

Werk

Titel: Ostpyrenäen und Balearen

Autor: Ashauer, H.; Hollister, J. S.

Jahr: 1934

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1934_0010|log2

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

ABHANDLUNGEN
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN
MATHEMATISCH-PHYSIKALISCHE KLASSE. III. FOLGE, HEFT 10

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE
DER WESTLICHEN MEDITERRANGEBIETE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN

VON

HANS STILLE

No. 11

OSTPYRENÄEN UND BALEAREN

MIT 8 TAFELN UND 44 TEXTABBILDUNGEN

VON

H. ASHAUER und J. S. HOLLISTER

(MIT EINEM PALÄONTOLOGISCHEN BEITRAGE VON O. H. SCHINDEWOLF
UND SCHLUSSBEMERKUNGEN VON H. STILLE)



BERLIN
WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG
1934

55a

ABHANDLUNGEN
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN
MATHEMATISCH-PHYSIKALISCHE KLASSE. III. FOLGE, HEFT 10

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE
DER WESTLICHEN MEDITERRANGEBIETE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN

VON

HANS STILLE

No. 11

OSTPYRENÄEN UND BALEAREN

MIT 8 TAFELN UND 44 TEXTABBILDUNGEN

VON

H. ASHAUER und J. S. HOLLISTER

(MIT EINEM PALÄONTOLOGISCHEN BEITRAGE VON O. H. SCHINDEWOLF
UND SCHLUSSBEMERKUNGEN VON H. STILLE)



BERLIN
WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG
1934



Vorgelegt in der Sitzung am 14. Juli 1933 durch V. M. GOLDSCHMIDT.

2

Druck der Dieterichschen Universitäts-Buchdruckerei (W. Fr. Kaestner) in Göttingen

H. Ashauer, Die östliche Endigung der Pyrenäen.

Mit Tafel 1—3 u. 3 a und 23 Textabbildungen.

J. S. Hollister, Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen.

Mit Tafel 4—5 und 17 Textabbildungen.

O. H. Schindewolf, Über zwei jungpaläozoische Cephalopodenfaunen von Menorca.

Mit Tafel 6 und 4 Textabbildungen.

H. Stille, Bemerkungen zur perimesetischen Faltung in ihrem südpyrenäisch-balearischen Anteile.

Mit Tafel 7.

Die östliche Endigung der Pyrenäen

von

H. Ashauer
Berlin

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort und Problemstellung	5
I. Stratigraphie und Paläogeographie	
1. Das variscische Grundgebirge und das Oberkarbon	6
2. Die Permtrias	8
a) Jungvariscische Orogenesen und Vulkanismus	8
b) Die Trogbildungen der Permtrias	10
c) Posthumitat und Reneganz bei der Anlage des Pyrenaentrogos	13
3. Der Muschelkalk	13
4. Der Keuper	15
5. Rät und Jura	17
6. Die Unterkreide	21
a) Vorkretazische tektonische Bewegungen	21
b) Der Pyrenaentrog in der Unterkreide	23
7. Die Oberkreide	26
a) Die austrische Faltung	26
b) Die Transgression der Oberkreide	29
c) Die Beckengliederung der Oberkreide	32
8. Das Garumnium	36
9. Das Eozän	43
a) Ypern und Unterlutet	43
b) Mittellutet bis Barton	47
c) Die ludische Stufe	54
d) Zusammenfassung	56
10. Das Oligozän	57
11. Das Miozän	59
12. Das Pliozän und Quartär	62
II. Der Faltenbau der Ostpyrenäen	
1. Überblick über den Bau der Ostpyrenäen	63
2. Die Tektonik des autochthonen Eozäns zwischen Boadella und La Manère	64
3. Die Decke des Mt. Grillera	68
4. Der Südrand der Axialzone zwischen La Manère und Castellar de Nuch	73
5. Das Gebiet zwischen Llobregat und Segre	79
6. Das Umbiegen des Sudpyrenäenstammes nördlich Figueras	91
7. Der Überschiebungsbau der Sierra von Montgry	94
8. Die Vorkommen von Mesozoikum in der Axialzone	96
9. Zur Struktur der östlichen Nordpyrenäen und Corbières	98
III. Zusammenhänge zwischen dem Faltenbau und der epirogenen Vorgeschichte der Ostpyrenäen	
1. Das Streichen	102
2. Die Vergenzen	103
3. Die Lage der Scheitel	104

IV. Zusammenfassung	Seite
1. Die Entwicklung der Ostpyrenäen	105
2. Der Bau der Ostpyrenäen	109
3. Die Stellung der Ostpyrenäen im alpidischen Orogen	110
Literatur	112

Verzeichnis der Textabbildungen und Tafeln.

Abb. 1. Oberkarbon und Permtrias in den Ostpyrenäen	10
„ 2. Beckengliederung der Permtrias im östlichen Pyrenäengebiet	11
„ 3. Unterlager und paläozoische Geröllführung des Urgons nördlich der Zentralpyrenäischen Schwelle	22
„ 4. Längsprofil durch den Südpirenaen-Trog der Unterkreide	24
„ 5. Das Ostpyrenäische Becken in der Unterkreide	25
„ 6. Die Mächtigkeit des Mesozoikums der östlichen Südpirenaen	27
„ 7. Fazielles Längsprofil durch die Oberkreide der Südpirenaen	32
„ 8. Faziesprofil durch das Garumnium der Ostpyrenäen	37
„ 9. Fazies und Unterlager des Garumniums auf der Schwelle des Ampurdan	38
„ 10. Mächtigkeit und Verbreitung der ludischen Gipse im Becken des Ampurdan	54
„ 11. Das Eozän der Ostpyrenäen	57
„ 12. Diskordanz im Liegenden des „Konglomerates des El Cudo“ bei San Lorenzo de Morunys	60
„ 13. Profile durch das autochthone Eozän zwischen Boadella und La Manère	65
„ 14. Der Rand der Axialzone zwischen La Manère und Rocabrana	74
„ 15. Die Überfaltung von Montgrony	76
„ 16. Der geologische Bau zwischen Llobregat und Segre	81
„ 17. Der Südrand der Pedra Forca-Serie	83
„ 18. Zur Stellung der paläozoischen Massive von Castellas und Montsech de Tost	88
„ 19. Die Decke von Sta. Catalina	95
„ 20. Die Mulde von Amélie-les-Bains	97
„ 21. Der Bau der östlichen Nordpyrenäen	99
„ 22. Der Bau der südlichen Corbières	100
„ 23. Die Trogentwicklung in den Ostpyrenäen während des Mesozoikums	106
Tafel 1. Geologische Übersichtskarte der östlichen Südpirenaen, Maßstab 1 : 300 000.	
„ 2. Das Umbiegen des Südpirenaenstammes nördlich Figueras, Maßstab 1 : 80 000.	
„ 3. Die Decke des Mt. Grillera, Maßstab 1 : 80 000.	
„ 3 a. Paläogeographie der Ostpyrenäen.	

Vorwort und Problemstellung.

Über die geologischen Verhältnisse der katalanischen Südpirenäen liegen außer dem stratigraphisch sehr wertvollen Werk DALLON's (1930) eingehendere Arbeiten kaum vor, und so unternahm ich im Anschluß an die unter Leitung von Prof. H. STILLE in dem westlichen und zentralen Teil der Südpirenäen ausgeführten Untersuchungen eine Bearbeitung ihres katalanischen Ostteiles.

Ergaben sich doch gerade aus der Lage der Ostpyrenäen eine ganze Reihe von wichtigen Problemen.

1. Fragen der Paläogeographie und Epirogenese.

Unzureichend bekannt waren Alter und Art der Tröge und Trogsysteme, aus denen die Ostpyrenäen hervorgegangen sind, und deren Verbindung mit dem provençalischen und balearischen Gebiete; ebenso die Zwischenschwellen und Vorländer der Tröge und überhaupt die Unterlagen für die Klärung der Zusammenhänge zwischen der epirogenen und der orogenen Tektonik, so z. B. der Frage, ob die Faltungsvergenzen bedingt sind durch eine Überfaltung der vorgelagerten Tertiärbecken — Becken von Carcassonne im Norden, Becken des Ampurdan als nordöstlicher Ausläufer des Ebrobeckens im Süden — oder durch vor- und zwischengelagerte epirogene Schwellen.

