen gibt.

Erst in Katalonien tritt die Trias wieder in weiter Verbreitung auf. Dort findet sich die größte Mächtigkeit (265 m) mit vorherrschend toniger Fazies bei Olesa, das Zentrum des Beckens andeutend. Nach Südosten, entlang dem Llobregat, nehmen, wie RICHTER & TEICHMÜLLER in einem Faziesprofil gezeigt haben, die Mächtigkeit ab und der Konglomeratgehalt zu, und hieraus schlossen sie auf eine heute im Meer gelegene Katalanische Masse. Es ist dies eine Fortsetzung des sich, wie gezeigt, auch östlich der Py-

renäen ergebenden sedimentliefernden Hochgebiets. Weiter östlich lag erneut ein Trog, in dem es auf den Balearen nach HOLLISTER zur Ablagerung von 550 m Buntsandstein gekommen ist. Das Schwellengebiet setzt sich nach Norden durch die östlichen Corbières, in denen überall Keuper diskordant dem Paläozoikum auflagert, bis zum Französischen Zentralplateau fort. Nach Osten folgte das wieder tiefere Trias enthaltende Becken der Provence, das wohl mit der balearischen Beckenregion zusammenhing. Sein Westrand verlief zwischen Gabian (nördlich Béziers), wo die Permtrias nach BLAYAC (1928) noch 75 m Mächtigkeit besitzt, und St. Chinian, wo Keuper unter Ausfall des Buntsandsteins und auch des Muschelkalks dem Paläozoikum aufliegt.

Im Innern des Zentralplateaus bildete sich im Gebiet der Causses ebenfalls ein Becken aus, in dem Perm und Untere Trias abgelagert wurden. Das Perm besitzt dort 300—400 m Mächtigkeit und besteht aus glimmerhaltigen Sandsteinen nebst roten und grünen Schiefern. Der 60—80 m mächtige Buntsandstein ist mürbe und enthält Gerölle.

Wie in Keltiberien, so verrät sich auch in Katalonien eine Aragonische Masse durch die Mächtigkeitsabnahme und Konglomeratzunahme des Buntsandsteins südwestwärts gegen den Ebro hin. Doch auch nach Nordosten nimmt die Buntsandsteinmächtigkeit in der Katalanischen Innenkette ab, wie Abb. 2 veranschaulicht. Stärkere Geröllschüttung, wie im Profil von Aiguafreda, deutet darauf hin, daß nördlich des Montsenygebirges ein Sporn — Schwelle des Ampurdan — von dem östlichen Hochgebiet vorsprang.

Er mag zeitweise mit der Aragonischen Masse in Zusammenhang gestanden und so den pyrenäischen und katalanischen Trog getrennt haben. Deutlich erkennbar ist dieses im Röt. Bereits RICHTER & TEICHMÜLLER haben gezeigt, daß dieser im Keltiberikum in etwas gipsführender Entwicklung an die Beckenzonen gebunden ist, und so tritt auch in den Ostpyrenäen kein Röt auf, vielmehr stellt es sich erst in den mittleren Südpynäen im Gebiet des alten Oberkarbon-Beckens ein. Hier besteht er im Osten nach MIRSCH aus geringmächtigen dunkelgrauen bis schwärzlichen Schiefer-tonen, in deren hangendem Teil sich gelbe, dolomitische, z. T. zellige Mergel einschalten. Bei Pont de Suert besitzt er 20 m Mächtigkeit und hier enthält er Gipse. Weiter nach Westen nimmt die Mächtigkeit nach SELZER noch stärker zu.

Auch in Katalonien nimmt die Mächtigkeit des Röts nach Norden hin, d. h. gegen die aragonisch-ampurdanische Schwellen-

(1294)

region (Abb. 2), ab. Er besteht zwischen Olesa und Caldas aus 25 m roten und grünen Tonen mit Gipsen, und bei Aiguafreda finden sich nur noch 10 m bunte Mergel mit braunen Dolomiten und Gipsresiduen.

c) Posthumität und Reneganz bei der Anlage
des Pyrenäentroges.

Im variscischen Unterbau der Ostpyrenäen äußert sich ein „katalanisches“ Streichen, das auch noch die epirogene Geschichte des Oberkarbons beherrschte. Ebenfalls verliefen die orogenen Akte saalischen Alters noch posthum zum katalanischen Streichen (Mulde von Ségure). Reneganz hierzu legte sich erstmalig in der Permotrias ein Pyrenäentrog mit ost-westlichem („pyrenäischem“) Streichen an. Sehen wir doch, daß der Nordrand dieses Troges im Gebiet von Mouthoumet etwa senkrecht zu den Linien gleicher Mächtigkeit des Oberkarbons verläuft (Tafel 3a). Im Süden des Pyrenäentroges entsteht, gleichfalls pyrenäisch gerichtet, ein aragonisch-ampurdanisches Schwellengebiet. Demgegenüber weisen das Katalanische Becken und die Katalanische Masse in der Permotrias noch die katalanische Richtung auf.

Mit dem Einsetzen der reneganz Richtung fällt auch eine Änderung der Sedimentationsbedingungen zusammen. Das Oberkarbon war noch in einem weiten Becken abgelagert worden, das sich flach vor einem östlich liegenden Hochgebiete erstreckte. Dagegen wurde während der Permotrias der Schutt der Hochgebiete in eine schmale, schnell sich senkende interkontinentale Wanne verfrachtet. Jetzt liegt ein labileres Gebiet zwischen zwei stabileren Einheiten, und dieses hat seine Senkungstendenz während des Mesozoikums bewahrt.

3. Der Muschelkalk

(vergl. Taf. 3 a, Fig. 3).

In die schon im Buntsandstein ausgebildeten Becken dringt das Meer in der Muschelkalkzeit ein. Rein marine Verhältnisse liegen in Katalonien vor. Die Gleichheit der Ausbildung wie auf den Balearen läßt annehmen, daß die Katalanische Masse jetzt überflutet ist, worauf ja auch bereits RICHTER & TEICHMÜLLER aufmerksam gemacht haben. Der Muschelkalk besteht in Katalonien in der Hauptsache aus mächtigen, dickbankigen Kalken und Dolomiten, und eine Fauna erlaubt hier, wie auf den Balearen, eine zeitliche Gliederung. *Ceratites antecedens* und *Mentzelia mentzeli* sind in dem hangenden Teil der Basalkalke von Olesa gefunden

(1295)

und sprechen für ein anisches Alter derselben, während die dünn-schichtigen höheren Partien eine ladinische Fauna geliefert haben. In Katalonien nimmt die Mächtigkeit des Muschelkalkes nach Norden hin ab. Bei Olesa und La Palma beträgt sie noch 90 m, zwischen Olesa und La Garriga 60 m und östlich Aiguafreda nur noch 40—50 m. Die Ausbildung bleibt dabei die gleiche, nur werden die Kalke östlich La Garriga besonders reich an Hornsteinknollen. Diese Mächtigkeitsabnahme entspricht derjenigen der Buntsandsteinzeit, und so mag auch während der Muschelkalkzeit die Schwelle des Ampurdan noch vorhanden gewesen sein.

Der Rand des Pyrenäenbeckens gegen das Französische Zentral-plateau hat sich im Vergleich zur Buntsandsteinzeit etwas nach Süden verlegt. Denn es fehlt der Muschelkalk südwestlich Tuchan, wo auf dem Buntsandstein direkt der Keuper folgt.

Im Pyrenäengebiet tritt der Muschelkalk in wechselnder Ausbildung auf. Im Osten liegt ein Gebiet mit rein germanisch dreigeteiltem Muschelkalk vor, und hier finden sich auch, eine vorübergehende Regression andeutend, Gipse im Mittleren Muschelkalk, wie es das Profil von Masarach zeigt:

Hangendes: Keuper.

5 m helle, graue Kalkschiefer

10 m dünngebankte Kalke mit Fucoiden

30 m dolomitische Mergel mit Zellendolomiten und Gipsresiduen

25 m schlecht gebankte bis massige Kalke.

Liegendes: Buntsandstein.

In den mittleren Südpirenäen besitzt der Muschelkalk nach MISCHE eine Mächtigkeit von 50—60 m. Er besteht hier aus bräunlich-grauen, dolomitischen Plattenkalken und kompakten, grauen, dolomitischen Kalken. Die Gipse fehlen. Diese gleichbleibend marine Entwicklung und das Auftreten der auch in Katalonien vorhandenen *Mentzelia mentzeli* bei Foradada am Segre (DALLONI) deuten darauf hin, daß während der Muschelkalkzeit eine Verbindung von den mittleren Pyrenäen zum Katalanischen Becken bestanden hat, also Gebietsteile überflutet waren, die zur Buntsandsteinzeit noch zur aragonisch-ampurdanischen Schwellenregion gehört hatten.

Zwischen Segre und Ter besteht der Muschelkalk in nur 15—30 m Mächtigkeit aus Fucoidenkalken, in die schwarze kohlige Schiefer und Mergel eingeschaltet sind. Das zeigt z. B. das Profil von Pedra südwestlich Puigcerda:

Hangendes: Keuper.

15 m Kalke mit Fucoiden und *Rhizocorallium*

4 m schwarze tonige Kalke und Schiefer

4,5 m rote und grüne Letten mit hellen, tonigen Kalken und Sanden

1 m sandiger Kalk

Liegendes: Buntsandstein.

Südlich Greixa besitzt der Muschelkalk nur noch 15 m Mächtigkeit.

Weiter gen Westen nimmt in Aragonien die Mächtigkeit des Muschelkalkes ab. So gibt SELZER aus den Sierren 40 m sandigen Muschelkalk an. Nördlich hiervon ist in den Nordpyrenäen der Rand gegen das Französische Zentralplateau in dem Gebiet zwischen Montrejeau und Laruns am Fehlen des Muschelkalks zu erkennen. Dort liegt nach P. VIENNOT (1927) der Keuper direkt auf dem Buntsandstein. Westlich dieser vom Zentralplateau vorspringenden Schwelle tritt nach VIENNOT auch in den Nordpyrenäen westlich der Saison erneut kalkiger Muschelkalk mit *Lingula* sp. auf. Hier deutet sich ein westlich liegendes Becken an.

Östlich des Zentralplateaus erstreckte sich zur Muschelkalkzeit das Becken der Provence. Hier ist der Muschelkalk 80 m mächtig und rein kalkig mit reicher Ceratiten- und Muschelfauna ausgebildet. Eine Randfazies gegen das Zentralplateau ist in den geringmächtigen dolomitischen Zellenkalken am Fuße der Cevennen bei Néfiez angedeutet. Bei Gabians nördlich Béziers ist der dort 15 m mächtige Muschelkalk nach BLAYAC (1928) dolomitisch und sandig entwickelt, und weiter westlich bei St. Chinian fehlt er bereits. Die Beckengrenze verlief also zwischen Béziers und St. Chinian.

Die Sedimente des Muschelkalkes sind somit aufzufassen als Ablagerungen eines der Zentralfranzösischen Masse vorgelagerten Schelfgebietes, in dem Fazies und Sedimentmächtigkeit die Unterscheidung von Spezialbecken und Spezialschwellen erlauben. Dabei ist aber ein Pyrenäenbecken als besondere Einheit nicht zu erkennen.

4. Der Keuper

(vgl. Taf. 3 a, Fig. 4).

Der Keuper ist in den Ostpyrenäen in der schon aus den angrenzenden Gebieten beschriebenen lagunären Ausbildung durch bunte Mergel mit Gips und kavernöse Dolomite vertreten. Wie in anderen Gebieten, z. B. im Keltiberikum, so geht auch im Pyrenäengebiet der Keuper über das Becken der Muschelkalkzeit hinaus, wobei er im Randgebiete des Zentralplateaus auf Buntsandstein und Paläozoikum übergreift (Tafel 3 a, Fig. 4). Dort liegen an der Basis grobklastische Bildungen, bestehend aus paläozoischem Material und aufgearbeitetem Buntsandstein. Solche zeigt z. B. das Profil nordöstlich Tuchan :

(1297)

Hangendes:

- 16 m dickbankige graue Kalke mit Fucoiden und Hornsteinknollen. In der Nachbarschaft fand BARRABÉ in ihnen *Avicula contorta*.
- 18 m Zellendolomite mit Gipsresiduen
- 6 m braune Dolomite mit Quarz, paläozoischen und bis 2 cm großen, gebleichten Buntsandsteingeröllen und kleinen Gipsknauern.
- 2 m Basalbrekzie mit dolomitischem Zement, bestehend aus bis 2 cm großen scharfkantigen paläozoischen Brocken.

Liegendes: Quarzsandsteine, Konglomerate und rote Letten des Buntsandsteins.

Östlich Albières konnte ich an der Landstraße nach Mouthoumet folgendes Profil aufnehmen:

Hangendes: transgredierende Oberkreide.

2 m graue Mergel mit Gips

3,5 m massige braune Dolomite mit Hornsteinschnuren, die bis 5 cm mächtig sind

0,5 m rote Letten.

Liegendes: Paläozoikum.

Die tiefsten roten Letten des Profils gehören wohl dem Buntsandstein an. Sie keilen sehr bald nach Norden aus, d. h. es greift der Keuper über den Trogrand der Buntsandsteinzeit gegen das Vorland vor.

Die dolomitischen Kalke und Dolomite mit Hornsteinknollen treten auch sonst in den Randzonen des Keuperbeckens auf, so bei Durban und St. Jean de Barrou, wo der Keuper auf Paläozoikum übergreift.

Auch der südöstliche Vorsprung der Zentralfranzösischen Masse, der noch in den Corbières während der Muschelkalkzeit das Provençalische Becken von den Ostpyrenäen getrennt hatte, wird in den Sedimentationsbereich des Keupers einbezogen.

Im Norden der Ostcorbières stellt sich eine klastische Randfazies des Keupers ein, indem in braunen kavernösen Dolomiten bei St. Jean de Barrou bis 10 cm große Gerölle von Quarz und anderem paläozoischen Material auftreten. Ebenso macht sich eine Einengung des Zentralplateaus im Osten vom Provençalischen Becken her geltend.

In den Corbières und in Katalonien ist der Keuper als bunte Mergel mit Dolomiten und Gips ausgebildet, und in den Südpirenen ist der hangendste Teil im Liegenden der Carniolas in 15–20 m Mächtigkeit häufig als graue dolomitische Steinmergel entwickelt, so bei Pont de Molins, Vinra, Carbonils. Bei Amélieles-Bains treten im Hangenden des bunten Keupers 10 m gelbe Dolomite mit Quarzkristallen auf.

Eine Gliederung des Sedimentationsraumes des Keupers in Becken und Schwellen ist nicht durch Mächtigkeitsschwankungen, (1298)

sondern höchstens in der Verteilung der Ophite angedeutet, die sich am Ende der Trias in flach linsenförmigen Decken ausgebreitet haben. Nach den petrographischen Untersuchungen VIENNOT's handelt es sich um Dolerite, die hauptsächlich aus einem stark Mg-haltigen Augit und einem zwischen Andesin und Labrador stehenden Plagioklas bestehen und daneben meist noch ein wenig Olivin enthalten. Wie das paläogeographische Kärtchen (Taf. 3a, Fig. 4) zeigt, kann man nun eine Häufung der Ophite in dem bereits in der Permotrias ausgebildeten südpynäischen Trog erkennen. Aber auch in den Nordpyrenäen, wo bisher das Randgebiet des Beckens gegen das Zentralplateau gelegen hat, fehlen die Ophite nicht, ja sie treten sogar in großer Verbreitung in den Corbières auf, die doch erst während des Keupers in den Sedimentationsraum einbezogen sind.

So tritt vielleicht in der Ophitverbreitung zum ersten Male der Raum des späteren pyrenäischen Großtroges in Erscheinung. Dabei findet sich also der Vulkanismus der Keuperzeit, wie derjenige des Oberkarbon und Perm, auch in den schwellennahen Beckenzonen. Demgegenüber sind in Keltiberien die Ophite nach den Untersuchungen von RICHTER & TEICHMÜLLER nur an die Becken mit der größten Sedimentmächtigkeit gebunden, fehlen aber dort auf den Spezialschwellen und in den randlichen Gebieten der Becken. Auch in Katalonien fehlen die Ophite, obwohl dort vorher nicht etwa ein Hochgebiet bestanden hat, sondern, wie das Auftreten des Röts und die größere Mächtigkeit und die Fazies des Muschelkalks und Keupers anzeigen, ein im Vergleich zu den Ostpyrenäen stärker gesunkener Raum.

5. Rät und Jura.

Nach der Zeit des bunten Keupers dringt im Rät das Meer erneut in das Pyrenäenbecken ein, und es kommt zur Ablagerung der als Carniolas bezeichneten kalkig-dolomitischen Serie. Fossilien sind in ihr spärlich; immerhin ist in den Ostpyrenäen Rät durch *Avicula contorta* und in den westlichen Gebieten mit reiner mariner Entwicklung der Untere Lias durch Ammoniten belegt.

In den mittleren Pyrenäen herrschten während der Carniolaszeit noch brackische Verhältnisse. Es wurden Dolomite und Rauchwacken abgelagert und nach Misch in den mittleren Südpynäen bei Camarasa sogar Gipse innerhalb der dolomitisch-kalkigen Schichtfolge. Nach Osten folgt eine reiner marine Ausbildung, und weitgehend treten Kalke an die Stelle der Dolomite. In den liegenden Kalken tritt *Avicula contorta* auf; in den Südpynäen hat sie

ASTRE erstmalig von Pobra de Lillet angegeben, und ich selbst konnte sie jetzt in dünnbankigen Kalken im Hangenden des Keupers südöstlich Mas Paradella (Decke des Grillera), ferner in der Gegend von Viura unterhalb Mas Aloy, bei Pont de Molins und östlich Cistiella nachweisen. In hangenden, bereits dem Unteren Lias zuzurechnenden, porzellanartigen Kalken der Carniolas fand ich bei Figueras Korallen.

L. BERTRAND hat bereits darauf aufmerksam gemacht, daß in den Nordpyrenäen die marinen kalkigen Ablagerungen des Ostens nur bis zum Ariège reichen und weiter westlich durch brackische Dolomite vertreten werden.

Gegen das Zentralplateau stellt sich eine Randfazies ein. So beschreibt DUBAE aus der Gegend von Boutenac und Bizanet von der Basis der Carniolas sandige Dolomite und grobe Sandsteine mit gerundeten Quarzen. Dagegen enthalten die dolomitischen Kalke der Carniolas bei San Paul de Fenouillet keinen Sandgehalt mehr, wohl ein Zeichen, daß das nördliche Festland hier weiter entfernt lag. Auch nach Osten hat das Zentralplateau während der Carniolaszeit klastisches Material geliefert. Dieses ist ersichtlich in dem Profil am Bach von Canals bei Bédarioux, das bereits NICKLÈS 1899 mitgeteilt hat:

Hangendes: mergelige Kalke und Mergel mit Ammoniten des Mittleren Lias

20 m Dolomit mit faustgroßen Kieselsäurekonkretionen, mergelige Kalke mit *Spiriferina*, *Ostrea*, *Pentacrinus*

20 m dünnbankige, mergelige dolomitische Kalke mit Pflanzenabdrucken und Cyrenen

40 m Sandsteine

1,5 m Konglomerate aus Quarz- und Kieselschiefer-Gerollen mit *Avicula contorta* und Fischschüppchen

8 m Mergel und Dolomite

Liegendes: bunte Keupermergel.

Im Norden dieses Schwellengebietes tritt am Südrande des Beckens der Causses nach den Erläuterungen zu Blatt Bédarioux ebenfalls ein sandiges Rät mit *A. contorta* und Fischschüppchen auf, während in den zentralen Teilen des Beckens auf Blatt le Vigan das Rät wieder kalkig ausgebildet ist. Eine sich durch Sandschüttung nach Süden, Osten und Norden äußernde „Schwelle von Carcassonne“ trennte somit während der Carniolaszeit das Becken der Causses von dem Pyrenäenbecken.

In den Nordpyrenäen schalten sich zwischen Rimont und la Bastide de Serron nach DUBAE ophitische Tuffe in den Carniolas ein. Die Ophiteruptionen der Keuperzeit hatten also im Rät noch schwache Nachzügler.

(1900)

Die am reinsten marine, nämlich dolomitfreie kalkige Entwicklung der Carniolas findet sich in großer Mächtigkeit (250 m) im Provençalischen Becken. Hier sind Rät und Unterer Lias faunistisch belegt. Von dort erstreckte sich das Meer nach Osten in das Becken der Causses (150—180 m) und durch das Becken der Corbières (150 m) in den östlichen Teil des Pyrenäenbeckens (120 m). Nach Süden erfolgt mit wachsender Entfernung von dem Provençalischen Becken Abnahme der Mächtigkeit der Carniolas unter Zunahme des Dolomitgehaltes. So beträgt die Mächtigkeit in den östlichen Südpynäen, wo Kalke mit *Avicula contorta* eingeschaltet sind, noch 100 m, bei Torroella rund 90 m bei rein dolomitischer Fazies, im südlichen Katalonien 80—60 m, hier, wie nach HOLLISTER auch auf den Balearen, in gleichfalls dolomitischer Ausbildung. Zum ersten Male tritt jetzt, verbunden mit dem Provençalischen Becken, ein eigentliches ostpyrenäisches Becken auf. Im Süden ist ihm ein katalanisches Hochgebiet mit geringerer Mächtigkeit und dolomitischer Entwicklung der Carniolas vorgelagert, im Norden ein Ausläufer des Zentralplateaus, die Schwelle von Carcassonne.

Die Carniolas gehen in die fossilführenden dunklen Mergel und Kalke des Mittleren und Oberen Lias allmählich über. Deren Mächtigkeit beträgt im östlichen Pyrenäengebiet rund 40 m, und hier führen sie viel Ammoniten. Ein ammonitenführendes Aalénien konnte ich bei Figueras durch den Fund von

Dumortieria striatula-costata QU.

„ cf. *levesquei* QU.

Grammoceras (Pleidellia) aalenense ZIET.

in eisenreichen sandigen Kalken nachweisen.

Die Mächtigkeit des Mittleren und Oberen Lias beträgt südlich Narbonne 50—60 m und verringert sich im Pyrenäenbecken gen Westen (Aude-Ariège) auf 30—20 m. In den nördlichen Pyrenäen findet, wie DUBAR gezeigt, eine Verarmung der Faunen gen Westen in der Weise statt, daß westlich des Aude im Oberen Lias keine Ammoniten mehr auftreten. Eine mergelig-sandige Entwicklung des Aalénien mit *Gryphaea sublobata* ist westwärts nur bis Tuchan verbreitet, fehlt aber bereits zwischen Paderne und dem Aude. Hierin äußert sich die Schwelle von Carcassonne. Diese wird ebenfalls kenntlich in der Abnahme der Mächtigkeit im Becken der Causses gegen Süden. Nach den Erläuterungen zu Blatt St. Afrique besitzen der Mittlere und Obere Lias im Norden eine Mächtigkeit von ca. 100 m. Diese verringert sich südwärts stark.

Im Aalénien begann im Pyrenäenbecken eine Regression. Die reine Ammonitenfazies ist auf den äußersten Osten beschränkt.

Während des Doggers steht das Pyrenäenbecken mit dem Meere des Ostens nicht mehr in offener Verbindung, und so kommt es in dem schlecht durchlüfteten Wasser zur Ausscheidung von schwarzen, sehr bitumenreichen Dolomiten, die nach der herrschenden Meinung Bajocien und Bathonien vertreten. Da diese Schichten keine Fossilien enthalten, ist ihre sichere Altersbestimmung nicht möglich, und es besteht die Möglichkeit, daß sie auch noch jüngere Jura-horizonte enthalten. Doch konnte ROMAN weiter westlich auf Blatt Montpellier im Hangenden ähnlicher Dolomite Callovien durch Ammoniten belegen. Im Nordpyrenäengebiet erreichen die Dolomite bei Foix ca. 50 m, in den mittleren Südpynäen nach Misch bis mehrere hundert Meter Mächtigkeit. Gegen Osten gibt sich deutlich ein etwas mariner Einschlag zu erkennen. So schalten sich am Segre bei la Reula Kalke in die Dolomite ein, wie folgendes Profil zeigt:

Hangendes: Urgonkalk
 20 m dunkle Dolomite
 8 m Kalke, im Liegenden bituminos
 2 m Dolomite
 3 m Kalk
 6 m Dolomit
 5 m Kalk
 18 m Dolomit
 Liegendes: Oberer Lias.

Noch weiter südöstlich ist der Jura an der Küste bei Montgry durchgehend kalkig ausgebildet. Er führt hier Brachiopoden und Muscheln.

Im Becken der Causses liegt der Dogger wie in Keltiberien und Südkatalonien in rein mariner Ausbildung vor. Das führt zu der Annahme, daß das Pyrenäenbecken mit seiner brackischen Entwicklung im Norden durch die Schwelle von Carcassonne und im Süden durch die Schwelle des Ampurdan von den Becken mit der rein marinen Ausbildung weitgehend abgetrennt war.

Mit den in den Dogger gestellten schwarzen Dolomiten ist in den östlichen Pyrenäen die Schichtfolge des Jura beendet. Erst in den mittleren Südpynäen finden sich auch jüngere Juraablagungen. Zu ihnen gehören in der Sierra del Montsech im Hangenden der Doggerdolomite 100 m massige helle Kalke, denen dünne plattige lithographische Süßwasserkalke mit reicher Fauna und Flora folgen, die DALLONI ins Portland stellt. Dagegen dauerte im provençalisch-balearischen Becken, im Becken der Causses und im keltiberisch-südkatalanischen Becken die marine Sedimentation

im Oberen Jura an. Diese Becken umrahmten im Norden, Osten und Süden ein Hochgebiet, das von der Schwelle von Carcassonne bis zur Schwelle des Ampurdan reichte. Die Schwelle des Ampurdan setzte sich in das Aragonische Hochgebiet fort, das seinen Einfluß nach RICHTER & TEICHMÜLLER auch im Keltiberischen Becken zu erkennen gibt. So liegen bei Arnedillo im nordwestlichen Keltiberikum an der Basis des transgredierenden Portlands Kalksandsteine mit nußgroßen Quarzen, die auf eine Schüttung von Nordosten zurückzuführen sind.

Im Jura hat sich also erstmalig ein eigentliches Ostpyrenäenbecken mit mariner Sedimentation ausgebildet, doch ist die Sedimentation in ihm früher beendet worden, als in den umliegenden Becken.

6. Die Unterkreide.

a) Vorkretazische tektonische Bewegungen.

In den Ostpyrenäen war nach Ablagerung des Dogger eine Verlandung eingetreten, und erst in der Unteren Kreide tritt das Meer wieder in das Pyrenäenbecken ein. In der Zwischenzeit waren schwache Erdbewegungen erfolgt, die sich aus dem Wechsel der Unterlage der transgredierenden Unterkreide ergeben. Eine Winkeldiskordanz konnte ich nicht beobachten.

Südlich des Massivs von Mouthoumet findet sich in der Linie Pech de Bugarach-Padern unter dem Urgonkalk die vom Keuper bis zum Dogger reichende Schichtfolge. Das Urgon ist hier rein kalkig entwickelt. Weiter südlich fehlen in der Linie PUILAURENS-ESTAGEL bereits die hangenden Stufen, und so transgrediert der Urgonkalk z. B. bei Estagel auf den Carñiolas. Er besteht hier aus 80 m grobbrekziösen, weißen kristallinen Kalken und führt an der Basis eine 1,5 m mächtige Brekzie, die vorwiegend aus mesozoischen Kalken gebildet wird, daneben aber auch bis 1,5 cm große paläozoische Schiefer- und Quarzitbröckchen enthält. Südlich S. Paul liegt dann an der Chaussee nach Ansignan das Urgon als 50 m mächtige massige Dolomite, die an der Basis eine Brekzie mit 0,5—2 cm großen paläozoischen Geröllen enthalten, unmittelbar dem Paläozoikum auf, und südlich PUILAURENS taucht aus der Unterkreide der paläozoische Sattel von Salvesines auf. Auf seinem Nordflügel finden sich an der Basis der transgredierenden Unterkreide 2—3 cm große paläozoische Gerölle, und am Südflügel des Sattels ist das Basalkonglomerat 5 m mächtig und enthält Gerölle, die bis 5 cm Größe erreichen. In einer noch weiter südlich gele-

genen Zone findet sich zwischen Ansignan und Bélesta rein konglomeratisches Urgon in einigen Mulden zwischen Paläozoikum. Diese Vorkommen wurden erstmalig von CAREZ aufgefunden. Es handelt sich um eine 35 m mächtige Brekzie, die aus bis 1,5 m großen eckigen paläozoischen Quarziten und Kalken besteht, die mit rotem kalgigen Zement verkittet sind.



Abb. 3. Unterlager und paläozoische Geröllführung des Urgon nördlich der Zentralpyrenäischen Schwelle.

Von Nord nach Süd transgrediert also, wie Abb. 3 zeigt, der Urgonkalk auf immer älteren Horizonten, und auch die Geröllführung nimmt von Nord nach Süd zu. Im Süden, im Gebiet der heutigen Axialzone, war also nach Ablagerung der jurassischen Schichten eine Schwelle entstanden, von der das ganze Mesozoikum zu Beginn der Aptzeit bereits abgetragen war. Dieses stellt sich im Süden der Schwelle in den Südpirenäen im Liegenden des Urgonkalkes wieder ein. So liegt der Urgonkalk bei Figueras auf verschiedenen Liasstufen.

Schwache vorkretazische Bewegungen erkennen wir ebenfalls in den Ostcorbières, wo das Urgo-Apt mit einer bis 50 m mächtigen Basalbrekzie aus Liaskalken und Doggerdolomiten auf Oberem Lias und Dogger transgrediert.

Ein festländisches Verwitterungsprodukt der mesozoischen Kalke am Rande der Zentralpyrenäischen Schwelle ist der zwischen Foix und Rimont 8—10 m mächtige, zwischen Dogger und Urgonkalk eingeschaltete Bauxit.

Als Ergebnis vorkretazischer Bewegungen ist also festzustellen, daß im Gebiet der heutigen Axialzone in den Ostpyrenäen erstmalig eine kristalline Schwelle auftrat. Ließen sich Diskordanzen erkennen, so beständen wohl kaum Bedenken, von einer kimmerischen Orogenese zu sprechen. Aber einstweilen bleibt noch die Möglichkeit, daß rein epirogene Bewegungen in der Zeit zwischen Dogger und Urgon die Schwelle geschaffen haben.

Diese tektonischen Vorgänge sind auf den Osten der Pyrenäen beschränkt geblieben, während der Urgonkalk weiter westlich, so bereits östlich von Segre und Ariège, stets auf Dogger liegt. Sie haben den Ostpyrenäen und Corbières eine Sonderstellung gegenüber dem provençalisch-balearischen Becken gegeben, in dem ja wäh-

rend der Wende Jura-Kreide die marine Sedimentation ununterbrochen angedauert hat.

b) Der Pyrenäentrog in der Unterkreide

(vgl. Taf. 3a, Fig. 5).

In dem südlichen Pyrenäenbecken beginnt die marine Sedimentation der Unterkreide mit einer küstennahen Flachwasserfazies, dem Urgon, das nach den reichen Fossilfunden DALLONI's das Untere Apt (Bedoul) vertritt. Mergelige Kalke und Mergel mit Orbitolinen und *Ecogyra aquila* bilden das Obere Apt (Gargas), und hierüber folgt das Alb in ebenfalls mergeliger Ausbildung mit Cephalopoden.

Am Segre sind bei Organa die Urgonkalke 400 m, die Mergel und Mergelkalke des Oberapt-Alb 550 m mächtig. Nach Süden nimmt die Mächtigkeit beträchtlich ab, und am Coscollet ist das Unterapt, vertreten durch unreine Kalke und Kalksandsteine, bereits auf 80 m und das Oberapt-Alb auf 100 m verringert. Den liegenden Partien der Oberapt-Mergel sind bis 3 m mächtige Quarzite und Sandsteine mit kleinen eckigen Quarzen eingeschaltet. In dieser Abnahme der Mächtigkeit und Zunahme des klastischen Materials nach Süden gibt sich die Ampurdanische Schwelle zu erkennen. Sie setzt sich westwärts in der Aragonischen Masse fort, deren Bestehen im Süden der mittleren Pyrenäen Misch bereits daran erkannt hat, daß die Unterkreide, die an der Ribagorzana (Sierra de Aulet) ganz örtlich sogar über 1500 m mächtig ist, nach Süden an Mächtigkeit abnimmt und an der Südseite des Montsech zu Ende geht. Oberapt und Alb sind dort sandig entwickelt und enthalten Lignite.

Auch in östlicher Richtung nimmt in den Südpynäen die Mächtigkeit der Unterkreide ab, und westlich Figueras zeigt sie folgende Ausbildung:

4. 40 m Sandsteine und Kalksandsteine mit Quarzgeröllen, *Ostrea* sp., *Orbitolina subconca*.
3. 20 m mergelige Kalke mit kleinen Quarzen, Foraminiferen, Requienien, Austern.
2. 30 m lamellenartige Kalke mit Austern, Requienien, Rudisten.
1. 120 m harte dickbankige, kristalline Kalke mit Requienien, Toucasien und Orbitolinen.

Die liegenden harten Kalke (1) gehören ins Untere Apt, die mergeligen Zwischenlagen (2 und 3) ins Obere Apt und die hangenden Sandsteine (4) endlich wegen der *Orbitolina subconca* ins Alb. Noch weiter östlich ist an der Küste in der Sierra de Montgry die Unterkreide rein kalkig entwickelt. Es finden sich

hier 220 m Kalke mit Hornsteinknollen, überdeckt von zoogenen Kalken mit Requierien und mergelig-sandigen Kalken mit *Toxaster*. Schon VIDAL hat hier bei Escala und Toroella das Apt durch Fossilfunde belegt.

Die tiefsten geosynklinalen Absenkungen sind also im Südpirenäentrog der Unterkreidezeit in dem Gebiet zwischen Segre und Ribagorzana erfolgt, und dort werden Unterkreide-Mächtigkeiten von über 1000 m erreicht. In den geringen Mächtigkeiten bei vorwiegend kalkiger Entwicklung der Unterkreide bei Figueras und Montgry deutet sich die alte Katalanische Masse an, wie Abb. 4 veranschaulicht.

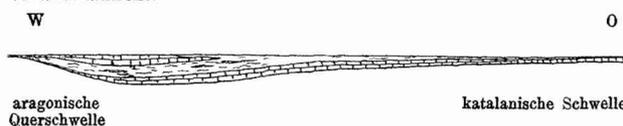


Abb. 4. Längsprofil durch den Südpirenäen-Trog der Unterkreide.
Maßstab 1 : 3 700 000, 20 \times überhöht.

Nach MISCH endet in den mittleren Südpirenäen die Unterkreide nach Westen hin, und dort ist nahe dem Westrande des Beckens auch einmal örtlich eine Mächtigkeitsabnahme des Urgon nach Norden hin zu beobachten. So liegen bei Bonansa auf einem geringmächtigen Urgon 50 m schwarze Mergel mit Korallen, denen 180 m Sandsteine und Orbitolinenkalke mit einem Quarzkonglomerat an der Basis folgen. Daß während der Unterkreide die durch vorkretazische Bewegungen erstmalig gebildete Zentralpyrenäische Schwelle epirogen weiter aufsteigt, ging bereits aus der südwärts zunehmenden Führung paläozoischer Gerölle in den östlichen Norpyrenäen hervor. Diese Schwelle trennte somit einen südlichen und einen nördlichen Pyrenäentrog.