2. Die Frage des Baustils der Ostpyrenäen.

Die Auffassungen über den Bau der Pyrenäen haben ja in der letzten Zeit eine beträchtliche Wandlung erfahren. So sind die BERTRAND'schen Vorstellungen vom Deckenbau der Nordpyrenäen ziemlich allgemein verlassen worden. Für die Südpirenäen hat sich aus den Untersuchungen F. LOTZE's (1931) in den westlichen Teilen und nach P. MISCH (1934) auch in den zentralen Teilen das Auftreten eines Vergenzwechsels ergeben. Hinzu kamen die

*) Die in Klammern gesetzten Seitenzahlen beziehen sich auf die Gesamtheit der „Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete“.

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.

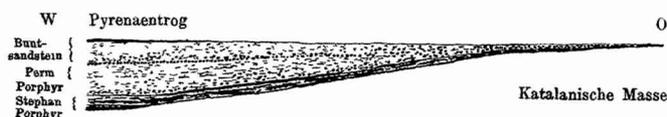


Abb. 1. Oberkarbon und Permotrias in den Ostpyrenäen.

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.

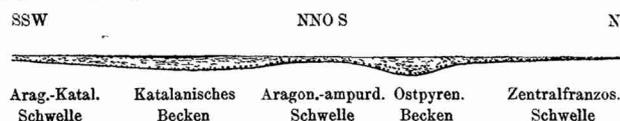


Abb. 2. Beckengliederung der Permotrias im östlichen Pyrenäengebiet.

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 Pyrenäentrog.

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 Permtrias 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 Pyrenäentrog entsteht, gleichfalls pyrenäisch gerichtet, ein aragonisch-ampurdanisches Schwellengebiet. Demgegenüber weisen das Katalanische Becken und die Katalanische Masse in der Permtrias 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 Permtrias 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 Südpynäen 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 NICKÈS 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 massive 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.

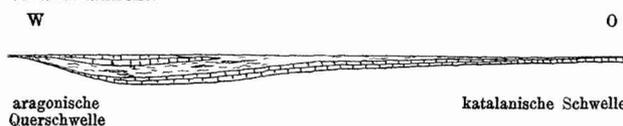


Abb. 4. Längsprofil durch den Südpirenäen-Trog der Unterkreide.
Maßstab 1 : 3 700 000, 20 \times überhöht.

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.

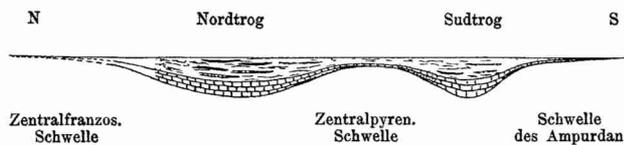


Abb. 5. Das Ostpyrenäische Becken in der Unterkreide.

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-

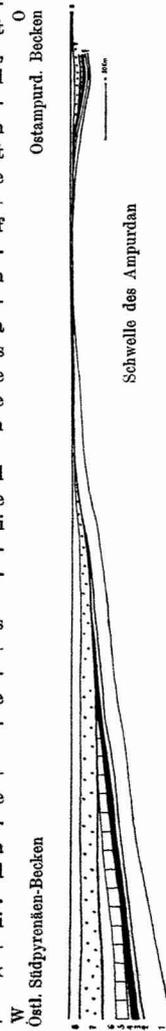


Abb. 6. Die Mächtigkeit des Mesozoikums der östlichen Südpyrenäen.

5 x überhöht.

Zeichenerklärung.

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

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-

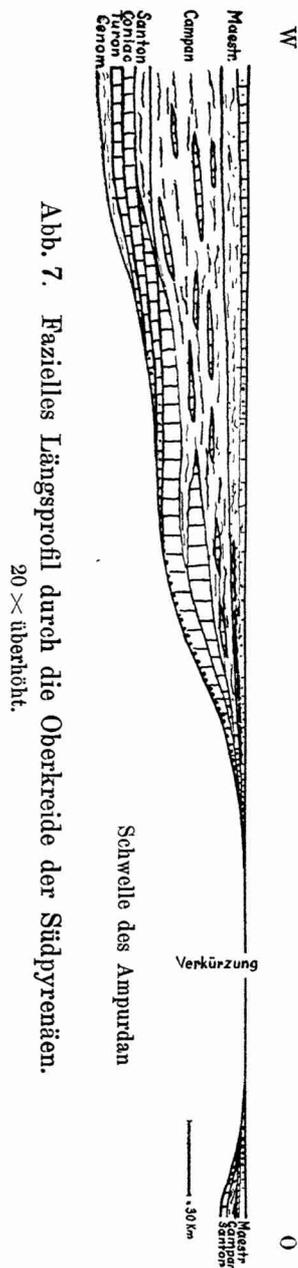


Abb. 7. Fazielles Längsprofil durch die Oberkreide der Südpirenenäen.
20 × überhöht.

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 Sierrren-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.

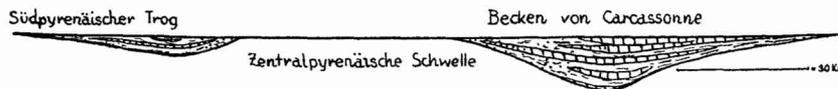


Abb. 8. Faziesprofil durch das Garumnium der Ostpyrenäen.
25 × überhöht.

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.

Montgrony:

	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.

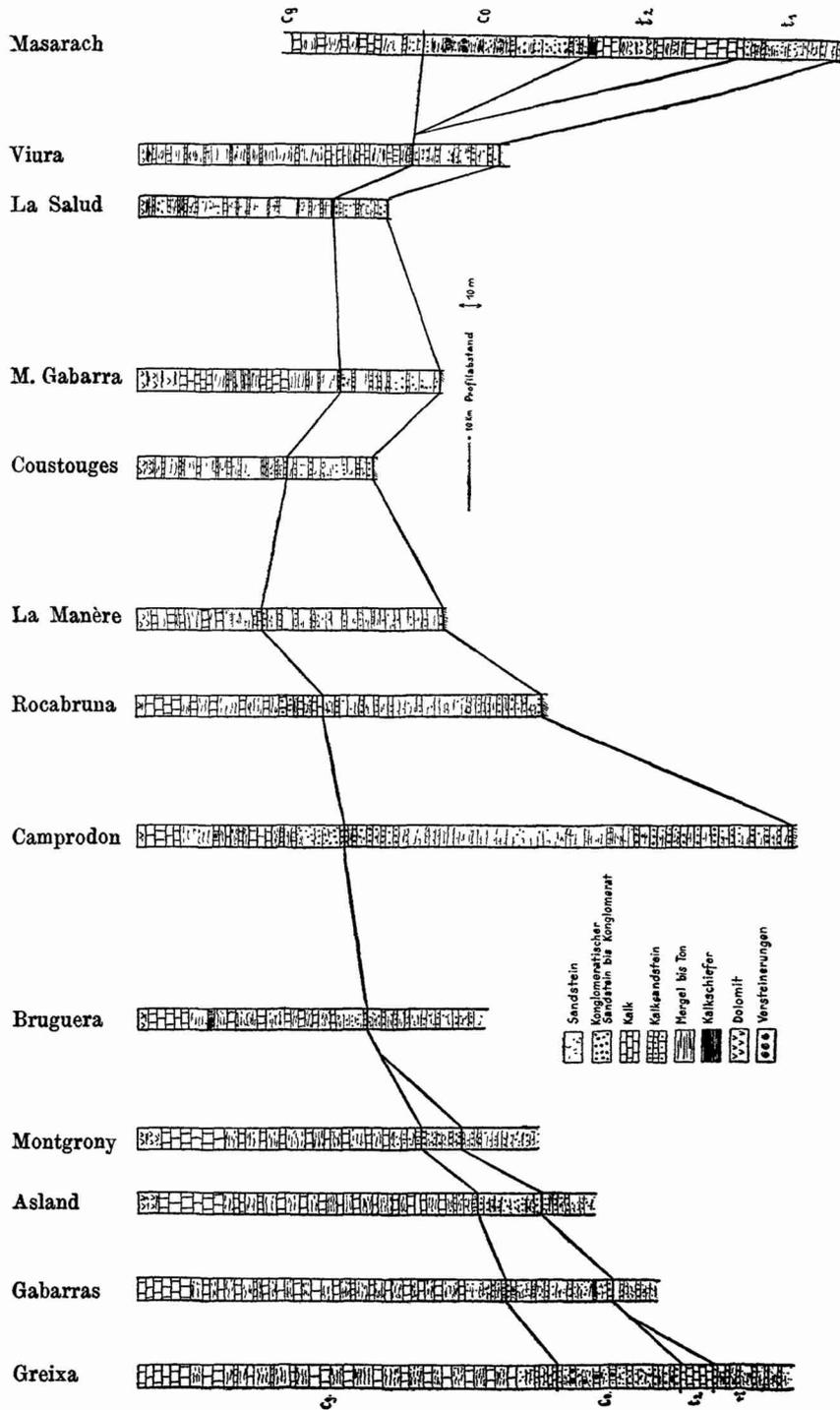


Abb. 9. Fazies und Unterlager des Garumniums auf der Schwelle des Ampurdan.
1:320000. 160x überhöht.