Im Norden des letzteren erkennt man das Hochgebiet des Französischen Zentralplateaus an stärkerer Sandschüttung im Oberapt und Alb. Noch etwas ferner von der Küste ist zwischen Axat und Marsa das Alb 450—500 m mächtig und ganz überwiegend kalkig bis mergelig entwickelt, während Sandsteine fast fehlen. Weiter nördlich dagegen beträgt bei Quillan die Mächtigkeit des Albs 400 m, und neben Mergeln sind mergelige Sandsteine und feine Konglomerate schon reichlich da, während die Kalke ganz zurückgetreten sind. Auch in den östlichen Corbières ist das Alb im Westen stark sandig, und hier beträgt die Mächtigkeit der Unterkreide 600 m. Nach Osten schalten sich in dem

(1306)

östlichen Teil der Mulde von Agly, so in den Bergen von Clape, in den Urgonkalk des Unteren Apt mächtige Mergel ein, den tieferen Teil des Unterkreidetroges andeutend.

Die mergelige Fazies des Oberapt läßt sich westwärts nur bis Montségur verfolgen. In der Zone des Ariège liegen nach BERTRAND die schiefrigen cephalopodenführenden Mergel des Alb direkt auf den kompakten Urgonkalken des Apt.

Die Zone der stärksten geosynklinalen Absenkung verläuft in dem nördlichen Pyrenäentrog erst weiter südlich, nämlich von Aubus über Viedessos, Camurac und Belcaire nach le Clat. Hier werden die größten Mächtigkeiten, nämlich solche von ca. 1000 m, erreicht.

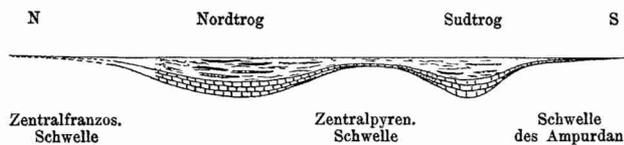


Abb. 5. Das Ostpyrenäische Becken in der Unterkreide.

Maßstab 1 : 1000000, 20 × überhoht.

Wie das Faziesprofil (Abb. 5) und das paläogeographische Kärtchen (Taf. 3a, Fig. 5) veranschaulichen, sind im Ostpyrenäischen Trog der Unterkreidezeit Spezialundationen erfolgt. In dem großen, zwischen dem Zentralplateau und der ampurdanischen Schwelle absinkenden Raum bildet sich eine „Zentralpyrenäische Spezialschwelle“ aus, die sich durch Abnahme der Mächtigkeit der Unterkreide und Schüttung grobklastischen Materials in den Nord- und Südtrog äußert. Der Südtrog wird im Westen nach den Untersuchungen P. Misch's durch eine oberaragonische Querschwelle begrenzt.

Im Osten stellen sich gegen die alte Katalanische Masse geringere Sedimentmächtigkeit und Flachwasserfazies ein.

Das Nordpyrenäische Becken stand durch das Becken der Corbières mit dem provençalischen Becken in Verbindung, von dem her auch das Meer in den Ostpyrenäischen Trog eingedrungen ist. Dort hat die marine Sedimentation an der Wende Jura-Kreide angedauert.

In den Balearen gehen ebenfalls Jura und Unterkreide ineinander über; dort ist durch FALLOT (1922) Valendis durch Fossilien belegt. Im Barrême dringt das Meer auch wieder in das südliche Katalanische Becken ein. Hier ist die Unterkreide von ALMERA untersucht worden. Die im Norden befindliche Schwelle des

Ampurdan, die auf vorkretazische Bewegungen zurückzuführen ist, gibt sich in dem verschiedenen Unterlager der Unterkreide zu erkennen. Denn im Süden ruht bei Taragona die Unterkreide auf Jura, weiter nördlich im Panadés, 350 m mächtig, auf Trias. Nördlich des Llobregat ist keine Unterkreide mehr bekannt.

In den Pyrenäentrog ist also das kretazische Meer zuletzt eingedrungen; und doch erreicht die Unterkreide nirgends in den benachbarten Gebieten eine solche Mächtigkeit wie gerade hier.

7. Die Oberkreide.

a) Die austrische Faltung

(vgl. Taf. 3 a, Fig 6).

Aus den gesamten Pyrenäen ist eine vor Ablagerung der Oberkreide erfolgte Faltung, also eine solche austrischen Alters, bekannt. Winkeldiskordanzen sind im Liegenden der transgredierenden Oberkreide häufig beobachtet worden. Im Ostpyrenäengebiet kennen wir solche aber nicht, und hier ist die austrische Faltung nur in der Verschiedenheit des Unterlagers der Oberkreide zu erkennen.

Auch in dem zentralen Teil der mittleren Südpynäen herrscht noch völlige Konkordanz, und nach Misch geht dort die Oberkreide allmählich aus den Alb-Mergeln hervor. Dagegen liegt nach ihm in den südlichen Sierren, bei Camarasa, die Oberkreide mit einer deutlichen Winkeldiskordanz von 20° auf Trias und Jura. Das Gebiet des lückenlosen Überganges von Alb und Oberkreide dehnt sich ostwärts bis in die Region des Segre aus, während sich noch weiter östlich immer ältere Horizonte im Liegenden der Oberkreide finden. So wird diese bis Tuxent vom Urgonkalk unterlagert, etwas über Gosol hinaus vom Dogger und bis östlich des Coll de Turbians, westlich Guardiola, vom fossilführenden Mittleren und Oberen Lias. Südlich Pobra de Lillet finden sich dann im Liegenden der Oberkreide sofort 40 m Carriolas. Zwischen Ripoll und Camprodon bildet die nach Osten an Mächtigkeit abnehmende Permotrias und in den Aufbrüchen bei Riú und Oix schließlich sogar das Paläozoikum das Liegende der dort nur noch Garumnium umfassenden Oberkreide. Die austrische Faltung hat also in den südlichen Pyrenäen derart gewirkt, daß nach Osten zu immer größere Schichtmächtigkeiten der nachfolgenden Abtragung anheimfielen. So entstand dort ein Schwellengebiet, die Schwelle des Ampurdan (Taf. 3 a, Fig. 6; Abb. 6).

Auch quer zum Streichen des Pyrenäentrog sind Spezialgliederungen erfolgt. Eine im Süden des Troges befindliche (1308)

Schwelle gibt sich dadurch zu erkennen, daß sich westlich Tuxent noch Urgonkalk und Dogger finden, dagegen südlich davon am Coll del Port die voroberkretazische Schichtfolge nur noch bis zum Oberen Lias reicht. Im Norden deutet sich die Zentralpyrenäen-Schwelle dadurch an, daß am Coll de Turbians die Oberkreide noch auf Oberem Lias, ca. 6 km weiter nördlich, unterhalb Greixa (wie auch in der Sierra del Cadi), auf Muschelkalk und Keuper, nördlich Greixa auf Permotrias, am Coll de Pandis auf der porphyrischen Lagerdecke des Perm und in der Sierra de Mata Negra schließlich auf dem Paläozoikum liegt.

Ebenfalls stellt sich vom Coll de Turbians nach Süden hin die Schwelle wieder ein; so liegen bei Baëlls nur noch 20 m brekziöse Dolomite (Carñiolas) unter der transgredierenden Oberkreide.

Diese westlich der Schwelle des Ampurdan zwischen der Zentralpyrenäen-Schwelle und der Ebro-masse gelegene Großmulde bezeichne ich als östliche Südpyrenäen-Großmulde.

Im Norden der Zentralpyrenäen-Schwelle tritt erneut eine mächtige mesozoische Schichtserie im Liegenden der Oberkreide auf. So stellen sich bei Rin die Permotrias und bei Pedra auch der Muschelkalk ein. Weiter im Osten finden sich bei Amélie-les-Bains und Céret im Liegenden der Oberkreide Muschelkalk und Keuper.

Im zentralen Teil dieser im Nor-

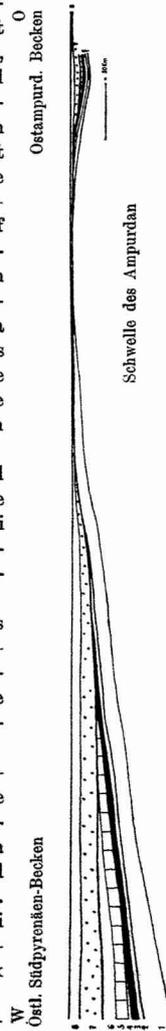


Abb. 6. Die Mächtigkeit des Mesozoikums der östlichen Südpyrenäen.

5 × überhöht.

Zeichenerklärung.

- 1. Permotrias
- 2. Muschelkalk + Keuper
- 3. Lias + Dogger
- 4. Malm
- 5. Unt. Apt
- 6. Ob. Apt + Alb
- 7. Ob. Kreide
- 8. Garumnium

den der Zentralpyrenäen-Schwelle gelegenen Mulde findet sich gewissermaßen spiegelbildlich zur Südpynäen-Großmulde das Alb, und zwar in einer breiten Zone zwischen Foix und Narbonne. Im Norden gibt sich südlich des Massivs von Mouthoumet erneut eine Schwelle dadurch zu erkennen, daß die Oberkreide bei Padern bereits auf dem Urgonkalk transgrediert, weiter nördlich, so südlich Rennes, bei Sougraigne und Soulatge, auf Jura und Keuper und schließlich nördlich hiervon bei Alet, Rennes und südlich Mouthoumet auf dem Paläozoikum der Schwelle von Carcassonne. Diese sich zwischen Zentralpyrenäen-Schwelle und Schwelle von Carcassonne erstreckende Großmulde (Taf. 3a, Fig. 6) nenne ich die Nordpyrenäen-Großmulde.

Sie setzt sich in nordöstlicher Richtung fort, und enthält dabei zwischen der Agly und Narbonne in ihrem Kern weiterhin das Alb. Im Westen macht sich noch die Schwelle von Carcassonne bemerkbar, indem die Oberkreide westlich Durban auf Urgonkalk, östlich Albas auf Keuper und Jura und zwischen Albas und Villerouge auf Paläozoikum liegt. Das Paläozoikum der Schwelle von Carcassonne taucht wieder im Liegenden des Dan in den Bergen von Alaric auf und läßt sich bis zum Ostrande der Montagne Noire verfolgen. Muldenwärts stellen sich z. B. bei Quarante wieder Keuper und Jura ein. Diese im Osten der Schwelle von Carcassonne befindliche Großmulde möchte ich als Großmulde der Corbières bezeichnen. In ihrem Norden gibt sich südwestlich Montpellier im Auflager des Garumniums auf Tithon eine neue Querschwelle zu erkennen.

Östlich der Schwelle des Ampurdan erstreckt sich eine neue Mulde. Während bei Riu, wie bereits erwähnt, das Garumnium unmittelbar dem Paläozoikum aufliegt, stellt sich bei La Salud bereits die Permtrias ein und weiter östlich bei Masarach der Muschelkalk. Weiter südlich bei Viura transgrediert die Oberkreide auf Carñiolas und westlich Figueras auf Urgon. Im Muldenkern schließlich ist südlich der Landstraße nach Llers sandiges Alb im Liegenden der Oberkreide erhalten geblieben. In der Sierra de Montgry transgrediert die Oberkreide auf Urgo-Apt. Die sich auf diese Weise im Liegenden der Oberkreide ergebende austrische Mulde im Osten der Schwelle des Ampurdan will ich die ost-ampurdanische nennen (Taf. 3a, Fig. 6).

Nach der austrischen Faltung werden also weitspannige Mulden mit einer bis ins Alb reichenden mesozoischen Schichtfolge und Schwellengebiete, bestehend aus Paläozoikum, kenntlich. Im Norden verläuft diese Muldenbildung weitgehend posthum zur Becken-

gliederung der Unterkreide (vgl. in Taf. 3a die Fig. 5 und 6). Dagegen sind in den Südpynäen Ampurdan-Schwelle und Zentralpyrenäen-Schwelle miteinander verschmolzen, so daß der früher bis zur Sierra de Montgry durchlaufende Südpynäische Trog jetzt geteilt ist. Diese Erweiterung der Schwelle des Ampurdan bis zur Zentralpyrenäen-Schwelle war bereits in der Unterkreide in der bedeutend geringeren Sedimentmächtigkeit im östlichen Teile des Südtroges gegenüber dem westlichen angedeutet.

b) Die Transgression der Oberkreide

(vgl. Taf. 3a, Fig. 7).

In den mittleren Südpynäen vollzieht sich nach MISCH ein allmählicher Übergang der Unter- in die Oberkreide. Von hier aus dringt das Meer gegen die randlichen Schwellengebiete vor. Im östlichen Südpynäen-Becken greift das Meer im Emscher (Coniac) etwas über den Segre hinaus. Hippuriten des Coniac liegen nach freundlicher Mitteilung von H. BOISSEVAIN an der Basis der Oberkreide von Sta. Fé (Orgaña), und DALLONI hat sie aus den liegenden Schichten der Oberkreide vom Coscollet angegeben. Auch nach Süden hat sich das Meer im Coniac gegen die Ebromasse ausgedehnt. So transgredieren nach MISCH in der Sierra del Montsech, unter Ausfall des Cenomans und Turons, Kalke mit Coniac-Hippuriten.

Noch weiter nach Osten dringt das Meer im Santon vor. In der Sierra del Port del Compte führt bereits ASTRE Sandsteine mit *Praeradiolites sinuatus* von der Basis der Oberkreide an. Auch gegen die Ebromasse hat sich das Meer weiter ausgedehnt, so im Santon nach MISCH bis in die südlichen Sierrren.

Im Campan breitet sich das Meer über den Llobregat, bis über Pobra de Lillet hin aus, von wo bereits de VERNEUIL und MENGEL Hippuriten des Campans angegeben haben.

Im Maastricht endlich vollzieht sich auch nach Norden ein Vordringen des Meeres gegen die Zentralpyrenäen-Schwelle. Wie BOISSEVAIN gezeigt hat, findet sich in der Sierra del Cadi, entgegen den Angaben DALLONI's, nur fossilführendes Maastricht. Nach Osten gegen die Schwelle des Ampurdan gehen zwischen Gabarras und Montgrony die sandigen Kalke der Cadi in kohlige Quarzite und Quarzkonglomerate über, die von der Permotrias unterlagert und vom Garumnium überdeckt sind.

Die Anlage des Aquitanischen Beckens vor den westlichen Nordpyrenäen erfolgte, wie L. BERTRAND gezeigt hat, im Cenoman, d. h. nach der austrischen Faltung. Von Westen her ist das Meer

der Oberkreide in die Nordpyrenäen-Großmulde und die Großmulde der Corbières eingedrungen. So findet sich, eine Grenze im Nordosten gegen die Schwelle von Montpellier anzeigend, südwestlich Narbonne ein ca. 60 m mächtiges stark konglomeratisches, bereits brackische Einflüsse zeigendes Cenoman. An der Basis liegt das Konglomerat von Fontcouverte, gebildet aus bis 0,5 m mächtigen Albsandsteinblöcken. Darüber folgt ein randnahes marines Unteres Cenoman mit hellen harten Quarziten, die einzelne Kalkbänke mit Fossiltrümmern einschließen. Das cenomane Alter hat DONCIEUX durch *Ostrea flabellata* und *Ostrea carinata* nachgewiesen. Das Obere Cenoman ist bereits brackisch und führt an seiner Basis Einschaltungen von Lignit. Am Westrande der Schwelle von Carcassonne liegen westlich Durban an der Basis der Oberkreide 15 m mächtige lignitische Mergel und Sandsteine, die ebenfalls ins Cenoman gestellt werden. Im Süden der Schwelle von Carcassonne reicht das cenomane Meer bis südlich der Linie Rennes-Bougarach.

Im Turon ist die Meeresausdehnung zumeist die gleiche wie im Cenoman. Gelegentlich dehnt es sich aber auch etwas weiter aus, so gegen die Schwelle von Carcassonne, wo es nördlich Rennes-Sougraigne Paläozoikum überdeckt. Auch südwestlich Narbonne erlangt das Meer im Turon seine alte Ausdehnung wieder, während das Obere Cenoman brackisch entwickelt war. Dort entsprechen nach den Erläuterungen zu Blatt Narbonne dem Turon geringmächtige eisenreiche Sandsteine mit Hippuriten.

Im Coniac breitet sich das Meer noch weiter gegen die westliche Schwelle aus. So beginnt die Oberkreide südlich Tuchan nach den Erläuterungen zu Blatt Quillan mit dem Coniac. Die nahe Ostküste der Schwelle von Carcassonne äußert sich ebenfalls in 80 m mächtigen braunen Mergeln, Quarzsandsteinen und Quarzkonglomeraten westlich Durban, die Coniac bis Senon umfassen sollen.

Im Santon erweitert sich das Meer auch gegen die Zentralpyrenäen-Schwelle hin. So finden sich an der Basis der Oberkreide von Amélie-les-Bains nach MENGEL (1919) Hippuritenkalke des Santon.

Gegen die Schwelle von Carcassonne hat das Meer im Maastricht seine weiteste Ausdehnung erhalten. Von Süden hat sich das Becken über Alet und Mouthoumet hin ausgebreitet, und von den Corbières her reicht es über Les Palais hinaus. Ebenfalls transgrediert das Maastricht am Ostrand der Montagne Noire und auf der Schwelle von Montpellier. Es ist hier bereits brackisch mit Ligniten ausgebildet. Bei Villeveyrac finden sich

Bauxite im Liegenden des Maastricht, die vorangegangene kontinentale Verwitterung der Kalke im Schwellengebiet charakterisierend. Sie sind gleichaltrig mit denjenigen, die G. RICHTER (1930) aus dem provençalischen Becken beschrieben hat.