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 MISCHE 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 Konglomeratbänkechen.

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 Vilatorta, 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 Austernbänke
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-

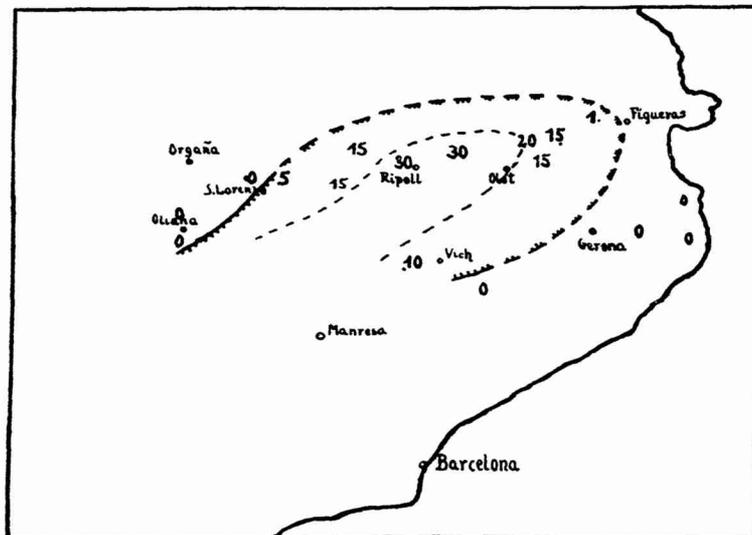


Abb. 10. Mächtigkeit und Verbreitung der Ludischen Gipse im Becken des Ampurdan.

gression, und es kommt in dem Becken des Ampurdan zur Ausscheidung 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 (Mittel-lutet, 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-

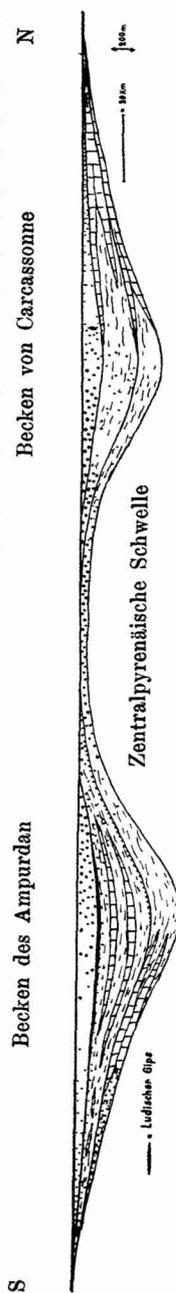


Abb. 11. Das Eozän der Ostpyrenäen.

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.

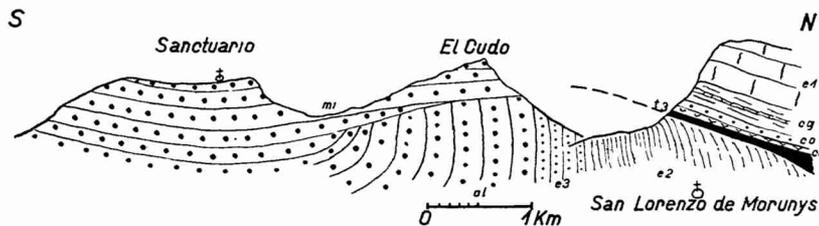


Abb. 12. Diskordanz im Liegenden des „Konglomerats des El Cudo“ bei San Lorenzo de Morunys.

t^3 = Keuper; ca = Carñiolas; 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 Südpirenäen 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 Südpirenäen 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 Außenzonen 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)

Bekannt sind aus dem untersuchten Gebiet Piacentin und Asti, während das jüngste Pliozän — Calabrium — fehlt.

Marines Altpliozän tritt im Ampurdan und Roussillon auf. Das pliozäne Meer ist hier also in zwei Buchten nördlich und südlich der Albères westwärts vorgedrungen. In der Bucht des Roussillon reichte das Meer bis Céret. Wie DEFÉRET gezeigt hat, finden sich randlich grobe Kiese; beckenwärts werden die Sedimente toniger und hier führen sie eine reiche Fauna des Piacentin. Die darüber folgenden Kiese, Mergel und Sande haben eine reiche Vertebratenfauna des oberen Asti geliefert.

In das Obere Pliozän werden die höchsten Terrassen der heutigen Flußsysteme gestellt, die gewöhnlich 50—110 m über dem heutigen Flußniveau liegen und *Mastodon arvernense* enthalten.

Während des Quartärs setzte sich die Hochbewegung des Landes fort; wir kennen drei Flußterrassen in 30—35 m, 15—20 m und 5—6 m über dem heutigen Flußniveau. Eine nachquartäre Hochbewegung ergibt sich aus dem Vorkommen von marinem Quartär. Es findet sich bei Montels 5 m, Leucate 4 m, Fitou 6 m und bei Salses 13 m hoch über dem heutigen Meeresspiegel.

Auf intra- bzw. nachpliozäne gebirgsbildende Vorgänge weist MENGEL hin. So sind pliozäne Ablagerungen bei Nidolères (Roussillon) und Garriguellas (Ampurdan) gestört worden.

An der Wende Pliozän und Quartär erfolgte die Eruption der Basalte des Vulkangebietes von Olot. Es sind zwei Ausflüsse erfolgt, von denen der jüngere schon in das Quartär gehört; er ist nach CHEVALIER jünger als die Rib-Terrasse, über die sich an einigen Stellen der Basaltstrom ausbreitet.

II. Der Faltenbau der Ostpyrenäen.

1. Überblick über den Bau der Ostpyrenäen.

Die Pyrenäen gliedern sich in die breite Axialzone, die aus kristallinen Gesteinen und Paläozoikum besteht, und die verhältnismäßig schmalen Randzonen mesozoischer Schichten, die unter das Eozän der dem Gebirge im Norden und Süden vorgelagerten Tertiärbecken tauchen.

In den südlichen Ostpyrenäen findet sich das Mesozoikum in größerer Verbreitung einmal zwischen Llobregat und Segre, also in dem Raum, der uns paläogeographisch bereits als östliches Südpynäenbecken entgegengetreten ist, andererseits nördlich Figueras und, aus den jungen Ablagerungen auftauchend, in den Bergen

von Torroella, somit im Gebiete des ehemaligen Ostampurdanischen Beckens.

Kleinere Fetzen von mesozoischen Schichten treten dann noch in dem spanisch-französischen Grenzgebiet bei Coustouges und eingemuldet in der Axialzone auf, so bei Amélie-les-Bains und Céret.

In den östlichen Nordpyrenäen liegt ein breiteres Band mesozoischer Schichten zwischen der Axialzone und dem auch im Osten von den mesozoischen Schichten der Corbières umrahmten paläozoischen Massiv von Mouthoumet.

Die regionale Beschreibung des Faltenbaues des untersuchten Gebietes beginne ich mit der Tektonik des autochthonen Eozäns zwischen Boadella und La Manère. Als ortsfremde Einheit liegen hierin die mesozoischen Vorkommen bei Coustouges, die die Decke des Mt. Grillera bilden. Anschließend daran wird der Bau des weiter westwärts gelegenen Abschnittes zwischen La Manère und Castellar de Nuch behandelt. Noch weiter westlich erfordern die zur Erklärung des tektonischen Baues von ASTRE angenommenen Theorien einer aus dem Süden heranbewegten Decke ein genaueres Eingehen auf die Struktur dieses Gebietes. Dann wird auf den Bau der unter die jüngeren Schotter abtauchenden mesozoischen Schichten nördlich Figueras und des Mesozoikums der Berge von Torroella eingegangen. Den Schluß wird eine Behandlung des Baues des Mesozoikums im Bereich der kristallinen Axialzone und zum Vergleich mit den Südpyrenäen noch ein Kapitel über den Bau der Nordpyrenäen und Corbières bilden.

2. Die Tektonik des autochthonen Eozäns zwischen Boadella und La Manère.

Ein längs des Meridians von Darnius gelegtes Profil läßt drei markantere tektonische Einheiten erkennen.

Im Norden bilden Permotrias und Garumnium die Mulde von Darnius, die deutlich Südvergenz zeigt. Diese äußert sich am Westende lediglich in einer Steilerstellung des Nordflügels, der bereits südlich Darnius vom Granit überfahren ist, wobei der Südflügel ausgequetscht wurde (Abb. 13,1)). Südwärts taucht dann das Grundgebirge an einer Flexur ab, und die sich auflagernden mesozoischen und tertiären Schichten bilden eine Mulde; denn weiter südlich hebt sich bei La Salud an einem steilen Bruch das Paläozoikum wieder heraus, die schwach südwärts geneigte Schichtfolge tragend.

(1346)

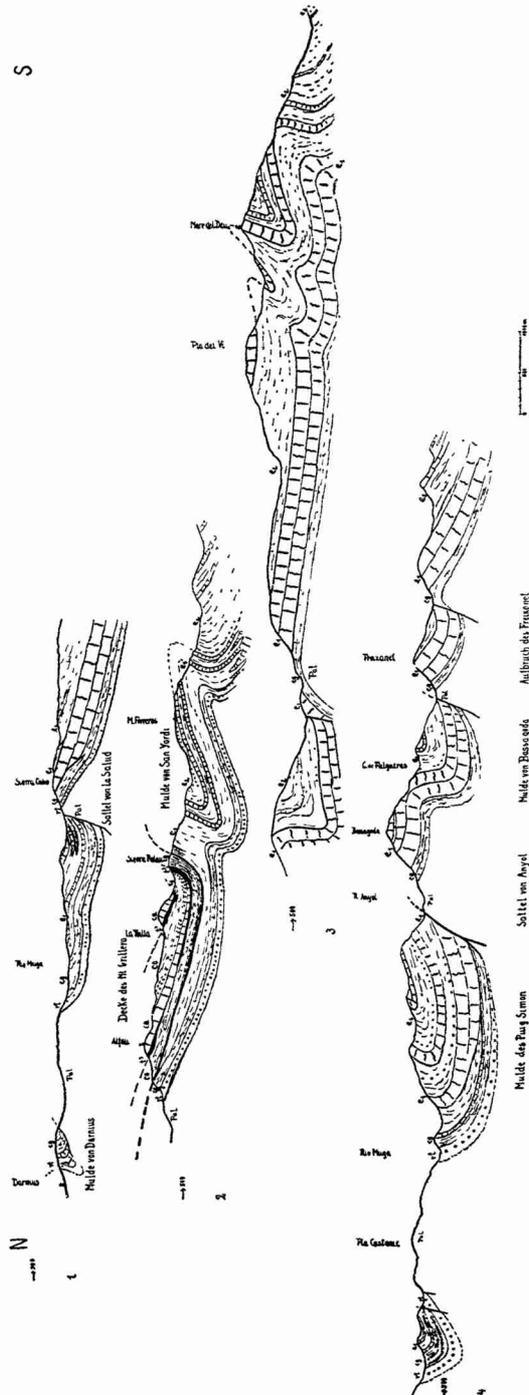


Abb. 18. Profile durch das autochthone Eozän zwischen Bagnères und La Manère.
 Pal = Paläozoikum; *pt* = Permotrias; *ts* = Keuper; *ca* = Carniolas; *co* = Oberkreide; *cy* = Garumnium;
*e*₁ = Ypern + Unterlutet.; *e*₂ = Mittellutet. bis Barton; *e*₃ = Lud + Oligozän.

In der westlichen Fortsetzung dieses Aufbruches von La Salud bildet sich ein Sattel heraus, der östlich M. Malter im Kern aus Garumnium besteht. Er besitzt ein schwaches westliches Axialgefälle und enthält an der Muga im Kern nur noch Unteres Eozän.

Die flache Mulde zwischen diesem Sattel und der Axialzone verbreitert sich nach Westen, und zwischen San Jordi und M. Ferreros liegt Mittellutet in ihrem Kern. In ihrem östlichen Teil ist sie am San Jordi normal gebaut. Der Nordflügel fällt dort mit 20° , der Südflügel mit 15° ein. Weiter westlich dagegen sind in der Höhe von M. Ferreros die Untereozänkalke am Nordflügel bis zu 70° Nordfallen überkippt, während der Südflügel sehr flach liegt (Abb. 13,2).

Der südlich hiervon durchziehende „Sattel von La Salud“ wird aus Unterem Eozän gebildet, das bei San Lorenzo steil steht, während das Mittlere Lutet des südlichen Sattelflügels an der Landstraße nach Albañá bis zu 70° Nordfallen überkippt ist. Weiter südlich fällt das Obere Eozän normal nach Süden ein.

Am Bach oberhalb M. Costa (südlich Albañá) stößt diese N 70° O streichende und mit 65° nach Süd einfallende Folge des Oberen Eozäns entlang einem Querbruch gegen N 80° W streichende und mit 10° nach Süden einfallende Kalke des Unteren Eozäns. An dieser südlich Albañá N 25° W streichenden Verwerfung ist die westliche Scholle relativ zur östlichen südwärts bewegt worden, und demzufolge weisen die Schichten der östlichen Scholle in ihrer Nähe eine als Schleppung zu deutende südwärtige Abbiegung auf. So streichen die die Grenze zwischen Mittel- und Ober-Lutet bildenden Assilinenkalke unmittelbar am Bruch N 50° O, sind also gegenüber dem Generalstreichen um 20° verdreht.

Im Süden des Rio Muga bildet das Eozän westlich des Albañá-Bruches eine ganz flach südwärts überkippte Mulde, die sich zum ersten Male in der überkippten liegenden Eozänfalte am Puig Conte westlich des Rio Mayor andeutet. Ihr Südflügel fällt am Puig Simon mit 40° nach Norden ein und legt sich am Fuße des Roc del Bou flach. Der Nordflügel ist hier mit $25\text{--}30^{\circ}$ nach Norden geneigt. Im Norden von Talaixa ist diese „Mulde des Puig Simon“ noch bis zu 45° flach überkippt. Weiter westlich verbreitert sie sich, und zwischen Monas und Salarsa stellt sich im Muldenkern sandiges Mittellutet ein. Westwärts verflacht sich die Mulde gegen Bolos hin und hebt sich dort allmählich heraus.

Südlich der „Mulde des Puig Simon“ streicht ein Sattel durch (Abb. 13,4), in dessen Kern das variscische Grundgebirge bei San Anyol zu Tage tritt; er sei als „Sattel von Anyol“ bezeichnet.

(1348)

Im Norden ist das Paläozoikum gegen das Eozän durch eine steil nordwärts fallende Störung begrenzt, im Süden wird es durch das Garumnium und die Untereozänkalke normal überlagert. Diese biegen südwärts, am Bassagoda, steil ab, und es folgt nun eine Mulde, in deren Kern Mittellutet auftritt. Sie grenzt im Osten mit dem Albañá-Bruch gegen das Untere Eozän des Sattels von La Salud und läßt sich über Bassagoda und den Coll de Falguers bis Talaixa verfolgen. Zwischen dem Coll de Falguers und Talaixa ist das Mittellutet dieser „Mulde von Bassagoda“ überkippt, indem es mit $60-70^{\circ}$ nach Norden fällt.

Im Süden grenzt die Mulde an einer mit 70° nach Norden einfallenden Störung gegen variscisches Grundgebirge, und auf dieses legen sich, mit 25° flach südwärts geneigt, das Garumnium und die harten Untereozänkalke, die die Steilkante des Freixanet (Abb. 13,₄) bilden. Im Osten wird diese „Scholle des Freixanet“ vom Albañá-Bruch abgeschnitten. Gen Westen geht das Grundgebirge an einem westlich Oix durchstreichenden Querbruch zu Ende und grenzt dort an das Mittellutet der Verlängerung der „Muldenzone von Bassagoda“. Dieser Oix-Bruch ist wie der Albañá-Bruch eine steile Störung, an der eine Blattverschiebung — relative Südbewegung der westlichen Scholle — stattgefunden hat. Die Verschiebung beträgt etwa 2—3 km. So setzt das nördlich Oix am Coll Juey von dem Bruch abgeschnittene Grundgebirge westlich Oix wieder auf und grenzt dort längs des Bruches gegen das Mittellutet der östlichen Scholle. Auf den Granit im Kern des Aufbruches legt sich westlich Oix Garumnium, und auf dieses folgen, die Höhen der Sierra de Mont Mayor bildend, die Untereozänkalke. Im Norden grenzt der Aufbruch an einer N 60° W streichenden Störung an das Mittellutet von San Miguel de Pera. Zwischen den Granit und das Mittellutet schieben sich westwärts der Untereozänkalk und das Garumnium ein, sodaß der Aufbruch schließlich westlich des Rio Oix als normaler, von Untereozänkalcken gebildeter Sattel abtaucht.