Am spätesten ist das Meer in die Ostampurdanische Großmulde eingedrungen. DALLONI führt von dort ein nicht wieder aufgefundenes, von MENGEL zwischen Pont de Molins und Viura angegebenes Vorkommen von Hippuriten des Coniac an. Ich fand bei den Klosterruinen nordwestlich Pont de Molins in Kalken an der Basis der Oberkreide:

Vaccinites petrocoriensis DOUV. (Coniac)
 „ *gaudryi* MUN.-CH. (Santon)
Orbignya toucasi D'ORB. „

Die beiden letzten Hippuriten sind leitend für das Santon, und deshalb möchte ich annehmen, daß die Kalke unterstes Santon bzw. die Grenzsichten Coniac/Santon vertreten.

In das Santon gehören die Mergel mit *Micraster* und Hippuriten im Kern der Deckenmulde von Montgry. Santon findet sich ferner in der kleinen, im Urgon eingeschuppten Mulde nördlich der Landstraße Figueras-Llers in mergeliger Ausbildung. Ich fand hier

Micraster corbaricus LAMB.
 „ sp.
Ananchytes obovatus LAM.
 „ sp.

Weiter nördlich transgrediert bei Viura erst das Campan. DALLONI gibt von hier *Hippurites variabilis* MUN.-CH. außer einer reichen Muschel- und Korallenfauna an. Ich fand außerdem noch

Vaccinites sulcatus DEFR.
Orbignya heberti MUN.-CH.

Westlich Masarach liegt an der Basis der Oberkreide noch das Campan als ein 5 m mächtiger Hippuritenkalk, in dem ich *Vaccinites archiaci* MUN.-CH. fand.

Östlich und nördlich Masarach beginnt die Oberkreide erst mit dem Maastricht, wodurch sich die Zentralpyrenäen-Schwelle andeutet.

Nördlich Viura gegen die Zentralpyrenäen-Schwelle, wie im Aufbruch von La Salud gegen die Schwelle des Ampurdan, lagert das Garumnium unmittelbar der Permotrias auf.

Wie gezeigt, dringt also in die durch die austrische Faltung angelegten Großmulden das Meer während der Oberkreide all-

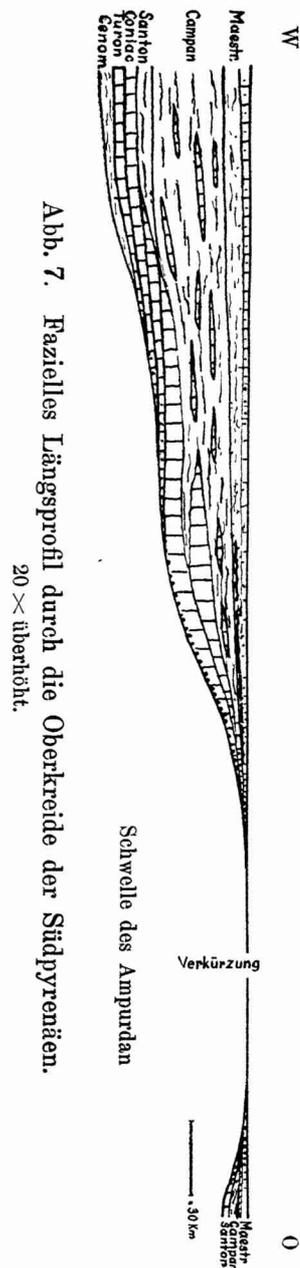


Abb. 7. Fazielles Längsprofil durch die Oberkreide der Südpirenenäen.
20 × überhöht.

mählich ein (Taf. 3a, Fig. 7). In das östliche Nordpyrenäenbecken und in das Becken der Corbières bis zur Schwelle von Montpellier, und ebenfalls in das östliche Südpirenenäen-Becken bis zur Schwelle des Ampurdan, kommt es vom Westen her, in das ostampurdanische dagegen von Osten. Die größte Beckenausdehnung bei bereits regressiver Fazies wird im Maastricht erreicht.

c) Die Beckengliederung der Oberkreide

(vgl. Taf. 3a, Fig. 8).

Wie das fazielle Längsprofil durch die Oberkreide der Südpirenenäen (Abb. 7) zeigt, findet im östlichen Südpirenenäen-Becken eine Mächtigkeitsabnahme gegen die Schwelle des Ampurdan statt.

In der zentralen Zone der mittleren Südpirenenäen erreicht nach MISCHE die Oberkreide z. T. über 1000 m Mächtigkeit, im Osten in vorwiegend mergeliger Beckenfazies, die Cenoman bis tieferes Maastricht umfaßt. Im Hangenden wird die Folge sandiger, und schließlich stellt sich ein grober Kalksandstein ein. Im Süden gibt sich nach MISCHE deutlich die Ebromasse zu erkennen; nach ihm lag etwa am Südrande der Sierran der Beckenrand.

Am Segre stellt sich die Mächtigkeit der Oberkreide, die am Coscollet Coniac bis Maastricht umfaßt, auf 550 m. An der Basis liegen hier Mergel mit Rudisten, darüber folgen 160 m feste Kalke und schließlich 380 m Mergel und Mergelkalke, die im Hangenden in sandige Kalke mit Cyclolithen übergehen.

Am Llobregat gliedert sich die 450 m mächtige Oberkreide bei Baëlls in folgender Weise:

120 m mergelige Kalke mit Ligniten und brackischer Fauna des Maastricht
(1314)

325 m Kalke und Mergelkalke mit Hippuriten des Campan
3 m Quarzkonglomerat

Liegendes: Keuper.

Es stellen sich im Maastricht bereits westlich des Llobregat mit Annäherung an die Schwelle des Ampurdan und die Ebromasse Lignite ein.

Nach Norden nimmt gegen die Zentralpyrenäen-Schwelle die Mächtigkeit der Oberkreide ab und die der basalen Quarzkonglomerate zu. So ist die Oberkreide bei Casa Malsep (westlich Guardiola) nur noch 350 m mächtig bei 15 m Mächtigkeit der basalen Quarzite und Quarzsandsteine. Nördlich hiervon, am Coll de Pandis, umfaßt die 65 m mächtige Oberkreide nur noch Maastricht. An der Basis liegen hier 20 m Quarzkonglomerate, ihnen folgen 45 m graue sandige Kalke mit Hippuriten.

Vom Llobregat nimmt die Mächtigkeit der Oberkreide nach Osten, gegen die Schwelle des Ampurdan, rasch ab. So beträgt sie südlich Pobla de Lillet, wo die Oberkreide Campan und Maastricht umfaßt, nur noch 155 m bei folgender Entwicklung:

30 m Sandsteine und sandige Mergel mit Ligniten
10 m mergelige fossilreiche Kalke
50 m braune, teils sandige Kalke, helle Quarzite
45 m Rudistenkalke
20 m braunes Quarzkonglomerat

Liegendes: Carniolas.

Bei den Minas de Catllares fand ich einen Nautilus, das östlichste Cephalopodenvorkommen in dem östlichen Südpynäen-Becken.

Vom Coll de Pandis nach Osten, zur Vereinigung der Zentralpyrenäen-Schwelle mit der Schwelle des Ampurdan hin, nimmt ebenfalls die Konglomeratführung stark zu. Bei Gabarras konnte ich folgendes Profil aufnehmen:

Hangendes: Garumnium

3 m Quarzit
4 m Kalksandstein mit Rudisten
38 m kohlige Quarzite, Quarzkonglomerate und sandige Letten
1 m Kalkkonglomerat aus eckigen Kalkgeröllen mit bis 20 cm Durchmesser, Bindemittel Kalksandstein
15 m brauner Quarzit
3 m grobes, braunes Quarzkonglomerat, Gerölle bis 5 cm Durchmesser. Das Konglomerat greift an der Basis wellig in den Buntsandstein ein.

Nördlich Pobla de Lillet, bei Asland, ist die Oberkreide nur noch rund 45 m mächtig, wie folgendes Profil zeigt:

Hangendes: Garumnium

8 m grünliche Mergel, Quarzsandsteine und Quarzkonglomerate

8 m dünnbankige, feinschichtige graugrüne kohlige Quarzite mit kohligen Pflanzenresten

30 m helle, teilweise kohlige Quarzkonglomerate mit Einschaltung grüner und rotvioletter Letten

Liegendes: Buntsandstein.

Noch weiter östlich bei Montgrony besteht die Oberkreide schließlich nur noch aus einem 20 m mächtigen braunen Quarzkonglomerat, das sich zwischen Permotrias und Garumnium einstellt (Abb. 9).

Östlich der Schwelle des Ampurdan ist im Ostampurdanischen Becken die Absenkung und Sedimentation geringer (Abb. 7 u. Taf. 3 a, Fig. 8). Nördlich Masarach, d. h. gegen die Zentralpyrenäen-Schwelle, besteht die Oberkreide aus Maastricht, das 40 m Quarzkonglomerate, Sandsteine und sandige lignitische Mergel mit *Cyrena laletana* enthält.

Bei Masarach liegen an der Basis in 35 m Mächtigkeit Quarzkonglomerate, Quarzite und Sandsteine mit Einschaltung einiger bis 0,6 m mächtiger Hippuritenkalkbänke, die, wie bereits erwähnt, *V. archiaci* geliefert haben.

Bei Viura, wo ebenfalls Campan und Maastricht auftreten, konnte ich folgendes Profil aufnehmen:

Maastricht	}	15 m buntes Konglomerat. Dieses geht allmählich aus dem Liegenden hervor, in dem sich bereits konglomeratische Einschaltungen finden. Die Kalkgerölle werden zum Hangenden hin eckiger und größer (bis 12 cm Durchmesser), und untergeordnet treten Sandsteingerölle auf. Im Hangenden findet sich kalkiges Bindemittel.
		25 m Sandsteine und Letten mit reicher Fauna; im Hangenden stellen sich Sandsteine mit kleinen Quarzgeröllen und bis 2,5 cm großen Kalkgeröllen ein.
Campan	}	10 m zuckerkörnige Sandsteine, Kalksandsteine mit <i>Cyclolüthes</i> .
		25 m Mergel, Kalksandsteine mit Austern, Rudistenkalke
		20 m Quarzite, sandige Mergel, Sandsteine mit <i>Cyclolüthes</i> .
		Liegendes: Carñiolas.

Weiter südlich, wo, wie gezeigt, bei den Klosterruinen von Molins Santon in Hippuritenkalkfazies an der Basis der Oberkreide liegt, besitzt die vorwiegend kalkig entwickelte Oberkreide eine Gesamtmächtigkeit von 120 m. Nordwestlich Figueras zeigt dann die mergelig-glaukonitische Ausbildung des Santon mit reicher Seeigelfauna bereits eine etwas randfernere Fazies an. Diese tritt ebenfalls in der Sierra de Montgry auf, wo ich *Schlönbachia* sp. fand, die von Osten her eingewandert sein muß. Nach Westen, gegen die Schwelle des Ampurdan, stellt sich südlich Llers wieder eine vorherrschend sandige Fazies der Oberkreide ein.

Im zentralen Teile des östlichen Nordpyrenäen-Beckens findet sich eine rein mergelige Beckenfazies mit Cephalopoden. So ist die Oberkreide bei St. Louis noch 400 m mächtig in vorherrschend mergelig bis mergelig-kalkiger Entwicklung. Gegen die Schwelle von Carcassonne verringert sich die Mächtigkeit. Sie beträgt südlich Sougraigne nur noch 330 m. Cenoman und Turon sind hier als stark sandige Hippuritenkalke ausgebildet, während die höhere Oberkreide noch durch Mergel und Kalke vertreten ist. Das Maastricht ist ebenfalls wieder sandig. Nördlich Sougraigne beginnt die 275 m mächtige Oberkreide mit dem Turon. Im Maastricht finden sich bereits Gerölle. Bei Rennes, wo sich die Randnähe noch deutlicher zeigt, konnte ich folgendes Profil aufnehmen:

Maastricht:	60 m Sandsteine, Quarzite, Konglomerate.
Coniac/Campan:	90 m Sandsteine und sandige Mergel
Turon:	15 m dickbankige, sandig-mergelige Kalke 40 m braune zuckerkörnige Quarzite, massige Sandsteine mit Kreuzschichtung, sandig-kohlige Mergel, eingeschaltet sind dünnbankige mergelige Kalke.

Von Alet bis Mouthoumet transgrediert das 50—60 m mächtige Maastricht als eine Folge von Quarzkonglomeraten, Quarziten und Sandsteinen auf dem Paläozoikum der Schwelle von Carcassonne.

Auch nach Süden, d. h. gegen die Zentralpyrenäen-Schwelle, findet eine Mächtigkeitsabnahme statt. So findet sich bei Amélieles-Bains 170 m Oberkreide in vorwiegend sandig-mergeliger Entwicklung mit eingeschalteten Hippuritenkalken.

Die größte Mächtigkeit der Oberkreide im Becken der Corbières (Taf. 3a, Fig. 8) findet sich mit 180 m südwestlich Narbonne. Die Ausbildung ist stark klastisch, wie Konglomerate, Sandsteine, sandige Mergel mit eingeschalteten Hippuritenkalken zeigen. Im Westen äußert sich der Einfluß der Schwelle von Carcassonne in der Mächtigkeitsabnahme der Oberkreide. So ist diese westlich Ripaud noch 90 m mächtig und sandig-konglomeratisch entwickelt. Bei Durban besitzt sie, aus Quarziten und Quarzkonglomeraten bestehend, nur noch 50 m Mächtigkeit. Im Osten der Montagne Noire transgrediert das Maastricht, wie im Nordosten gegen die Schwelle von Montpellier, als ca. 40 m mächtige Folge von Sandsteinen und Konglomeraten.

Zusammenfassend ist also zu sagen, daß die Oberkreide in dem zwischen der Schwelle von Carcassonne und der Schwelle des Ampurdan gelegenen, durch die Zentralpyrenäen-Schwelle getrennten Ostpyrenäen-Becken in großer Mächtigkeit abgelagert worden ist.

In den östlich der Schwelle des Ampurdan und der Schwelle von Carcassonne liegenden Becken entstanden in der Oberkreide bei geringerer Absenkung randnahe Flachwasserbildungen. Von dem provençalischen Becken war das Becken der Corbières durch die Schwelle von Montpellier getrennt. Das Ostampurdanische Becken, in dem die Transgression von Osten aus erfolgt ist, stand noch mit dem balearischen in Zusammenhang und ist wohl auch als Ausläufer dieses Beckens aufzufassen.

8. Das Garumnium.

(vgl. Taf. 3 a, Fig. 9).

Wie gezeigt, sind in dem östlichen Pyrenäengebiet bereits zu Ende des Maastricht Flachwassersedimente abgelagert worden. Die hierin sich ausdrückende fazielle Regression erreicht ihren Höhepunkt an der Grenze Kreide-Tertiär, wo es zur Bildung des Garumniums kommt, einer vorwiegend kontinentalen Serie, die nach den hierin gefundenen Faunen Dan und Paleozän umfaßt. Wie Abb. 6 veranschaulicht, setzt sich im Garumnium die in der Oberkreide begonnene epirogene Entwicklung fort. Die allmähliche Beckenerweiterung gegen die Schwelle des Ampurdan hält an und ergreift schließlich den gesamten Raum derselben, sodaß wieder ein einheitlicher Südpynäen-Trog in Erscheinung tritt. In ihm werden die größten Mächtigkeiten, wie auch in der Oberkreide, im Westen erreicht, und hier steht noch das Meer. So werden nach DALLONI westlich der Esera die Grenzschichten Kreide-Tertiär durch mehrere 100 m marine Kalke vertreten. Dagegen ist bei Tresp das Garumnium nach MISCH noch kontinental entwickelt als eine mehrere hundert Meter mächtige Folge von bunten Mergeln, roten Sandsteinen, Konglomeraten und — vor allem im hangenden Teil — von Gips unter Zurücktreten der Konglomerate und Sandsteine. Eine brackische Einschaltung von kalkig-sandigen Bänken mit reicher Fauna, darunter *Orbignya castroi* im mittleren Teil, führt bereits VIDAL von Isona an. Das Meer ist also von Westen her noch bis dorthin vorgedrungen.

Ein Einfluß der Ebromasse ergibt sich aus der von MISCH beschriebenen Mächtigkeitsabnahme nach Süden hin. So ist das Garumnium südlich der Sierra del Montsech 200 m, in der Sierra de Montroig 100 m und am Sierren-Südrand vielfach unter 20 m mächtig.

Nach Osten nimmt die Mächtigkeit ab. Am Llobregat ist das Garumnium 300 m mächtig. Hier konnte ich bei Figols folgendes Profil aufnehmen:

(1318)

- 180 m bunte Mergel und Sandsteine
- 50 m kompakte Süßwasserkalke, aus denen VIDAL nördlich Berga *Vivipara aspera* angibt
- 200 m bunte Mergel mit Gips, Süßwasserkalken, Kalksandsteinen und mächtigen Konglomeratbänken.

Liegendes: Maastricht.

Diese stark konglomeratische Fazies im Liegenden des Garumnium herrscht vor allem zwischen Segre und Llobregat.

Nach Norden findet gegen die Zentralpyrenäen-Schwelle eine Mächtigkeitsabnahme statt (Querforadat 180 m, Coll de Pandis 200 m), doch zeigt sich dort eine vorwiegend mergelig-kalkige Entwicklung des Garumnium, wie z. B. folgendes Profil vom Coll de Pandis ergibt:

- 20 m fester blauer Kalk
- 150 m rote Letten und Kalke
- 30 m rote Letten, Sandsteine und Konglomerate

Liegendes: Maastricht.



Abb. 8. Faziesprofil durch das Garumnium der Ostpyrenäen.
25 × überhöht.