Im Süden der „Scholle von Freixanet“ zeigt das hangende Eozän, so zwischen Llorona und der Mare del Deu, eine südvergente Faltung (Abb. 13,₃). Im Osten wird diese am Albañá-Bruch abgeschnitten. Nördlich des Rio Fluvia taucht das marine Eozän zwischen Buda und Tortella in einer leicht südwärts überkippten Flexur unter die Molasse, die eine Mulde bildet; südwärts von ihr erscheint an dem Rio Fluvia das marine Eozän wieder in einem flachen Sattel zwischen Besalu und Castellfullit. Dann folgt eine flache Molassemulde, diejenige von La Miana, an deren Südrand

sich das marine Eozän nördlich der Linie Bañolas — Olot heraushebt.

Im Süden der die Axialzone begrenzenden, normal südwärts fallenden Flexur liegt somit in dem mächtigen Eozän zwischen Boadella und La Manère ein südwärts an Intensität abnehmender Faltenbau mit ausgeprägter Südvergenz vor. Im Kern der Sattelzonen tritt verschiedentlich das Grundgebirge zu Tage. Die massigen Kalke des Unteren Eozäns widerstehen sich weitgehend einer Faltung, und so konnten sich, wo sie mächtig entwickelt sind, nur südwärts gekippte Schollen und Aufbrüche ausbilden. In den hangenden Mergeln und Mergelkalken und auch dort, wo das Untere Eozän faziell durch Mergel vertreten ist, tritt dagegen mehr eine echte Faltung ein.

Diesen Faltenbau durchsetzen jüngere Transversalbrüche, an denen Blattverschiebungen stattgefunden haben. Am Albañá-Bruch hat ein Vorschub der westlichen Scholle gegenüber der östlichen um 0,5—1 km, am Oix-Bruch ein solcher von über 2 km stattgefunden. In der südlichen Fortsetzung des Oix-Bruches, der den Rio Fluvia zwischen San Juan de las Fonts und Castellfullit quert, findet sich zwischen Olot und Sta. Pau die größte Anzahl der Vulkankegel des Vulkangebietes von Olot.

3. Die Decke des Mt. Grillera.

Im Bereich der ehemaligen Schwelle des Ampurdan tritt zwischen Viura und Rocabrana eine sehr geringmächtige mesozoische Schichtfolge im Liegenden des marinen Eozäns auf. Es liegen dort, wie die Profile vom Rand der Axialzone zeigen (Tafel 3), auf dem variscischen Grundgebirge die Quarzkonglomerate und roten Mergel der Permotrias, und darauf folgen unmittelbar die roten Kalke und Mergel des Garumniums. Zwischen Coustouges und Fontfredre ist auf dem Blatt Prades der französischen geologischen Karte bereits ein vollständigeres Mesozoikum, nämlich außer Permotrias und Garumnium noch Oberkreide und Keuper, angegeben, und die dortigen Lagerungsverhältnisse sind in der Karte und den Profilen der Tafel 3 veranschaulicht. Die vollständigere mesozoische Serie bildet eine Decke, die ich nach dem in ihr gelegenen höchsten Berge, dem Mont Grillera, als „Decke des Mt. Grillera“ bezeichne.

Diese Decke streicht etwa ost-westlich und geht etwas östlich von Mas Costa, die auf der Grenze des Garumniums und Eozäns der autochthonen Serie liegt, zu Ende. Die Eozänmergel sind dort stark durchgeschiefert und zerquetscht und fallen mit

60° nach Süden. Auf dem Wege von Mas Costa nach Mas las Rouiras legen sich, mit 55° nach Süden fallend, Keuperdolomite und Mergel auf das Eozän, und im Süden taucht unter dem Keuper, mit 60° nach Norden fallend, die Oberkreide auf (Taf. 3, Prof. 1). Diese streicht N 70° O und liegt dabei, steil nach Norden fallend, auf dem Garumnium, das das Ostende der Decke bildet. Das Garumnium fällt mit 50° nach Norden und ruht, wie am Wege von M. Costa nach M. Olivata aufgeschlossen ist, auf dem autochthonen Eozän. Dieses ist steil aufgebogen und besitzt eine sehr starke, nordwärts, also unter die Decke, fallende Schieferung. Keuper bis Garumnium schwimmen also am Ostende der Decke in überkippter Lagerung auf dem stark durchbewegten Eozän. Doch sind hier die Deckenkontakte bei einem Einfallen von 50—60° noch recht steil.

Eine Klippe der Decke des Grillera tritt noch weiter östlich bei M. Cabreta auf. Dort liegen auf dem Berggipfel, unmittelbar östlich des Hauses, stark durchbewegte garumnische Kalke und Mergel dem geschieferten Eozän auf.

Westlich von M. Costa wird die schwimmende Serie nur noch von der Oberkreide gebildet, die im Norden und Süden auf dem Eozän ruht (Taf. 3, Prof. 2). Auch hier weist das Eozän im Süden der Decke eine ausgeprägte, nach Norden fallende Schieferung auf.

Südlich M. Llaonas taucht am Südrand unter der Oberkreide das Garumnium auf. Wie Profil 3 zeigt, ist die Oberkreide recht flach eingemuldet. Im Muldenkern befindet sich bei M. Periquot, südlich Fontfrede, eine Klippe von Carriolas, an deren Basis Keuper mitgeschleift ist. Am Nordrand der Decke taucht zwischen Fontfrede und M. Riumalo im Liegenden der Oberkreide das südwärts fallende autochthone Eozän wieder auf, das bei M. Riumalo auf dem Garumnium transgrediert. Dieses Eozän ist tektonisch sehr beansprucht, die Kalke sind in eine Brekzie verwandelt, die mit Kalkspat ausgeheilt ist. Die Mergel besitzen eine starke, mit 20—30° nach Süden unter den Deckenkontakt einfallende Schieferung.

Westlich Fontfrede taucht die Deckenmulde von M. Llaonas unter eine andere Deckeneinheit, nämlich die Teildecke von La Trilla (Taf. 3, Prof. 4 u. 12) unter. Die bereits beschriebene Klippe von M. Periquot ist ein östlicher Erosionsrest derselben. Zwischen M. Terracuberta und Carbonils legt sich ihr Keuper direkt auf das liegende Garumnium der Deckenmulde von M. Llaonas. Die Oberkreide der liegenden Teildecke ist dort also ausgequetscht. Ein kleiner Rest hiervon, nämlich 4 m Sandstein mit *Cyclolites*, findet sich am Bachtal südöstlich Carbonils im Liegenden des Keupers

der hangenden Teildecke eingeklemmt. Weiter westwärts folgt der Kontakt zwischen der hangenden und liegenden Teildecke der Sierra de Palau. Dort lagert stets Keuper dem Garumnium auf.

Die Grenze zwischen dem Garumnium der Teildecke von Llaonas und dem autochthonen Eozän ist am Maultierpfade von Albañá nach Carbonils aufgeschlossen (Abb. 13,2). Das Eozän, das zugleich den Nordflügel der Mulde von San Jordi bildet, ist weitgehend überkippt und fällt mit 35° nach Norden ein. Am Kontakt, der hier $N 70^{\circ} O$ streicht und mit $55-60^{\circ}$ nach Norden einfällt, ist es stark durchgeschiefert, zerquetscht und mit Kalkspatadern durchsetzt. Auch das Garumnium ist an der Basis stark durchgeschiefert und fällt mit 35° nordwärts.

Die „Teildecke von La Trilla“ ist ebenfalls flach eingemuldet und enthält im Muldenkern bei La Trilla jüngere Oberkreide (Taf. 3 Fig. 5). Am Nordrand der Decke bilden die Carñiolas einen vom Alfau nach Osten herunterziehenden Steilhang; sie ruhen, mit 20° nach Süd einfallend, mit etwas mitgeschleiftem Keuper auf der Oberkreide der liegenden Teildecke und streichen nordwärts in die Luft aus. Die 25° Süd fallende Oberkreide der „Teildecke von Llaonas“ liegt unterhalb des Weges von M. Riumalo nach M. El Bach auf dem autochthonen Garumnium.

Bei M. Roquill stellt sich im Muldenkern der Teildecke von La Trilla etwas Garumnium ein. Hierauf schwimmt die hauptsächlich aus Carñiolas bestehende Klippe von M. Palau (Taf. 3, Prof. 5, 6, 12). Sie bildet eine flache Mulde, in deren Kern geringmächtige Quarzsandsteine der tiefsten Oberkreide liegen. Im Norden schwimmt die Klippe von Palau, wie am Wege nach La Trilla aufgeschlossen ist, mit 18° flach nach Süden geneigt auf der Oberkreide der Mulde von La Trilla und hebt sich nach Westen gegen das tiefer eingeschnittene von dem Grillera zur Muga führende Tal flach heraus.