Bereits westlich des Fresser liegt das Garumnium im Gebiet der Schwelle des Ampurdan auf Permotrias. Hier stößt die Unterscheidung der einander so ähnlichen, roten kontinentalen Bildungen des Garumnium und der Permotrias auf große Schwierigkeiten, und mancherlei Verwechslungen sind schon eingetreten. Z. B. stellen BERTRAND und MENGEL auf den Blättern Prades und Céret der französischen geologischen Karte die dortige gesamte rote Serie ins Garumnium. Aber DALLONI wies bereits auf die Ähnlichkeit der basalen Quarzkonglomerate mit denen der Permotrias hin und stellte dann die über ihnen befindlichen Kalke und roten Mergel, so bei Darnius und Viura, in den Muschelkalk. In ähnlichen Kalken fand er jedoch bei Creixenturi, südlich Campardon, *Physa* sp., wodurch die Zugehörigkeit zum Garumnium sichergestellt ist. Aus alle dem folgerte er die Unmöglichkeit der dortigen Trennung des Garumnium von der Permotrias.

Eine genaue Profilaufnahme auch in den angrenzenden, zum östlichen Südpirenäischen bzw. Ostampurdanischen Becken gehörenden Gebieten ermöglicht jedoch eine Abgrenzung von Garumnium und Permotrias, da sich hier in die rote Serie noch Ober-

kreide einschaltet (s. Abb. 9, S. 39). Ich teile zunächst die Profile mit:

Greixa:

	Hangendes: Eozän
cg ¹⁾	{ 20 m fester blauer Kalk
	{ 160 m rote Mergel und Kalke
	{ 10 m rote Mergel und Sandsteine
	{ 2,5 m rote Mergel und Kalke
co	{ 30 m Mergel, Mergelkalke, Kalke mit Austern und Rudisten
	{ 15 m sandige Letten und Quarzsandsteine
	{ 12 m grobe Quarzite und Quarzkonglomerate
t ²	{ 15 m blaue gut gebankte Kalke mit Fucoiden
	Liegendes: rote Quarzkonglomerate, Quarzite, Sandsteine und Mergel der Permotrias.

Gabarras:

	Hangendes: Eozän
cg	{ 25 m blauer Kalk
	{ 125 m Kalke und rote Mergel
	{ 15 m rote Sandsteine, Konglomerate und Mergel
	{ 4 m Kalk
co	{ 3 m brauner Quarzit
	{ 4 m Kalksandstein mit Rudisten
	{ 42 m braunes Quarzkonglomerat, kohlige Quarzite, Kalkkonglomerate braune sandige Mergel
	Liegendes: rote Mergel, Sandsteine u. Quarzkonglomerate der Permotrias.

Asland:

	Hangendes: Eozän
cg	{ 10 m gelbe und rote Mergel, gelbe Dolomite und Kalke, Zellendolomite, Gipsresiduen
	{ 30 m blaue dickbankige massige Kalke
	{ 80 m rote Mergel und Kalke
	{ 30 m Quarzite, Sandsteine und rote Letten
	{ 6 m rotgefleckte Kalke und Mergel
co	{ 10 m grünliche Mergel, Arkosen, Quarzkonglomerate, Sandsteine
	{ 10 m dünnbankige feinschichtige graugrüne kohlige Quarzite
	{ 10 m helle Quarzkonglomerate
	Liegendes: rote Quarzkonglomerate, Sandsteine und Mergel der Permotrias.

Montgony:

	Hangendes: Eozän
cg	{ 12 m gelbe und rote Mergel, Zellendolomite
	{ 30 m dunkler massiger Kalk
	{ 90 m rote Mergel, Kalke und Sandsteine
co	{ 20 m braunes Quarzkonglomerat
	Liegendes: Mergel, Sandsteine u. Quarzkonglomerate der Permotrias.

1) cg = Garumnium; co = Oberkreide; t² = Muschelkalk.

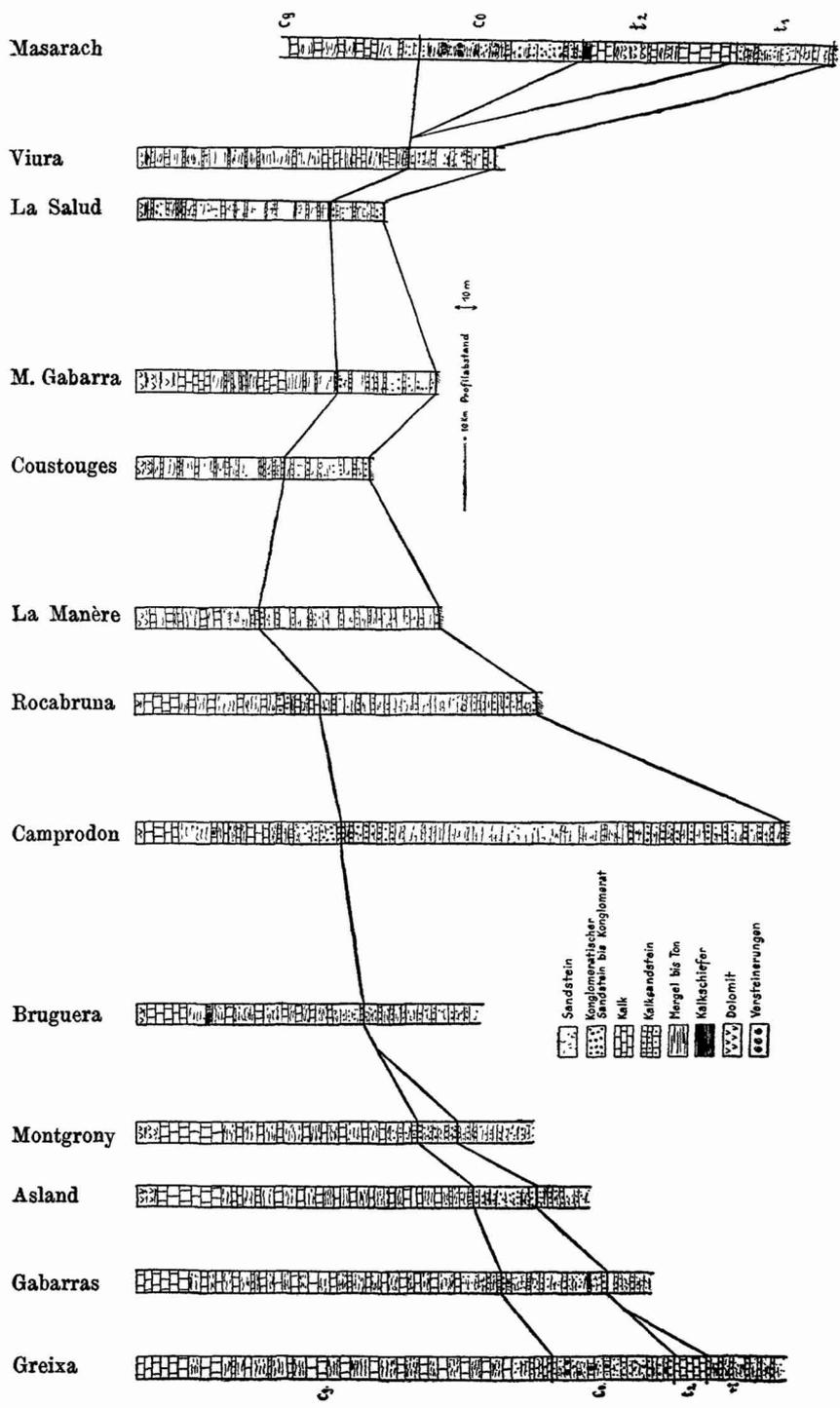


Abb. 9. Fazies und Unterlager des Garumniums auf der Schwelle des Ampurdan.
1:320000. 160x überhöht.

Diese Profile vom Ostrande der östlichen Südpirenäen-Großmulde ergeben neben dem allmählichen Auskeilen der Oberkreide schwellenwärts, daß die roten Mergel und Kalke auf das Garumnium beschränkt sind. Zwar treten Kalke auch im Muschelkalk auf, doch macht deren blaugraue Farbe und der Gehalt an Fucoiden eine Verwechslung mit den garumnischen roten Mergeln und Kalken unmöglich.

Zu ähnlichen Ergebnissen gelangt man auf Grundlage der nachstehenden Profile am Rande des Ostalpindischen Beckens bei Masarach:

cg	60 m rote Letten und Kalke
co	40 m Sandsteine und kohlige Pflanzenreste
	35 m Quarzite und Sandsteine mit Einschaltung von Hippuritenkalk
t ³	5 m graue Kalkschiefer
	10 m dünngebankte Kalke mit Fucoiden
	30 m dolomitische Mergel mit Zellendolomiten
rt ¹⁾	25 m schlecht gebankte massige Kalke
	45 m rote Mergel, Quarzite und Sandsteine

und am Südrande des Nordpyrenäentrogos bei Amélie:

cg	80 m rote Mergel, Sandsteine mit bis 3 cm großen Quarzgeröllen, Kalke, Kalksandsteine, Konglomerate mit kalkigem Bindemittel und bis 12 cm großen mesozoischen Kalkgeröllen
co	175 m Sandsteine, Quarzite, sandig-kalkige Mergel, Hippuritenkalke
t ^{3 1)}	15 m bunte Mergel, braune Dolomite und Gipse mit Quarzkristallen
t ³	19 m dickbankige Kalke
	15 m graue, dünnbankige Kalke und Kalkmergel
	10 m massige Dolomite
rt	30 m Quarzite und Sandsteine mit Quarzgeröllen.

Neben der petrographischen Unterscheidbarkeit sprechen auch die Fossilfunde in den roten Kalken für deren garumnisches Alter. Außer den bereits von DALLONI von Creixenturi angegebenen Physen fand ich solche noch in den Kalken südlich Bruguera, und ferner traf ich nicht näher bestimmbare Planorbis-ähnliche Formen südlich Coustouges an. Die roten Mergel mit Sandsteinen und groben Quarzkonglomeraten sind fast gänzlich auf die Permotrias beschränkt und treten im Garumnium, wohl als Aufarbeitungsprodukte der Permotrias, nur in den basalen Schichten auf. Dabei sind gelegentlich, so südlich Rocabruna, die Quarzgerölle auch mit einem kalkigen Zement verbacken. Bei einem kleinen Teile der im untersten Garumnium befindlichen roten Mergel und Quarzkonglomerate könnte es sich übrigens auch um aufgearbeiteten Buntsandstein handeln. In den Faziesprofilen (Abb. 9) und bei der

1) rt = Permotrias; t³ = Keuper.

Kartenaufnahme ist stets die erste Kalkbank als Grenze zwischen dem garumnischen und älteren Anteil der roten festländischen Serie angenommen worden.

Westlich Oix gibt sich am Rio Oix bei Freixanet die alte Schwelle im Süden des Beckens wieder daran zu erkennen, daß das geringmächtige, stark sandige Garumnium (25—40 m) direkt auf dem Paläozoikum liegt.

Die im Garumnium von Amélie reichlich auftretenden mesozoischen Gerölle müssen wohl von Norden gekommen sein, da die kalkig-mergelige Entwicklung des Garumniums zwischen Coustouges und Viuragegen eine Geröllschüttung von Süden her spricht (Taf. 3a, Fig. 9).

In den Nordpyrenäen hat eine Beckenverlagerung gegen das Vorland hin stattgefunden. Die größten Mächtigkeiten bei vorwiegend kalkiger Entwicklung des Garumniums werden südlich Thézan mit 320 m erreicht. Hier ergab sich folgendes Profil:

Hangendes: Eozän
 20 m lagunäre dunkle Kalke
 80 m kompakte Kalke
 30 m Mergel und Kalke
 50 m Kalke
 60 m rote Mergel
 80 m rote Mergel und Kalke
 Liegendes: Maastricht.

Der Nordrand des Beckens gegen das Französische Zentralplateau gibt sich durch allmähliche Abnahme der Mächtigkeit des Garumniums zu erkennen. Diese beträgt bei Alaric nur noch 140 m und weiter nördlich bei Bize 80—100 m, während sich bei Minerve im Liegenden des Alveolinenkalkes schließlich nur noch 5—10 m rote Mergel, Sandsteine und Konglomerate finden, und weiter nördlich der eozäne Alveolinenkalk direkt auf dem Paläozoikum transgrediert, das Garumnium also fehlt.

Von Thézan wird das Garumnium nach Süden ebenfalls geringmächtiger und besonders im Liegenden konglomeratisch, wie das Profil von Albas veranschaulicht:

Hangendes: Eozän
 40 m Sandsteine, Mergel, graue lignitische Kalke, Konglomerate, Zellendolomite, Gipsresiduen
 20 m marine sandige Mergel (unt. Sparnass)
 70 m braune Mergel, Kalke und Sandsteine
 20 m Kalke
 30 m Kalke, Kalkkonglomerate, rote Mergel
 40 m rote Mergel, Sandsteine, Konglomerate (hauptsächlich paläozoische Gerölle mit sandigem Zement)
 10 m Kalke.

Eine ähnliche Ausbildung zeigt das Garumnium am Aude nördlich Couiza:

Hangendes: Eozän

- 65 m rote Mergel
- 25 m gut gebankte Milioliteskalke (Thannet)
- 75 m rote Mergel, Sandsteine und Konglomerate
- 25 m kompakter, massiger, teilweise brekziöser und konglomeratischer Kalk
- 80 m rote Mergel, Sandsteine und Konglomerate.

Weiter gen Süden wird die Mächtigkeit noch mehr verringert, wie ein Profil zwischen Couiza und Campagne zeigt:

Hangendes: Eozän

- 40 m braune sandige Mergel mit Konglomeraten, rote Mergel mit Gips
- 15 m Milioliteskalk
- 35 m bunte Mergel
- 12 m Mergel und Kalke
- 80 m rote Mergel und Sandsteine

Liegendes: Maastricht.

Die geringste Mächtigkeit und stärkste konglomeratische Ausbildung beobachtete ich am weitesten südlich, zwischen dem Coll du Paradis und Arquiers:

- 30 m gelbe und braune Mergel
- 80 m rote Mergel, Kalke und Kalkkonglomerate. Die einzelnen Konglomeratbänke sind bis 6 m mächtig, das Bindemittel ist kalkig. Geröllgröße bis 12 cm
- 30 m rote Mergel, Sandsteine und Konglomerate.

Die zunehmende Geröllführung und Abnahme der Mächtigkeit gen Süden deutet auf eine dort im Gebiete der größten Kreidemächtigkeit gelegene Schwelle hin, die auch nach Süden Geröllmaterial geschüttet hat (Konglomerate von Amélie). Sie hat sich nach dem Maastricht und vor dem Dan gebildet. Somit ist wohl auch die erste Aufwölbung dieser Schwelle und damit in Zusammenhang die erste Anlage eines Beckens von Carcassonne auf die laramische Orogenese zurückzuführen (s. Abb. 8, S. 37).

Im hangenden Teile des Garumniums deuten sich im Nordpyrenäischen Becken in marinen und brackischen Einschaltungen Einbrüche des Meeres an, die von Westen her erfolgt sind, nämlich vom Ariège her, wo Mittelpaleozän und Oberpaleozän sich in rein mariner Ausbildung finden.

9. Das Eozän.

a) Ypernstufe und Unterlutet

(vgl. Taf. 3 a, Fig. 10).

Wie bereits erwähnt, haben die marinen Bedingungen westlich der Esera an der Wende Kreide-Tertiär angedauert, während sich das Meer aus den Ostpyrenäen zurückgezogen hatte. Im Eozän dringt es wieder in das Ostpyrenäen-Becken ein, und auf das festländische Garumnium folgen die marinen Sedimente des Unteren Eozäns. Sie gehen in den mittleren Südpynäen petrographisch allmählich aus dem Garumnium hervor. So wechsellagern an der Ribagorzana nach MISCHE an der Basis des Eozäns die Alveolinkalke zunächst noch mit bunten Mergeln. Darüber folgen stärker mergelige Alveolinkalke. Sie vertreten, wie die reiche, hieraus von DALLONI angegebene Nummulitenfauna — *N. planulatus*, *N. globulus*, *N. lucasi*, *N. atacicus* — zeigt, Ypern und Unterlutet.

Der Wechsel des Unterlagers des Unteren Eozäns weist darauf hin, daß seiner Ablagerung geringe junglaramische Bewegungen vorangegangen sind. So transgrediert das Eozän im Gebiete der Zentralpyrenäischen Schwelle bei Le Boulou auf Paläozoikum, nördlich hiervon im Becken von Carcassonne auf dem Garumnium und noch weiter nördlich auf dem Paläozoikum des Zentralplateaus. Im Südpynäen-Trog liegt es auf Garumnium und weiter südlich im Gebiete der Schwelle des Ampurdan auf Paläozoikum (Bagur—Gerona—Amer). Noch weiter nach Süden treten zum Katalanischen Becken hin wieder mesozoische Sedimente in seinem Liegenden auf, so nördlich Aiguafreda der Buntsandstein. Weiter südlich ist in der Sierra de la Pineda die präeozäne Landoberfläche in der mächtigen, nach Nordwesten geneigten Muschelkalkplatte erhalten geblieben, auf der sich Erosionsreste der Basalschichten des Eozäns — rote Mergel mit eckigen paläozoischen Geröllen — finden. Zwischen Figaró und Aiguafreda liegt das Eozän auf Keuper, und westlich Figaró stellen sich schließlich die Carñiolas ein.

Auf dem Gebiet der früheren Vorlandsschwelle im Süden der Ostpyrenäen erfolgt nach diesen junglaramischen Bewegungen die Bildung des Ampurdan-Beckens als eines nordöstlichen Ausläufers des Ebrobeckens.