In der tiefsten Teildecke, derjenigen von Llaonas, taucht an der Muga bei der Mühle von Fabregas die Oberkreide wieder auf. Sie wird vom Garumnium unter- und überlagert und bildet so deutlich einen liegenden Sattel (Taf. 3, Prof. 7). Das liegende Garumnium wird südlich M. la Figa ausgequetscht, sodaß dort die Oberkreide direkt dem autochthonen Eozän auflagert. Auf dem hangenden Garumnium schwimmt die Teildecke von La Trilla, an deren Basis wiederum Keuper mitgerissen ist. Die darüberfolgenden Carñiolas bilden im Norden die Höhe des Grillera (Prof. 7). Am Nordhang dieses Berges liegen sie auf einer überkippten, flach südwärts einfallenden Oberkreidefolge, die vom

Santon bis zum Garumnium reicht, in dessem Liegenden sich wieder am Coll dels Horts das autochthone Eozän einstellt. Schieferung und Schichtung desselben fallen flach nach Süden unter den Deckenkontakt.

Westlich Los Horts hat der tief eingeschnittene Rio Mayor prächtige Aufschlüsse geschaffen. Im Liegenden des am Coll dels Horts dem autochthonen Eozän auflagernden Garumniums findet sich hier erneut Maastricht (Prof. 8), das sich nach Süden bis zu dem Maastricht von M. La Figa verfolgen läßt. Das hangende Garumnium bildet also, über M. Paradelli zum Coll dels Horts hinziehend, eine flache liegende Mulde. Der Oberkreidesattel im Liegenden dieser Garumniummulde enthält unterhalb Los Horts Keuper in seinem Kern (Prof. 8).

Westlich Los Horts zieht vom Coll de la Quera mit Nord-nordost-Streichen der schon eingehend beschriebene Albañá-Bruch hindurch (Prof. 12). An ihm scheint der westlich des Bruches gelegene Teil neben einer relativen Südbewegung noch eine Hebung erfahren zu haben; jedenfalls grenzt an ihm das autochthone Tertiär der westlichen Scholle gegen das Mesozoikum der Decke des Grillera. Westlich des Bruches ist die Decke stärker der Abtragung anheimgefallen, und so liegt südlich M. Mayor auf dem autochthonen Eozän lediglich ein kleiner Erosionsrest von Oberkreide (Prof. 9).

In den höheren Bergen südlich Coustouges verbreitert sich dann wieder die Grillera-Decke. Durch die Erosion des Rio Mayor ist somit ein schönes, im Osten von dem Albañá-Bruch begrenztes Halbfenster von Eozän geschaffen (Prof. 12).

Am Bach, der von Coustouges zum Rio Mayor hinabfließt, ist die Nordgrenze der Decke gut aufgeschlossen. Das Garumnium bzw. der an der Basis der Decke mitgeschleppte Keuper liegen hier, mit 20° Süd fallend, auf dem ebenfalls flach südwärts geneigten autochthonen Eozän. Die Oberkreide bildet südlich Coustouges eine ganz flache liegende überkippte „Mulde“, in deren Kern das Santon den Gipfel des Capeil bildet (Prof. 10). Das stark durchbewegte Garumnium lagert am Bach, der südlich Coustouges zur Muga herabfließt, hier als Basis der Decke, mit 20—25° nach Norden einfallend, auf dem durchgeschieferten autochthonen Eozän. Dieses wird an der am Bach vom Chateau de Pradeil in nordwestlicher Richtung durchstreichenden Störung vom Granit abgeschnitten. Am Südrand der Decke stellt sich unter dem Garumnium noch eine Staffel flach liegenden Maastrichts ein, die, wie an den Berghängen zur Muga, z. B. bei M. d'en Robe, schön aufge-

geschlossen ist, ganz flach auf dem Eozän ruht; dieses besitzt eine 20° nordwärts, d. h. unter die Decke einfallende Schieferung. Westlich des Baches besteht der schwimmende liegende Sattel im Kern nur noch aus Maastricht (Prof. 11).

Die Decke hebt sich nach Westen mit einem axialen Ansteigen von etwa 20° heraus und geht schließlich am Bache von Las Illas zu Ende; hier besteht sie nur noch aus allseitig auf dem Eozän schwimmendem Keuper, der überhaupt auf der Nordseite der Decke eine weite Verbreitung aufweist.

Das tektonische Gesamtbild der liegenden Einheiten der Decke des Grillera ist am besten östlich des Rio Mayor zu erkennen. Dort trat uns ein auf dem Eozän schwimmender liegender Oberkreidesattel entgegen, der in seinem Kern bei Los Horts Keuper enthält. Das hangende Garumnium dieses Sattels bildet zwischen dem Coll dels Horts und M. Paradelli eine liegende Mulde, über der ein neuer Oberkreidesattel liegt, der bis oberhalb M. Paradelli reicht. Er führt in seinem Kern ebenfalls Keuper, und hierin hat sich der hangende Sattelflügel, in dem die Oberkreide auf Carñiolas transgrediert, abgesichert und als Teildecke weiter südwärts vorgeschoben und verdeckt so gen Süden die liegenden Deckeneinheiten. Die auf dem mobilen Keuper schwimmende relativ starre Platte der Carñiolas begünstigte mechanisch den weiteren Vorschub des hangenden Sattelflügels. Durch Schuppung tritt in der Klippe von Palau eine Wiederholung dieser Serie auf.

Die tieferen Deckeneinheiten, die nur mobile Schichten — Keuper und Oberkreide — enthalten, haben liegende Falten gebildet. Mit dem Auftreten der stabileren Carñiolas in den hangenden Deckeneinheiten treten, durch den mobilen Keuper an der Basis der Carñiolas begünstigt, flache Abscherungen auf.

Am Südrand wölben sich die Deckeneinheiten vor dem stärker widerstehenden gefalteten Eozän auf und bilden so relativ steile Deckenstirnen.

Die faziellen Verhältnisse innerhalb der Decke lassen einen Schluß auf die Herkunft zu. In den liegenden Deckeneinheiten transgrediert die Oberkreide auf Keuper. In den hangenden Teildecken stellen sich an Mächtigkeit zunehmende Carñiolas ein. So ruht im südlichen Teil der Deckeneinheit von La Trilla die Oberkreide mit basalen Quarzsandsteinen auf 5 m milden grauen Kalken der Carñiolas, am Alfau finden sich aber schon 40 m und in der hangendsten Schuppe, der Klippe von Palau, sogar 80 m Carñiolas.

Die Transgression der Oberkreide hat in der Decke des Grillera mit dem Santon begonnen. So fand ich in dem liegenden Sattel unterhalb Los Horts in den basalen Hippuritenkalken

- Vaccinites dentatus* MATH. (Unt. Santon)
 „ *giganteus* var. *major* DOUV. (Unt. Santon)
Orbignya toucasi D'ORB. (Unt. Santon)
 „ *peroni* DOUV. (Ob. Santon).

In der Teildecke von La Trilla fand ich in den nördlich dieses Gehöftes auf Carriolas transgredierenden Hippuritenkalken

- Orbignya toucasi* D'ORB. (Unt. Santon)
 „ *canaliculata* ROLL. (Unt. Santon)
 „ *maestri* VIDAL (Ob. Santon).

In den liegenden Deckeneinheiten beträgt die Mächtigkeit der Oberkreide bei Los Horts und Coustouges ca. 160 m, im nördlichen Teil der Teildecke von La Trilla 220 m.

Es liegen nun in der dem Paläozoikum der Axialzone eingefalteten Mulde von Amélie-les-Bains ganz ähnliche fazielle Verhältnisse wie in den liegenden Einheiten der Decke des Grillera insofern vor, als auch dort eine mit Santon beginnende 170 m mächtige Oberkreide auf dem Keuper transgrediert. So mögen die liegenden Deckeneinheiten des Mt. Grillera aus jener Zone stammen, die hangenden Teildecken dementsprechend aus einer weiter nördlich gelegenen, wo ja auch — als in mehr zentralen Zonen des östlichen Nordpyrenäenbeckens — eine vollständigere Schichtfolge im Liegenden der Oberkreide und eine größere Mächtigkeit der letzteren zu erwarten ist.

Für das in der Decke des Grillera auftretende Mesozoikum wäre damit eine horizontale Verfrachtung von mindestens 15 km anzunehmen. Es hätte also abgesehen von der Einengung durch die starke Faltung im autochthonen Eozän allein durch die großen Überfaltungen und Abscherungen in der Decke selbst eine Einengung der Schichten auf ein Fünftel des ursprünglichen Raumes stattgefunden.