Im Süden des Beckens entstehen neben der erweiterten Katalanischen Masse im Unteren Eozän kontinentale Ablagerungen. So werden Ypern und Unterlutet dort durch rote Mergel, Sandsteine und Konglomerate vertreten, aus denen VIDAL erstmalig *Bulimus gerundensis* angeführt hat, der für das Ypern leitend ist. Bei Amer besitzen diese „Bulimusschichten“ 80 m Mächtigkeit:

(1325)

Hangendes: marines Mittellutet

50 m rote Letten, sandige Mergel, dünnplattige Sandsteine und Quarzsandsteine

30 m rote und grüne sandige Mergel, Quarzsandsteine mit eckigen paläozoischen Geröllen und bis 0,5 m mächtigen Granitblöcken.

Liegendes: Paläozoikum.

Bei Gerona erreichen die Bulimusschichten noch 40 m, westlich Torrent 12 m und an der Cala de la Riereta, nördlich Bagur, nur noch 2,5 m Mächtigkeit. Weiter südlich, bei Palafrugell und südlich La Bisbal, transgrediert das marine Mittellutet auf dem Paläozoikum. Es ergibt sich so die südliche Begrenzung des Beckens des Ampurdan, die nördlich Bagur und südlich La Bisbal verläuft und dann etwas stärker nach Süden umbiegt (Taf. 3 a, Fig. 10).

Östlich Taradell beträgt die Mächtigkeit der Bulimusschichten 120—140 m, und ähnliche Werte werden auch am Montserrat erreicht. Wir erhalten somit für die Linien gleicher Mächtigkeit ein nordöstliches Streichen, und einen ähnlichen Verlauf mag auch etwas weiter östlich der Beckenrand besessen haben.

Die Geröllschüttungen und lateritischen Einschwemmungen von der Katalanischen Masse reichten im Unteren Eozän bis in die südlichen katalanischen Sierrren. Von hier beschreibt nämlich MISCH einen sandigen Alveolinenkalk, in dem westlich Camarasa Lagen von mattgrünen und roten Mergeln auftreten. Auch an der Südseite des Montsech enthält der Alveolinenkalk nach ihm noch Konglomeratbänkchen.

Weiter östlich, so nördlich Berga, bei Oix, Freixanet, Bassagoda und La Salud, ist das hier 150—200 m mächtige Untere Eozän als massiger Alveolinenkalk ausgebildet. Nördlich hiervon, und zwar gerade in dem Gebiet, wo bereits das Garumnium die stärkste Entwicklung zeigte, erreicht auch das Untere Eozän die größten Mächtigkeiten, nämlich solche von 250—300 m. Zugleich lösen sich die Alveolinenkalke in einzelne Bänke auf, und diese keilen nordwärts aus, bis eine vorwiegend mergelige Schichtfolge entstanden ist; einen solchen Fall veranschaulicht z. B. das Profil von S. Jordi, nördlich Albañá:

Hangendes - Mittellutet

40 m Kalkflysch

5 m massiger Alveolinenkalk

50 m graue Mergel

6 m massiger Alveolinenkalk

180 m graue Mergel und Kalke mit kleinen Nummuliten.

Ähnliche Verhältnisse weist das Profil bei Mas Piñeda auf:

Hangendes: Mittellutet

50 m graue Mergel

8 m dickbankiger Alveolinenkalk
 35 m Kalkmergel
 15 m massiger Alveolinenkalk
 70 m graue Mergel
 50 m nordwärts rasch auskeilender Kalk
 80 m graue Mergel
 Liegendes: Garumnium.

Weiter nördlich schalten sich bei La Manère in diese vorwiegend mergelige Schichtfolge des Unteren Eozäns auch Sandsteine ein. In der Zone La Manère—Camprodon—Coustouges—Viura finden sich an der Basis des Unteren Eozäns dunkle Miliolitenkalke. Sie stellte DALLONI ins Obere Paleozän.

Weiter gen Norden nimmt die Mächtigkeit des Unteren Eozäns gegen die Zentralpyrenäen-Schwelle erneut ab (180—225 m), und es entwickeln sich hier wieder kompakte Alveolinenkalke. Ihre Mächtigkeitszunahme schwellenwärts veranschaulichen nachstehende, einander nach Norden folgende Profile:

nördlich Pobla de Lillet:

Hangendes: Mittellutet
 140 m gutgebankte Kalke und sandige Mergel
 40 m dunkle Mergelkalke mit kleinen Nummuliten
 8 m dunkle Alveolinenkalke
 25 m dunkle Mergelkalke
 Liegendes: Garumnium

Greixa:

Hangendes: Mittellutet
 80 m Kalk- und Sandsteinflysch
 60 m Alveolinenkalke
 80 m grauer Kalkflysch
 Liegendes: Garumnium

Coll de Pandis:

Hangendes: Mittellutet
 50 m graue Mergel, Kalksandsteine und Kalke mit kleinen Nummuliten
 80 m massiger Alveolinenkalk
 70 m grauer Kalkflysch
 Liegendes: Garumnium.

In der Sierra del Cadi endlich ist das Untere Eozän als kompakter Alveolinen- und Nummulitenkalk entwickelt. Große Nummuliten beweisen nach BOISSEVAIN, daß er hier bis ins Mittellutet reicht.

Strandnahe Ablagerungen bei Le Boulou zeigen, daß weiter östlich ein Teil der Zentralpyrenäischen Schwelle im Unteren Eozän als schuttlieferndes Land vorhanden war. Es handelt sich über dem Paläozoikum von Le Boulou um 35 m quarzitisches Sand-

steine mit Kreuzschichtung und bis 4 m mächtigen, westwärts rasch auskeilenden Konglomeratlinsen, deren bis 20 cm dicke Gerölle aus Quarz und anderem paläozoischen Material bestehen. Außer verkohlten Pflanzenresten, die ebenfalls die Strandnähe andeuten, gibt MENGEL von hier *Cyclopoma gigas* AG. an, ein Fossil, das in den Fischschichten des Mte. Bolca (Vicentin) zwischen *N. atacicus* und *N. laevigatus* liegt, also dem Mittleren Unterlutet angehört.

In den Nordpyrenäen deutet sich die Zentralpyrenäen-Schwelle in der Mächtigkeitsabnahme des Unteren Eozäns nach Süden hin an. Die geringste Mächtigkeit, bei stark sandiger Ausbildung, beobachtet man bei Couiza:

Hangendes: Mittellutet
 50 m graue sandige Mergel mit kleinen Nummuliten
 25 m Sandsteine, Konglomerate, sandige Mergel
 Liegendes: rote Mergel mit Gips des Sparnaß.

Weiter nördlich sind bei Alet die gleichaltrigen Schichten, bestehend aus Nummulitenkalken, Sandsteinen und Mergeln, bereits 150 m mächtig.

Zwischen Albas und Jonquières erreicht das Untere Eozän seine stärkste Entwicklung. Es führt hier an der Basis, wie in den Südpynäen, Milioliteskalke.

Hangendes: Mittellutet
 140 m kalkig-sandige Mergel, Alveolinenkalke und Sandsteine, Kalksandsteine mit bis 2 cm großen Geröllen
 90 m Mergel und Alveolinenkalke
 30 m Sandsteine, graue mergelige Kalke, Milioliteskalke
 Liegendes: Sandsteine, rote Mergel mit Gips des Oberen Paleozän.

Weiter nördlich stellen sich gegen das Zentralplateau die kompakten Alveolinenkalke wie in den Südpynäen als eine Schwellenfazies ein. In den Bergen von Alaric besitzen sie 120 m, bei Minerve nur noch 60 m Mächtigkeit. In ihrem Liegenden finden sich hier als Garumniumfazies 2—3 m rote Mergel mit Sandsteinen und Konglomeraten. Das Becken von Carcassonne hat sich also im Unteren Eozän nach Norden gegen das Zentralplateau noch erheblich über die Verbreitungsgrenze des Garumniums hinaus ausgedehnt, und damit erreicht dann auch das Meer in ihm seine größte Ausdehnung; es erstreckt sich nach DONCIEUX nordostwärts bis Cessenon. Östlich davon ist in der Languedoc und Provence nur festländisches Eozän abgelagert worden.

b) Mittellutet bis Barton

(vgl. Taf. 3 a, Fig. 11).

Im Becken des Ampurdan erreicht das Meer, gegen die Katalanische Masse vorrückend, seine größte Ausdehnung im Mittellutet. Schichten des Mittleren Eozäns greifen z. B. an der Cala de la Riereta, wo das Untere Eozän nur 2,5 m Mächtigkeit besitzt, über letzteres hinweg auf das Paläozoikum vor. An der Basis des transgredierenden Mitteleozäns liegen dort 1,5 m sandige Kalke mit bis 15 cm großen Geröllen. Darüber folgen 5 m gutgebankte, stark ockerhaltige Kalke mit kleinen Geröllen und schließlich ca. 35 m Kalke mit Nummuliten des Mittellutet. Immerhin zeigen die geringe Mächtigkeit und die Geröllführung an, daß die Beckengrenze nicht allzu fern im Süden lag.

Bei Torrent greift ebenfalls das Mittellutet, in seinen basalen Mergelschichten 2—3 cm große Quarzgerölle enthaltend, auf das Paläozoikum über. Auch nördlich Palafrugell transgrediert Lutet auf dem Paläozoikum; es führt an seiner Basis 12 m mergelige Sande mit Quarzgeröllen und Lumachellen aus Seeigelstacheln und *Cyrena* sp. Darüber folgen 8 m Kalke mit *Alveolina elongata* und Milioliden, und den hangendsten Teil bilden 10 m Mergel mit Nummuliten.

Südlich La Bisbal liegt auf dem Paläozoikum ein 40 m mächtiges mergeliges Mittleres Eozän mit *Velates schmiedeli*, *Nummulites perforatus* und *Nummulites brongniarti*. Südlich San Sadurni führen ähnliche Mergel *Nummulites guettardi* und Actinocyclusen.

Bei Gerona findet sich in Überlagerung der Balimusschichten ein 60 m mächtiger Lutetkalk. Der ca. 10 m mächtige basale Teil enthält kleine Quarzkörner. Da die Kalke *Nummulites laevigatus* und *Alveolina elongata* führen, so könnte auch schon Unterlutet in ihnen enthalten sein; doch ist zu bedenken, daß *N. laevigatus* bei Terradas, wo er mit *N. millecaput* zusammen auftritt, bis ins Mittellutet reicht. In den hangenden 50 m mächtigen Nummulitenkalken konnte ich bei Gerona

Nummulites brongniarti D'ARCH.

" *perforatus* DE MONTF.

" *rouaulti* D'ARCH.

nachweisen.

Am Südrande des Ampurdan-Beckens sind also geringmächtige Sedimente des Mittleren Eozäns auf dem von der Katalanischen Masse sich flach gen Norden erstreckenden Schelf abgelagert worden.

Am Ostrande der Katalanischen Masse greift das eozäne Meer nicht über die Beckengrenze der Balimusschichten hinaus. Es

verzahnen sich die marinen Ablagerungen des Mitteleozäns in der Linie Monserrat—San Sadurni—San Feliu de Codinas mit den festländischen Schüttungen von der Katalanischen Masse her. Östlich der genannten Linie finden sich nur rote Mergel, Sandsteine und Konglomerate. In ihnen treten aber im Westen, an Mächtigkeit zunehmend, marine Einschaltungen auf, die am Monserrat nach den Fossilfunden von ALMERA u. a. dem Lutet und Barton entsprechen. Diese Folge besitzt hier die starke Entwicklung von 400 m; nach Nordosten indes nimmt längs der Katalanischen Innenkette die Mächtigkeit beträchtlich ab (Tafel 3a, Fig. 11); so beträgt sie bei Centellas nur noch 250 m.

Im Ebrobecken wird also am Ostrand gegen die Katalanische Masse ein mächtiges Mittleres Eozän abgelagert, und die epirogen im Aufsteigen begriffene Katalanische Masse hat in die randlichen Gebiete des Beckens stark geschüttet. Nordwärts gegen das Becken des Ampurdan hin verklingt die starke randliche Absenkungstendenz des Ebrobeckens, und im Norden der Katalanischen Masse kommt es im Mittleren Eozän, wie gezeigt, lediglich zu einer flachen randlichen Überflutung.

Die gröberen Schüttungen von der Katalanischen Masse haben während des Mittleren Eozäns westwärts nicht über Manresa hinaus gereicht. Dort sind in der etwa 450 m mächtigen Schichtfolge Lutet bis Barton durch reiche marine Faunen belegt. Weiter nördlich reicht die Quarzschüttung von der Katalanischen Masse her bis San Julian de la Vilatorra, wo sich in den hangenden Mergeln des ca. 200 m mächtigen Mittleren Eozäns Sandsteine mit 3—5 cm großen Quarzgeröllen eingeschaltet finden.

Am Südrand des Ampurdan-Beckens verzahnen sich die randlichen Nummulitenkalke beckenwärts mit Mergeln und werden schließlich durch diese ersetzt. So besitzen die kompakten Nummulitenkalke bei Gerona noch eine Mächtigkeit von 60 m, weiter nördlich bei Medina dagegen nur noch eine solche von 40 m, während das im übrigen mergelige Mittlere Eozän sich dort auf 200 m beziffert.

Das Mittlere Eozän südlich der Mündung des Rio Ter ist 135 m mächtig und enthält als Schüttung von der Katalanischen Masse noch kleine Quarzgerölle. Ich konnte hier Lutet und Barton durch eine Fauna belegen und folgendes Profil aufnehmen:

10. 8 m harte Sandsteine mit Quarzgeröllen
9. 20 m mergelig-sandige Letten
8. 5 m harte, im Hangenden fladige Sandsteine mit Nummuliten, Austern und großen Seeigeln

(1330)

7. 10 m sandige Letten
6. 4 m harte Sandsteine mit Nummuliten und Seeigeln
5. 15 m sandige Letten mit Geröllen
4. 2 m mergelige Sandsteine mit Seeigeln und bis 4 cm großen Quarzgeröllen
3. 2 m Kalksandsteine mit Nummuliten
2. 0,05 m Korallenlumachelle
1. 1,8 m blaue Sandsteine mit Quarzgeröllen

Liegendes: 60 m Kalksandsteine und Mergel mit großen Nummuliten des Lutet.

Die nachstehenden, besonders in den Schichten 2, 6 und 8 gefundenen Formen beweisen das bartonische Alter dieser Serie:

Nummulites contortus DESHAYS.
 „ *striatus* BRUG.
 „ *variolaris* LAM.
 „ *fabianii* PREVER
Vulsella granulensis OPPH.
Velates schmiedeli CHEMN.
Calliophthalmus deshayesi HÉBERT
Smilotrochus cristatus FELIX
Stylocoenia taurinensis MIGHT.
Millepora sp.
Porites sp.
Montlivaultia sp.
Paracyathus sp.
Dendracia sp.
Hypsopatagus lucentinus COTT.

Bei Vich ist das Mittlere Eozän bei vorwiegend kalkiger Entwicklung 300 m mächtig. Im Hangenden finden sich dort die bekannten blauen Mergel mit *Serpula spirulea*, die ins Barton gestellt werden. Bei Bañolas sind die entsprechenden Schichten in reiner Beckenfazies als 350 m mächtiger Kalkflysch ausgebildet.

Weiter nördlich ergibt sich der Einfluß der Zentralpyrenäen-Schwelle aus Mächtigkeitsabnahme und erneuter Geröllführung. An der neuen Landstraße La Salud-Terradas-Vilaritg ist folgendes Profil zu beobachten:

- Hangendes: Wechsellagerung von 1,5 m mächtigen Sandsteinen mit bis 8 cm großen Quarzgeröllen, braunen sandigen Mergeln und roten Tonen
22. 15 m rote und grüne, gefaltete Mergel mit Gipsresiduen
 21. 10 m mergelige Tone und Sandsteine mit bis 8 cm großen Geröllen (Kalke, Sandsteine, selten Quarz)
 20. 15 m bis 2 m mächtige Kalke mit Gerölllinsen und Mergel mit dünnen Sandsteinbänkchen und Kohleschmitzen
 19. 3 m blauer Kalk mit Austern und Nummuliten
 18. 15 m blaue Kalksandsteine mit Kohleschmitzen und Gerölllinsen (bis 15 cm große Quarze)
 17. 2 m mergeliger Kalk
 16. 1 m Austernkalk

15. 8 m mergelige Kalke mit kleinen Geröllen
14. 15 m blaue Kalke mit Nummuliten und bis handgroßen Austern, Wurm-
spuren
13. 1 m Geröllage
12. 10 m mergelige bis sandige Kalke mit Wurm Spuren
11. 1 m Nummulitenkalk
10. 2 m gelbbraune Tone und mergelige Kalke mit kohligen Pflanzenresten
9. 8 m Nummulitenkalke und Mergel
8. 15 m graue Kalke und Mergel
7. 12 m mürbe Kalke mit bis 45 cm großen Cerithien
6. 40 m blaue Kalke, Sandsteine, graue Mergel und Austerbänke
5. 60 m Mergel, mürbe Sandsteine, stark glaukonitische Kalke
4. 25 m mürbe Sandsteine mit Geröllen, Mergel und Kalke
3. 35 m feste blaue Kalke und Mergel
2. 30 m Kalke und mergelige Kalke
1. 100 m dickbankige Alveolinenkalke

Liegendes: Garumnium.

An Fossilien fand ich

- | | |
|------------------|---|
| in Schicht | 1: <i>Alveolina subpyrenaica</i> LEYM. |
| in Schicht | 2: <i>Nummulites lucasanus</i> DEFR. |
| | " <i>atacicus</i> LEYM. |
| | " <i>subatacicus</i> DOUV. |
| | " <i>partschi</i> DE LA HARPE |
| | <i>Assilina praespira</i> DOUV. |
| | " <i>spira</i> DE ROISSY |
| | <i>Alveolina subpyrenaica</i> LEYM. |
| | " <i>oblonga</i> D'ORB. |
| in den Schichten | 3—7: <i>Nummulites laevigatus</i> BRUG. |
| | " <i>uronensis</i> HEIM |
| | " <i>millecaput</i> BOUBÉE |
| | <i>Assilina praespira</i> DOUV. |
| | " <i>spira</i> DE ROISSY |
| | " <i>exponens</i> SOW. |
| | <i>Cerithium giganteum</i> LAM. |
| in Schicht | 8: <i>Nummulites partschi</i> DE LA HARPE |
| | " <i>curvispira</i> P. SAN |
| | " <i>millecaput</i> BOUBÉE |
| | <i>Assilina exponens</i> SOW. |
| in den Schichten | 9—11: <i>Nummulites perforatus</i> MONTF. |
| | <i>Assilina exponens</i> SOW. |
| | <i>Velates schmiedeli</i> CHEMN. |
| in Schicht | 14: <i>Nummulites incrassatus</i> DE LA HARPE |
| | " <i>perforatus</i> DE MONT. |
| | " <i>rouaulti</i> D'ARCH. |
| | " <i>millecaput</i> BOUBÉE |
| | " <i>brongniarti</i> D'ARCH. |

- in Schicht 17: „ *perforatus* DE MONT.
Assilina exponens SOW.
 „ *bolivari* LLUECA
 in den Schichten 18—21: *Nummulites perforatus* DE MONT.

Aus den angeführten Foraminiferen ist ersichtlich, daß die Schichten 1 + 2 ins Ypern und Unterlutet zu stellen sind. Das Auftreten von *N. millecaput*, *A. exponens*, *C. giganteum* in Schicht 3 zeigt den Beginn des Mittellutet an. *A. praespira* und *A. spira*, sonst nur aus dem Unterlutet angegeben, reichen also bis ins Mittellutet. Für die Schichten 3—17 ergibt sich nach den Fossilien ein mittel- und oberlutetisches Alter. Die Grenze zwischen diesen beiden Abteilungen ist wegen Fehlens typischer Formen nicht genau festzulegen, doch möchte ich sie aus petrographischen Gründen unter Vergleich mit Verhältnissen weiter westlich zwischen Schicht 8 und 9 annehmen. Die im Liegenden der Gipse auftretenden Schichten 18 bis 21 führen nur *N. perforatus*. Sie könnten, da dieser Nummulit bis ins Barton reicht, dem Barton entsprechen. Auf die genaue Altersstellung der Gipse wird weiter unten eingegangen werden.

Die Geröllführung setzt somit in diesem Profil bereits im Mittellutet ein und stammt von der im Mittellutet epirogen aufsteigenden Zentralpyrenäen-Schwelle.

Westwärts nimmt die Mächtigkeit des Mittleren Eozäns zu; so konnte ich bei San Lorenzo folgendes Profil aufnehmen:

- 100 m sandige Mergel, Kalksandsteine, Sandsteine mit bis 5 cm Geröllgröße. Die mergeligen Kalke finden sich nur noch als 0,5 m mächtige Einschaltungen. Zum Hangenden allmählicher Übergang in die Molasse
 40 m mergelige Kalke mit Nummuliten und Assilinen
 120 m Mergel und Sandsteine mit wenigen bis 2 cm großen Geröllen. Im Liegenden Einschaltung einiger bis 1,5 m mächtiger Alveolinenkalke
 50 m Sandsteinflysch mit bis 1,5 cm großen Geröllen und mit Pflanzenabdrücken
 70 m Kalkflysch
 30 m Mergel, Kalksandsteine, Sandsteine
 Liegendes: Alveolinenkalk.

Noch weiter westlich beträgt bei Albañá die Mächtigkeit des Mittleren Eozäns 420 m. Im Mittellutet treten hier keine Gerölle mehr, wohl aber noch Sandschüttungen auf. Diese verschwinden südwärts, wie das Profil südlich Lloroña zeigt:

- Hangendes: Molasse
 15 m Gips
 80 m Sandsteine und Mergel
 60 m Kalkflysch
 50 m kompakter Nummulitenkalk

60 m Mergel mit Sandsteinen und Kalken
 100 m Assilinenkalk
 80 m Mergel und Kalke mit seltenen Sandsteinen
 Liegendes: Unteres Eozän.

Die Sandsteine und Mergel sind also beckenwärts weitgehend durch Nummulitenkalke und Mergel vertreten. Erst in den hangendsten 80 Metern treten Sandschüttungen auf, die nach dem von DALLONI in ihnen angegebenen *N. aturicus* (= *N. perforatus* var. *A*) ebenfalls, wie bei Terradas, dem Barton angehören dürften.

Noch weiter westlich deutet sich südlich Oix eine stärkere Hebung der Zentralpyrenäen-Schwelle nur an der Grenze von Unter- und Mittellutet durch Sandschüttung an. Das Mittellutet ist rein kalkig ausgebildet. Geröllführende Ablagerungen finden sich dann erst wieder im hangenden Teil des Mittleren Eozäns, wie das folgende Profil zeigt:

Hangendes: Molasse
 10 m Gips
 150 m Sandsteinflysch mit Konglomeratbänkchen
 300 m Mergel und Kalke
 40 m Mergel und Sandsteine
 Liegendes: 150 m massiger Alveolinenkalk.

Die größten Mächtigkeiten, nämlich solche von 600 m, erreicht das Mittlere Eozän bei flyschartiger Ausbildung zwischen San Juan de las Abadessas und Montgrony, also dort, wo auch bereits das Unterlutet in mergeliger Beckenfazies entwickelt war. Das Mittlere Eozän wird hier überall durch 30—40 m rote Mergel mit Kalksandsteinen und Grauwacken eingeleitet. Hieraus ergibt sich eine verstärkte Hebung der Zentralpyrenäen-Schwelle an der Grenze zum Mittellutet. Erst im hangenden Teil des Mittleren Eozäns stellen sich dann wieder Sandsteine und in den höchsten Lagen auch Gerölle ein.

Die Mächtigkeit des Mitteleozäns nimmt westwärts erneut ab und beträgt bei San Lorenzo do Morunys 500 m. Der hangende Sandsteinflysch, der hier nur noch 80 m mächtig ist, enthält noch Kalke mit reicher Fauna — *Cerithium*, *Dentalium*, *Spondylus*, Korallen — eingeschaltet. Nordöstlich hiervon ist der 200 m mächtige hangende Teil des Mittleren Eozäns bei Greixa rein sandig entwickelt. Diese Zunahme des Sandgehaltes nach Norden weist wieder auf die Zentralpyrenäen-Schwelle hin.

Im Sattel von Oliana hat DALLONI Barton auf Grund einer Nummulitenfauna nachgewiesen. Es ist hier fast völlig kalkig-mergelig entwickelt, und nur in den hangendsten 20 m finden sich dünne Sandsteinbänke mit Geröllen eingeschaltet.

Nördlich Berga ist das Mittlere Lutet bei Queralt als 150 m mächtiges Kalkkonglomerat ausgebildet. Große eckige Brocken von Alveolinenkalken, daneben auch von mesozoischen Kalken und vereinzelte Sandsteingerölle, treten auf. Eingeschaltet finden sich Kalkbänke, die reich an Nummuliten und Assilinen sind. BATALLER gibt von hier *N. lucasanus* und *A. exponens* an, wodurch das mittellutetische Alter sichergestellt ist. Die im Liegenden der beschriebenen konglomeratischen Bildungen auftretenden 30 m Kalksandsteine und Sandsteine führen bei Berga bis 5 cm große gerundete Gerölle und Pflanzenhäcksel. Bei San Lorenzo sind die in diesem Horizont auftretenden Gerölle nur noch 3 cm groß. Weiter nördlich tritt am Südhang der Sierra del Cadi im Lutet kein klastisches Material auf, und so können die Geröllschüttungen, die zur Bildung des konglomeratischen Mittellutets von Berga führten, wohl nicht von der Zentralpyrenäenschwelle stammen. Aber auch die Katalanische Masse kommt wegen der im Konglomerat auftretenden Alveolinenkalkblöcke als Gerölllieferant nicht in Frage. So ist es möglich, daß die Konglomeratschüttungen von einer heute im Ebrobecken gelegenen Schwelle stammen, die sich nach MISCHE auch in den faziellen Verhältnissen des Eozäns der mittleren Südpynenäen andeutet. Dort werden nämlich die blauen Nummulitenmergel der Zone von Tremp südwärts durch Nummulitenkalke und schließlich einen sandigen Flysch vertreten.

In den Nordpyrenäen beginnt im Gegensatz zu den Südpynenäen eine Regression bereits im Mittellutet. Im Süden des Beckens von Carcassonne äußert sich die Zentralpyrenäen-Schwelle in verstärktem Maße durch Geröllschüttungen. Am Ariège ist das ca. 50 m mächtige Mittellutet mergelig bis sandig ausgebildet. Bei Couiza besteht es aus 40 m Mergeln, aus Sandsteinen mit bis 2 cm dicken Quarzkieseln und aus Konglomeraten mit bis 8 cm großen paläozoischen Geröllen. Nördlich davon ist das Mittellutet bei Alet als ca. 100 m mächtige Folge von Mergeln und Sandsteinen entwickelt. Weiter nordwärts nimmt gegen das Zentralplateau die Mächtigkeit wieder ab. So besitzt nach BRESSON das Mittellutet, bestehend aus Sandsteinen und Mergeln, in den Bergen von Alaric nur noch 25—30 m Mächtigkeit und hat eine brackische Fauna, Austern und Cerithien, nebst Pflanzenabdrücken geliefert. Ähnliche brackische Bedingungen herrschten auch bei Lézignan, wo im Liegenden der Molasse nach DONCIEUX Sandsteine mit *Cerithium* und *Potamides* auftreten.

Am Rande gegen das Zentralplateau ist schließlich das Mittellutet, so bei Azillanet, bereits als ca. 20 m mächtiger Süßwasserkalk mit *Bulimus hopei* ausgebildet.

Im Oberlutet ist das Meer aus den östlichen Nordpyrenäen verschwunden. Von der epirogen weiter aufsteigenden Zentralpyrenäischen Schwelle wird das Material für die als Poudingue de Palassou bezeichnete Molasse geliefert, die in den Nordpyrenäen, wie bekannt, vom Oberlutet bis in das Oligozän reicht. Bei Couiza ist sie 200 m mächtig, weiter nördlich, bei Alet 400 m. Nordwärts verzahnt sie sich gegen das Zentralplateau mit Süßwasserablagerungen. Eine derartige Ausbildung zeigt z. B. das Profil bei Azillanet:

Barton: 120 m Sandsteine und bunte sandige Mergel
 35 m Kalke und Mergel mit bis 10 cm dicken Lignitbänken
 Oberes Lutet: 50 m dickbankige Sandsteine mit kleinen Quarzen und Kreuzschichtung
 Mittel-Lutet: 20 m Süßwasserkalke

Aus der geringen Geröllführung sowie dem Auftreten der Süßwasserkalke und Lignite ist zu schließen, daß diese nördlichen Randpartien des mitteleozänen Beckens einen flach gegen das Zentralplateau auslaufenden Süßwassersee darstellten.

c) Die ludische Stufe.

Zu Ende des Bartons erfolgte auch in den östlichen Südpynäen die in den Nordpyrenäen bereits früher eingetretene Re-

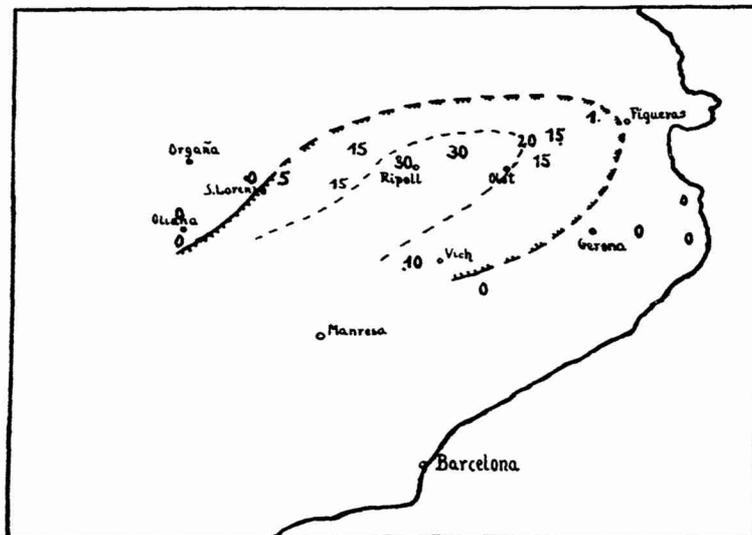


Abb. 10. Mächtigkeit und Verbreitung der ludischen Gipse im Becken des Ampurdan.

gression, und es kommt in dem Becken des Ampurdan zur Auscheidung von Gips. Dieser fehlt im Westen, wo sich bereits
 (1336)

durch geringe Sedimentmächtigkeit im Mittleren Eozän ein Hochgebiet zu erkennen gab. Bei Llinas sind die Gipse noch 5 m mächtig, und etwas weiter westlich fehlen sie bei San Lorenzo de Morunys bereits ganz (Abb. 10). Auch nach Osten keilen die Gipse aus, und zwar in dem Raume westlich Figueras. So fanden sich bei Terradas nur noch rote Mergel mit Gipsresiduen im Hangenden des Mittleren Eozäns. Die größten Mächtigkeiten erreichen die Gipse mit 30 m zwischen San Juan de las Abadessas und Gombreny, wo sich nach DALLONI in ihnen graue Mergel mit Asphalt und Ozokerit einstellen.

Die Schichten im Liegenden der Gipse führen bei Terradas *N. perforatus*. Bereits DALLONI gibt *N. aturicus* (= *N. perforatus* var. A) aus dem Sandsteinflysch unmittelbar aus dem Liegenden der Gipse bei Beuda an. Bei Casa Camprubi, nördlich Vilardal, fand ich in dem Liegenden der hier 15 m mächtigen Gipse ebenfalls *N. aturicus*.

N. perforatus besitzt eine relativ lange Lebensdauer. Nach BOUSSAC (1911) tritt er im Profil von Biarritz zusammen mit *N. millecaput* im Mittellutet auf und reicht dort bis in das Barton, wo er mit *N. striatus-contortus* und *N. fabianii* vergesellschaftet ist. Aus dem Eozän der Westalpen erwähnt BOUSSAC (1911) vom Mercantour ebenfalls ein gleichzeitiges Auftreten von *N. striatus* und *N. perforatus*. Da nun im liegenden Teil des mittleren Eozäns der östlichen Südpynäen das Lutet durch eine reiche Fauna nachgewiesen ist, möchte ich die hangenden Horizonte, die lediglich *N. perforatus* enthalten, als Vertretung des Bartons annehmen. Die Gipse wären dann postbartonisch, also an die Basis des Luds zu stellen. Damit sind sie gleichaltrig mit den westlich Vich im Hangenden von sicherem Barton auftretenden Gipsen. An der Landstraße Prats de Llusannes - Vich konnte ich folgendes Profil aufnehmen:

- 200 m rote Mergel und Sandsteine mit seltenen bis 2 cm großen Geröllen
- 50 m graue Mergel und Kalksandsteine
- 1 m Gips
- 3 m graue Mergel
- 2 m Gips
- 25 m graue Mergel
- 1,5 m Gips

Liegendes: graue Mergel und Kalke mit Korallen (Barton).

Auch in den Nordpyrenäen kam es nach BRESSON und BLAYAC westlich des Ariège an der Basis des Luds zu Gipsausscheidungen (Gipse von Mas St. Puelles).

Während des Luds hob sich die Zentralpyrenäen-Schwelle in

verstärktem Maße, ihre Geröllmassen in die Vortiefen sendend. In den Südpirenäen kam es damals zur Ablagerung einer Süßwassermolasse, während im Norden die Bildung des Palassou-Konglomerates weiterging.

Daß es sich bei der Bildung dieser Molasse tatsächlich um Schüttungen von der Zentralpyrenäen-Schwelle her handelt, beweist die Abnahme der Geröllgröße von der Schwelle beckenwärts. So sind in den Nordpyrenäen die Gerölle bei Limoux noch bis 20 cm groß, bei Rouffiac noch bis 8 cm und im Zentrum des Beckens bei Carcassonne schließlich nur 2—3 cm. Auch in den Südpirenäen läßt sich eine ähnliche Abnahme der Geröllführung verfolgen. So haben wir mächtige Konglomerate im Norden, dagegen beckenwärts nur einzelne Gerölle in Sandsteinen.

Das nicht seltene Auftreten von Alveolinenkalkgeröllen beweist, daß die Zentralpyrenäische-Schwelle sich um Gebietsteile erweitert hat, die noch zum Sedimentationsbereich des Unteren Eozäns gehört hatten.

d) Zusammenfassung.

Zusammenfassend läßt sich also über die Geschichte der Ostpyrenäen im Paleozän und Eozän sagen, daß es nach schwächeren Faltungen in dem zentralen Schwellengebiet zur Bildung je eines Beckens im Norden und Süden im Raum der ehemaligen Vorlandsschwellen kommt. Während des Eozäns hebt sich im Anschluß an jene Faltungen die Zentralpyrenäische-Schwelle epirogen, und ihr Schutt gelangt in die beiden Tiefen. Die Grenze der Geröllschüttung in den einzelnen Zeitabschnitten zeigt, daß die epirogene Aufwärtsbewegung im Osten begonnen und sich allmählich nach Westen erweitert hat.

In der nördlichen Vortiefe erreicht das Meer seine größte Verbreitung im Unteren Eozän und im Mittleren Eozän zieht es sich bereits zurück. Dagegen hat in der südlichen Vortiefe das Meer seine größte Ausdehnung erst im Mittleren Eozän gehabt und im Oberen Eozän hat es sie verlassen. An der Basis des Luds kommt es hier zu salinaren Bildungen.