4. Der Südrand der Axialzone zwischen La Manère und Castellar de Nuch.

Während von Viura bis La Manère der Rand der Axialzone als ungefähr west-östlich streichende Flexur ausgebildet ist, an der die Schichten, normal nach Süden einfallend, abtauchen, verstärkt sich die Faltung bei La Manère.

Südlich La Manère hebt sich aus dem Garumnium in einer südwärts geneigten Scholle das Grundgebirge des Puig Agondeill

heraus, eine Hebungszone bildend, die am Bach von Pontarrous mit einem WNW streichenden Garumniumsattel beginnt.

Westlich La Manère setzt am Rande der Axialzone eine nord-nordöstlich streichende flache Überschiebung von Paläozoikum ein.

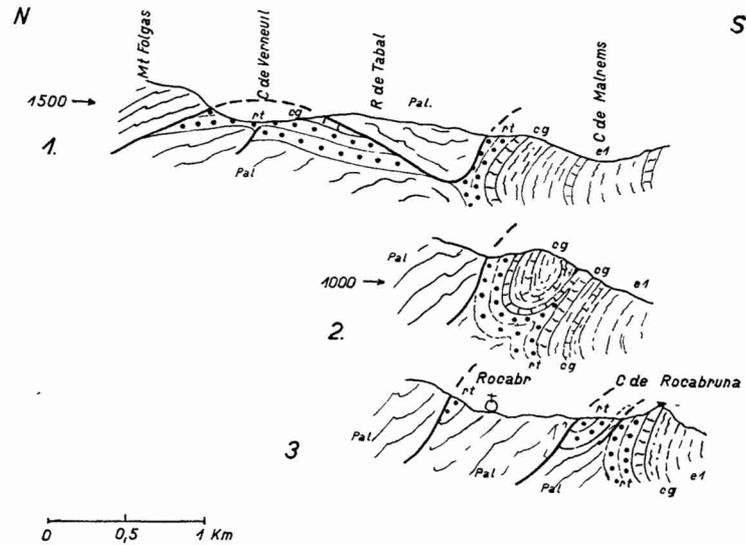


Abb. 14. Der Rand der Axialzone zwischen La Manère und Rocabruna.

Pal = Paläozoikum; rt = Permotrias;
cg = Garumnium; e₁ = Unteres Eozän.

Ein vom Mont Falgas zum Coll de Malrems der spanisch-französischen Grenze folgendes Profil zeigt die Art der Tektonik sehr schön (Abb. 14, 1). Am Coll de Malrems fällt die vom Untereozän bis zur Permotrias reichende überkippte Schichtfolge nach Nordwesten ein. Auf sie legt sich am Roc del Tabal das Paläozoikum, das im Norden am Coll de Verneuil längs einer unter 35° nach Süd fallenden Fläche der Permotrias und etwas basalem Garumnium aufliegt, was bereits MENGEL erkannt hat. Die Permotrias bildet, im Norden von dem Paläozoikum des Mont Falgas überfahren, ein kleines Fenster; denn daraus, daß sich weiter im Westen das Paläozoikum des Roc de Tabal mit demjenigen des Mont Falgas zusammenschließt, darf man wohl annehmen, daß auch in unserem Falle das Paläozoikum über die Permotrias hinwegging. Im Fenster sind die Schichten sattelförmig aufgewölbt, und im Satteln ist etwas Paläozoikum, in dem die Kupferminen von

(1356)

Poubil liegen, aus dem Liegenden der Permotrias herausgepreßt worden.

Zwischen dem Coll de Malrems und Rocabrana besitzt die Überschiebung ein nordöstliches Streichen. Westlich Rocabrana ist das Garumnium in einer steilen Mulde in die Permotrias eingefaltet und nach Südosten hin auf das überkippte Untereozän überschoben (Abb. 14, 2).

Nördlich Rocabrana fällt die Überschiebung des Paläozoikums mit 75° nach Norden ein. Westlich des Ortes wird die Permotrias ausgequetscht, und Devon ist dort auf Karbon überschoben. Südlich Rocabrana zeigen Permotrias und Oberkarbon einen intensiven Schuppenbau (Abb. 14, 3).

Von Rocabrana bis Surroca herrscht, von einzelnen aus der Karte ersichtlichen Abweichungen abgesehen, ein nordöstliches Streichen.

Westlich Bolos verklingt die intensive Faltung am Rande der Axialzone; südlich Camprodon ist im Osten des Rio Ter das Paläozoikum noch steil gegen die aufgerichtete Permotrias gepreßt, während westlich des Rio Ter die südwärts einfallende Permotrias dem Paläozoikum normal auflagert.

Östlich Surroca wird das der Axialzone auflagernde Mesozoikum an einem Querbruch abgeschnitten, und westlich dieser Störung beginnt, wie schon DALLONI in seinem Profil von Surroca nach San Juan de las Abadessas richtig erkannt hat, das Paläozoikum der Axialzone auf sein südliches Vorland vorzugreifen. So ist das Devon der Sierra de Caballeras und des Pic de Taga auf das in den Kohlengruben von Ogassa und Surroca ausgebeutete Oberkarbon überschoben, und unter dieses taucht die zwischen dem Coll de Jou und Ogassa außerordentlich stark tektonisch reduzierte Permotrias unter. Als Folge der starken Überschiebung im Norden ist die Schichtfolge bis in das Mittelalpe hinein überkippt, d. h. sie fällt nach Norden ein.

Westlich des Coll de Jou komplizieren sich die tektonischen Verhältnisse am Rande der Axialzone, indem Überfaltungen von Garumnium und Permotrias auf das Eozän hinzukommen. Da die Sachlage am besten an der Eremita von Montgrony zu erkennen ist, möchte ich dort die Beschreibung dieser Faltungsart beginnen.

DALLONI hat in seinem von Montgrony nach Campellas gelegten Profil das nördlich der Eremita befindliche Mesozoikum als autochthonen, nach Süden überkippten Sattel aufgefaßt, dessen Nordflügel von dem Paläozoikum der Sierra de Montgrony überfahren ist. Dieser Ansicht kann ich mich nicht anschließen.

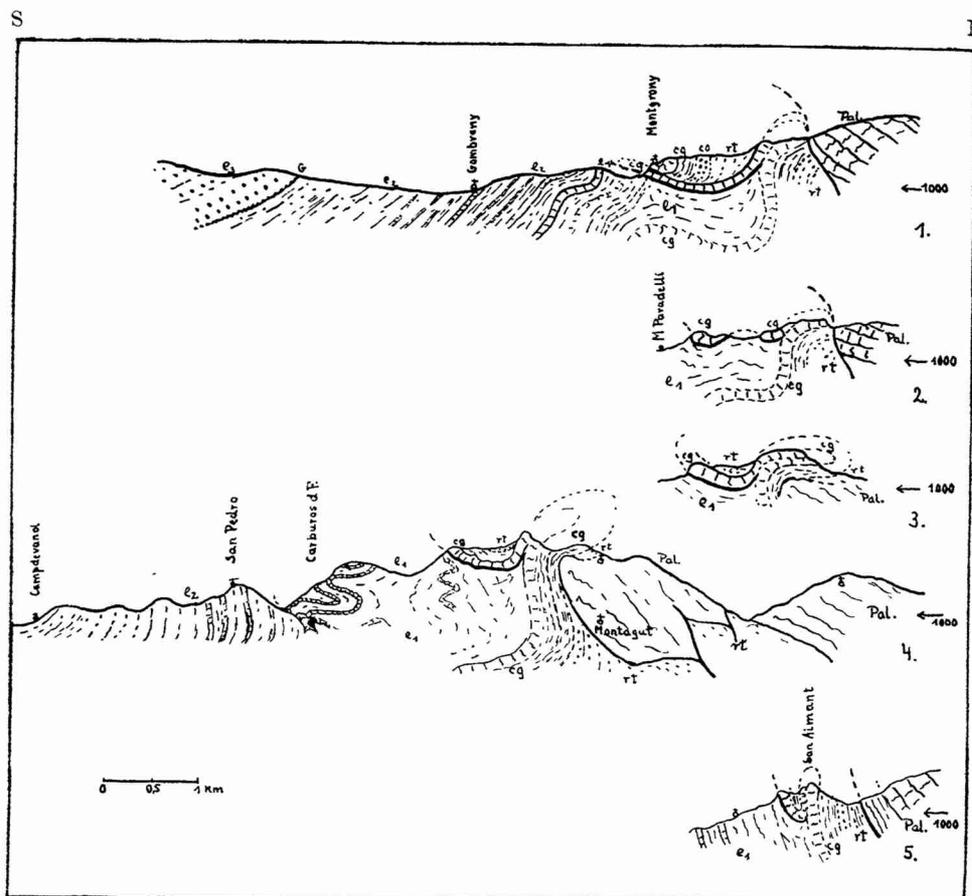


Abb. 15. Die Überfaltung von Montgrony.