Die östliche Nordpyrenäen-Vortiefe war ein Ausläufer des Aquitanischen Beckens und stand mit der alpinen Eozän-Geosynklinale nicht in direkter Verbindung. Gibt es doch im Languedoc und in der Provence nach DONCIEUX nur kontinentales Eozän.

Die Südpirenäen-Vortiefe hing wohl zusammen mit dem betisch-balearenischen Trog und vermittelte so zwischen einem atlantischen Meer im Westen und der Tethys. Wenigstens hat DARDER

in Mallorca die marine Serie vom Ypern bis zum Barton nachgewiesen.

Wir betrachten die Ränder der Pyrenäen-Vortiefen gegen die alten Massen.

Gegen das Zentralplateau waren, nachdem der zentrale Teil des Beckens von Carcassonne im Mittleren Lutet allmählich brackisch geworden war, die Reliefunterschiede nahezu ausgeglichen. Auf dem sumpfigen Küstensaum des oberlutetischen Süßwassersees gedieh eine üppige Pflanzenwelt, aus der Lignite hervorgegangen sind, und trög strömende Flüsse führten vom Festlande feines Sandmaterial herbei.

Auch am Südrande des Ampurdanbeckens war eine alte Masse randlich nur ganz flach überflutet worden, hier allerdings unter Fortbestehen der marinen Bedingungen.

Demgegenüber wurde an der Westküste der Katalanischen Masse bei dauernder stärkerer Senkung des Beckens gegenüber dem Festlande größere Reliefenergie aufrecht erhalten, und mächtige Ströme verfrachteten Gerölle, Sand und Schlamm in den sinkenden Raum. Auffüllung und Abwärtsbewegung des Beckens halten sich in einem ca. 15 km breiten Randsaume das Gleichgewicht, und hier haben wir Flußschüttungen statt der marinen Sedimente des inneren Beckens. Nur zeitweilig greift das Meer auch auf diesen Randsaum über (Mittellutet, Barton), doch wird die alte Uferlinie der untereoziänen Zeit nie überschritten.

10. Das Oligozän.

Nach dem Eozän erfolgte die erste große intratertiäre Faltung. Sie ist zwar von JACOB (1926, 1930) schon in die Zeit nach dem Unterlutet und vor dem Barton gelegt worden, indem er sich auf das Vorhandensein einer Diskordanz im Liegenden des Konglomerats von Sosis (mittlere Südpynäen) stützte, das er in das Barton stellte; doch gibt P. MISCH ein präoligozänes, d. h. pyrenä-

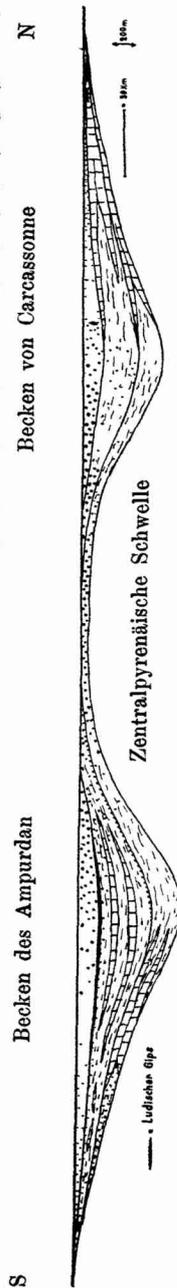


Abb. 11. Das Eozän der Ostpyrenäen.

isches Alter dieser Diskordanz an. Ferner soll nach JACOB das Konglomerat von Palassou mit dem Oberlutet beginnen, und diesen konglomeratischen Bildungen soll eine postunterlutetische Faltung vorausgegangen sein; doch habe ich schon gezeigt, daß die Konglomeratschüttungen aus dem nach der laramischen Faltung beginnenden epirogenen Aufstieg der Zentralpyrenäen erklärt werden können.

Die pyrenäische Faltung ist, wie bereits H. STILLE (1924, 1927) hervorgehoben hat, auf den zentralen Teil der Pyrenäen beschränkt geblieben und hat beckenwärts nicht gewirkt. So herrscht in dem Becken des Ampurdan völlige Konkordanz zwischen den salinaren Bildungen und der sie bedeckenden Molasse, die in ihrem liegenden Teil ins Lud, in ihrem hangenden ins Oligozän gehört, wie auch innerhalb dieser Molasse. Bei Calaf treten zwischen den Sandsteinen und Mergeln im Hangenden der Salze Lignite und Süßwasserkalke auf, und in ihnen gefundene Wirbeltierreste und lakustre Schnecken ergeben nach DEPÉRET ein sannoisisches (unteroligozänes) Alter. Eine bei Tarrega gefundene Wirbeltierfauna wird in das Obere Sannois gestellt, sodaß die über ihr noch auftretenden Sandsteine und Mergel bereits dem Unteren Stamp (Mitteloligozän) angehören dürften.

Randlich wird das Untere Oligozän durch mächtige Konglomerate vertreten, die den epirogen aufsteigenden pyrenäisch gefalteten Zentralpyrenäen entstammen. So folgen südlich San Lorenzo de Morunys auf das fossilführende Barton 200 m Konglomerate mit Geröllgrößen von 8—15 cm, Sandsteine und Letten, unter denen sich 10 km weiter östlich im Liegenden dieser Serie bei Llinas die Gipse einstellen. Konkordant folgt dann eine über 1200 m mächtige Blockpackung, die 0,3 bis 0,5 m, ja sogar über 1 m große Blöcke enthält. Die ganze Serie ist hier noch steil aufgerichtet bis überkippt, ein Zeichen, daß die Faltung in dieser Zone erst nach dem Unteroligozän erfolgt ist.

Während hier also noch Konkordanz zwischen Eozän und Oligozän herrscht, liegt weiter nördlich, wo die präoligozäne Faltung gewirkt hat, das Oligozän mit schwacher Diskordanz auf dem Mesozoikum. So ist die Oberkreide in der Sierra del Campas, nordöstlich San Lorenzo, steil aufgerichtet bis leicht nach Westen überkippt, und an sie legt sich, mit 60° nach Osten geneigt, das Oligozän als kompaktes Kalkkonglomerat. Es besteht an der Basis aus aufgearbeiteten Kreidekalken, die durch ein rotes kalkiges Bindemittel verkittet sind. Die Winkeldiskordanz im Liegenden des Oligozäns beträgt hier 30—40°, die Aufrichtung des Oligozäns

60°. Also auch noch hier ist die Hauptfaltung erst postpyrenäisch erfolgt.

Am Westrande der Katalanischen Masse herrscht ebenfalls Konkordanz zwischen Eozän und Oligozän, worauf bereits SCHRIEL (1929) hingewiesen hat. Die Katalanische Masse steigt im Oligozän weiter epirogen auf und liefert in die Randgebiete des Ebrobeckens gewaltige Konglomeratmassen, die z. B. die höheren Teile des Monserrat zusammensetzen.

Auch im Norden, im Becken von Carcassonne, liegen Eozän und Oligozän konkordant. Hier geht die Molasseablagerung weiter bis ins Untere Stamp, dem VASSEUR (1894) und BLAYAC (1930) noch die höchsten Teile des Palassoukonglomerates zuordnen.

Die voroligozäne (pyrenäische) Faltung der Zentralpyrenäen findet ihre Fortsetzung in den östlichen Corbières und in den provençalischen Ketten, — liegt doch in den Ostcorbières nach DONCIEUX (1903) brackisches Oberoligozän dem Faltenbau diskordant auf. Fälle von Faltungen pyrenäischen Alters führt H. STILLE (1924) aus dem Gebiet östlich Marseille und aus dem Becken von Aix an. Auch die Innenzonen der Westalpen sind voroligozän gefaltet. Sie steigen dann während des Oligozäns epirogen auf und haben, wie GIGNOUX gezeigt hat, nach Westen Sandmaterial geschüttet — Sandstein von Annot, Flyschsandstein —, während das Oligozän weiter westlich in den Subalpinen Ketten kalkig entwickelt ist. Das Zentrum der geosynklinalen Absenkung hat sich also in den Westalpen nach der pyrenäischen Faltung nach Westen verlegt. Das marine Oligozän greift hier über die Grenze des Priabonmeeres vor, und die im Eozän die alpine Geosynklinale vom Provençalischen Becken trennende Schwelle wird überflutet.

Die pyrenäische Faltung schafft also erstmalig einen von den zentralen Teilen der Westalpen über die östlichen provençalischen Ketten und Corbières in die Pyrenäen einbiegenden, also im großen Bilde das Französische Zentralplateau einrahmenden Faltenstamm.

11. Das Miozän.

Vor dem Miozän erfolgten bedeutsame Faltungen in den Außenzonen der Ostpyrenäen. An der oberen Garonne, südlich Cazères, liegt diskordant über dem aufgerichteten Palassou-Konglomerat eine Molasse, deren Blöcke bis 1 m groß werden. In diesem „Konglomerat von Jurançon“ erblickte H. DOUVILLE 1924 eine randliche Vertretung der Molasse von Armagnac, die nach BLAYAC (1930) ins Untere Burdigal gehört. Die nach dem Stamp und vor dem Burdigal erfolgte Faltung ist somit savischen Alters.

(1341)

In den Südpirenäen ist nach der bisher herrschenden Meinung die Hauptfaltung voroligozän, d. h. pyrenäisch (DALLONI 1930), und dem stimmt für die mittleren Südpirenäen einschließlich des Monsech und der Sierrren südlich von ihm auch MISCH bei, wie für die zunächst nach Westen angrenzenden Sierrengebiete auch SELZER. Für den Süden der Ostpyrenäen trifft diese Altersbestimmung jedoch nicht zu, wie nach SELZER übrigens auch nicht für die Sierrren am Nordrande des Ebrobeckens westlich der Cinca (Aragonien). Denn wie bereits gezeigt, liegen bei San Lorenzo de Morunys (westlich Berga) Eozän und Unteres Oligozän zueinander konkordant und sind noch bis zur Senkrechten aufgerichtet. Überlagert sind sie am El Cudo (Abb. 12) von einer groben jüngeren Molasse, die in ihrer Zusammensetzung der älteren des Oligozäns gleicht. Dieses jüngere „Konglomerat des El Cudo“ ist kaum noch gestört und fällt mit $10-15^{\circ}$ nach Süden ein. Randlich, so auf dem Wege nach dem Tosal del Sanctuario, ist das Konglomerat etwas steiler gelagert. Die aufgerichtete Oligozänmolasse legt sich nun südwärts, d. h. mit Richtung auf das Ebrobecken, bald flach, wie im Taleinschnitt des Cardoner zu verfolgen ist, und so kommt es, daß bereits in der Höhe des Sanctuario jüngere und ältere Molasse konkordant zu einander liegen. Das „Konglomerat des El Cudo“ bildet hier eine flache Mulde. Es ist weiter südlich bereits schwach nach Norden geneigt, und zwar mit $5-10^{\circ}$, und streicht nach Süden in der Steilkante nördlich der Landstraße Solsona-Berga flach aus.

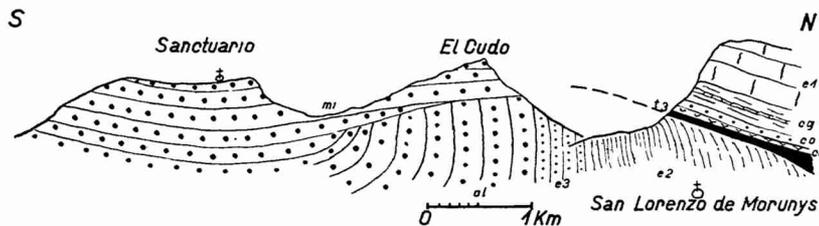


Abb. 12. Diskordanz im Liegenden des „Konglomerats des El Cudo“ bei San Lorenzo de Morunys.

t^3 = Keuper; ca = Carniolas; co = Oberkreide; cg = Garumnium; e_1 = Unteres Eozän; e_2 = Mittleres Eozän; e_3 = Lud; ol = Oligozän; mi = Miozänes Konglomerat des El Cudo.

Das „Konglomerat des El Cudo“ geht also nicht in das Ebrobecken hinein, sondern ist beschränkt auf eine am Fuße der Südpirenäen gelegene Zone, in der es nie stärker als mit 20° geneigt ist, während das Oligozän unter ihm zum Teil steil steht. Östlich

(1342)

des Cardoner zeigt sich das „Konglomerat des El Cudo“ in zwei kleineren Erosionsresten in der Sierra de Busa und der Sierra del Tosals westlich und östlich des Rio Aiguadora, hier ebenfalls in muldenförmiger Lagerung. Im Norden liegt es, 10° nach Süden fallend, auf der senkrechten oligozänen Molasse, im Süden ist es 5° nordwärts geneigt. Weiter östlich findet es sich weit verbreitet am Ostrande der Serie von Pedra Forca in Anlagerung an einen fertigen mesozoischen Faltenbau, der östlich des Llobregat an der Roca de Pascal, der Sierra de la Clusa, dem Serrat Negre und dem Llena unter ihm verschwindet. Östlich des Baches von Casa Arderico (südlich Pobla de Lillet) ist die ältere ludisch-oligozäne Molasse im Hangenden der Gipse noch in die Faltung einbegriffen und an der Llena vom jüngeren Konglomerat diskordant überlagert.

Auch zwischen Cardoner und Segre legt sich das „Konglomerat des El Cudo“ an den mesozoischen Faltenbau an, wie sich vom Cardoner westwärts über Oden, Cambrills und Castell beobachten läßt. Am Segre taucht dann im Sattel von Oliana in konkordanter Überlagerung des von hier schon erwähnten Bartons die ältere Molasse als eine über 500 m mächtige Blockpackung auf. Sie ist bis 60° aufgerichtet und im Norden durch das Mesozoikum des Coscollet überschoben. Am Bach von Cortiuda verdeckt das jüngere Konglomerat (El Cudo-Konglomerat), taschenförmig in den Untergrund eingreifend, diese Überschiebung und bei Cortiuda lagert es sich, stark nördlich vorspringend, an die Oberkreide an. Weiter im Süden taucht nördlich Peramola unter dem Konglomerat wieder das Mesozoikum auf, das am Torrente de Peramola auf das marine Barton überschoben ist, längs einer Störung, die schräg zu dem Sattel von Oliana streicht. So stellen sich auf dem überfahrenen Nordflügel des Sattels ostwärts jüngere Horizonte ein, am Segre schließlich, wie bereits erwähnt, die mächtige Molasse des Oligozäns.

Ebenso wie am Cardoner ist also auch am Segre das Oligozän noch in die Hauptfaltung einbezogen, während das „Konglomerat des El Cudo“ den fertigen Faltenbau überlagert. Es muß sich bald nach der Faltung gebildet haben, als noch ein starkes Relief bestand. Das ist aus dem häufigen taschenförmigen Eingreifen des Konglomerates in das Liegende und aus den aus dem Konglomerat emporragenden Kreidekalken ersichtlich. So lehnt sich westlich der Sierra de Coscollet bei Cortiuda in ca. 1000 m Höhe das Konglomerat an die heute noch bis 1600 m emporragenden Kreidekalkberge an. Die Reliefunterschiede müssen an

dieser Stelle also zur Bildungszeit des Konglomerates noch über 600 m betragen haben.

Die Faltung des Südens der östlichsten Südpyrenäen ist nach dem Oligozän erfolgt, und so darf man wohl das „Konglomerat des El Cudo“ als annähernd gleichaltrig mit dem „Konglomerat von Jurançon“ der Nordpyrenäen ansehen. Wie dieses dort, wie gezeigt, dem tieferen Miozän angehört, so möchte ich auch die Faltung des Südens der östlichsten Südpyrenäen für savisch halten.

So bieten also die Pyrenäen, wie H. STILLE bereits 1924 und 1927 betont hat, ein ausgezeichnetes Beispiel für das Wandern der Faltung. Die inneren Zonen der Ostpyrenäen sind schon vor-oligozän (pyrenäisch) gefaltet worden. Die Faltungen und großen Überschiebungen der Vortiefen, in deren Raume die pyrenäische Faltung nicht gewirkt hatte, erfolgten nacholigozän (savisch).

Savische Faltung liegt auch in der östlichen Fortsetzung der nördlichen Außenzone der Pyrenäen vor. So ergibt sie sich in der Umgebung von Narbonne daraus, daß das kaum noch gestörte Miozän (Blatt Narbonne) auf dem das Palassou-Konglomerat noch umfassenden Überschiebungsbau transgrediert. Ähnliche Verhältnisse finden sich auf Blatt Montpellier. Westlich des Beckens von Aix werden die provençalischen Decken vom Aquitan diskordant überlagert — Oligozän fehlt dort —, was, wie H. STILLE bereits 1924 hervorgehoben hat, eine Zuteilung zur savischen Phase gestatten kann. Savisch ist nach H. STILLE (1924) auch die erste bedeutendere Faltung im Rhônetale.

Am Rand des sich von den Westalpen bis zu den Pyrenäen dem Französischen Zentralplateau anschmiegenden pyrenäisch gefalteten alpinen Systems erfolgt also savisch eine Angliederung jüngerer Ketten gegen die alte Masse hin.

Marine Ausbildung des Miozäns findet sich in den Corbières und in Katalonien, und wie bereits SCHREIEL für das katalanische Miozän gezeigt hat, so ist auch in den Corbières die Transgression des miozänen Meeres aus dem Osten gekommen. Marines Miozän tritt ferner im Rhônetal, auf den Balearen und im Betikum auf, d. h. in einer im Miozän ausgebildeten Vortiefe am Rande des karpathidischen Rahmens. In die östlichen Pyrenäenvortiefen ist aber das Meer im Miozän nicht mehr eingedrungen.

12. Das Pliozän und Quartär.

Im Pliozän entspricht die Meeresküste bereits weitgehend der heutigen, doch ist gelegentlich das pliozäne Meer buchtartig in das Festland eingedrungen.

(1344)