Pal. = Paläozoikum; *rt* = Permotrias; *co* = Oberkreide; *cg* = Garumnium;
*e*₁ = Ypern + Unterlutet; *e*₂ = Mittellutet — Barton; *e*₃ = Lud + Oligozän;
G = ludischer Gips.

Verfolgt man nämlich (vgl. Abb. 15, Profil 1) den Maultierpfad von Gombreny nach Montgrony, so gelangt man aus dem steil nach Süd einfallenden Mittellutet am Coll de Jou in das tiefere Eozän, das bereits steil überkippt nach Norden einfällt. Es zeigt eine ausgeprägte, ebenfalls nach Norden einfallende Schieferung. Auf dem Eozän liegt unterhalb der Eremita flach der Hangendkalk des Garumniums, der am Barranco westlich der Eremita noch etwas tieferes Garumnium trägt (Abb. 15, 1). Darauf legt sich an einer flachen Abscherung abermals der Hangendkalk des Garumniums. Dieser bildet eine Mulde mit steilem bis überkipptem Nordflügel, in deren Kern in der Umgebung der Kirche von Montgrony (1358)

die hangendsten dolomitischen Lagen des Garumniums auftreten. Im Norden der Mulde stellen sich in normaler Folge, steilstehend bis leicht überkippt, die älteren Horizonte ein, nämlich die liegenden Garumniummergel, die Quarzkonglomerate des Maastricht und schließlich die Permotrias, die bereits steil nach Süden einfällt. Im Liegenden der Permotrias taucht, ebenfalls steil Süd fallend, der Hangendkalk des Garumniums wieder auf. Dieser legt sich hangaufwärts flach und wird von dem Devon der Sierra de Montgrony überfahren.

Dieser komplizierte tektonische Bau ist aus einer flachen Überfaltung des Mesozoikums auf das Untere Eozän entstanden. Im Zusammenhang mit der Überschiebung durch das Paläozoikum im Norden wurde der überfaltete Sattel steil gestellt und der liegende Sattelflügel ausgequetscht, sodaß die Permotrias des Sattelnernes direkt auf den hangenden Garumniumkalk gelangt ist. Der hangende Sattelflügel enthält steil eingemuldet die normale von der Permotrias bis zu den hangendsten garumnischen Horizonten reichende Schichtfolge. Der liegende Sattelflügel schwimmt abgeschert auf dem Unteren Eozän. Das Mesozoikum nördlich Montgrony bildet also eine auf das Eozän überfaltete Serie und keinen autochthonen Sattel.

Daß diese überfaltete Serie von Montgrony auf dem Eozän schwimmt, erkennt man sehr schön etwas östlich Montgrony, wo am Barranco von Mas Paradelli (Abb. 15, 2) unter dem Hangendkalk des Garumniums die Eozänmergel auftauchen. Das Eozän, das außerordentlich stark durchbewegt ist, springt am Bach weit nach Norden vor und bildet so ein Halbfenster.

Die Verhältnisse im Innern der kleinen schwimmenden Scholle sind noch einmal sehr gut in der Sierra de Golumbrant zu beobachten (Abb. 15, 3). Die guten Aufschlüsse zeigen hier das flache muldenförmige Auflager des Garumniums auf den Eozänmergeln. Am Coll westlich der Sierra ist im Kern dieser schwimmenden Mulde noch etwas Permotrias erhalten geblieben. Am Nordrand legt sich diese direkt auf den hangenden Garumniumkalk. Die tieferen Horizonte des Garumniums sind also, wie schon nördlich Montgrony ersichtlich war, am Nordrand der schwimmenden Scholle ausgequetscht.

Im Norden liegt die Scholle von Montgrony, an ihrer Basis den hangenden Garumniumkalk führend, stets auf autochthonem Garumniumkalk, welcher südwärts normal unter das Eozän taucht. Das gestattet den Schluß, daß die Scholle im Norden verwurzelt ist, was sich auch an den Profilen durch den San Aimant (Abb. 15, 5)

nördlich Saltor zeigt, wo der nach Süden überfaltete Sattel in seinem Kern aus tieferem Garumnium gebildet wird, das, steil nach Norden einfallend, in den hangenden Garumniumkalk eingemuldet ist. Diese überfaltete Mulde hängt nordwärts mit dem steil gestellten autochthonen Garumnium zusammen.

Der überfaltete Sattel hebt sich östlich des San Aimant allmählich heraus und geht so zu Ende. Im Westen wird die überfaltete Serie von Montgrony am Coll de Hera durch eine NNO streichende Querverwerfung abgeschnitten. Die westliche Scholle ist hier gehoben, so daß das Mesozoikum der östlichen Scholle an das Paläozoikum der westlichen grenzt. Westlich des Bruches liegt am Rande der Axialzone die Permotrias wieder normal auf dem Paläozoikum.

Der bei dieser Überfaltung entstandene, auf jüngeren Schichten schwimmende Sattel in Muldenstellung des Montgrony erinnert an Profile, wie sie ARN. HEIM aus dem Säntis-Gebirge von der Maarwies beschrieben hat.

Das in der Sierra de Montgrony gewonnene Bild vom geologischen Bau dieses Gebietes wird ergänzt durch die prächtigen Aufschlüsse am Rio Fresser und Ter (Abb. 15, 4). Das Paläozoikum der Axialzone ist hier flach auf die Permotrias überschoben. Die überfahrene Permotrias taucht am Bach, der von Campellas herabfließt, flach nach Norden einfallend unter dem Paläozoikum hervor und bildet hier ein kleines Fenster, das unter zweimaliger Schuppung etwas aufgepreßt ist. An der südlichen Störung taucht der Buntsandstein ab, um erst ca. 2 km weiter südlich unterhalb von Montagut wieder zum Vorschein zu kommen, wo er in überkippter Lagerung mit 60° unter das Paläozoikum einfällt. Die flache Überschiebung des Paläozoikums mit 2—3 km Schubweite hat also ein ähnliches Ausmaß wie jene im Raum zwischen dem Coll de Malrems und dem Coll de Verneuil.

Die Störung zwischen Paläozoikum und Permotrias zieht, mit 70° nordwärts einfallend, unterhalb Montagut den Hang hinauf und schneidet die Permotrias ab, so daß dort das Paläozoikum direkt auf das Garumnium überschoben ist. In der Höhe des Dorfes springt oberhalb Montagut das Paläozoikum etwa horizontal nach Norden zurück, und Permotrias und Garumnium liegen flach auf ihm. Man gewinnt hier den Eindruck, daß das auf Mesozoikum überschobene Paläozoikum im Kern eines flexurartigen Abbiegens der Axialzone südwärts gepreßt worden ist, wobei die Permotrias ausgequetscht wurde. In den hangenden Schichten, der Permotrias und dem Garumnium, wird eine entsprechende Ein-

engung durch die bereits beschriebene Überfaltung auf das Untere Eozän erreicht, das außerordentlich stark durchbewegt ist und eine sehr ausgeprägte nordwärts fallende Schieferung besitzt, die an die Schieferung eines alpinen Flysches erinnert. Das Untere Eozän bildet am Rio Fresser zwei prächtig aufgeschlossene liegende Falten und taucht schließlich bei Carbuos de Fresser an einer überkippten Knieflexur, etwas auf das Mittellutet geschuppt, ab.

Die tieferen Horizonte des Mittellutets sind bei San Pedro noch steil überkippt, das hangende Eozän taucht bereits südwärts unter den ludischen Gips und die Molasse. Diese fällt bei Catyars wieder nach Norden ein und bildet so eine Mulde, an deren Südflügel sich südlich Ripoll ein steil nach Süden übergelegter Sattel mit marinem Mitteleozän heraushebt. Dieser „Sattel von Ripoll“ läßt sich nach Osten über Vallfogona, wo er steil nach Süden auf die Molasse des Coll de Espinau überschoben ist, bis nördlich Olot verfolgen. Westlich Ripoll biegt er in westnordwestliches Streichen ein, und bei Vilada ist er steil nach Süden geschuppt.

Bei Santa Maria folgt am Rio Ter auf diesen Sattel eine neue Molassemulde mit überkipptem Nordflügel. An der neuen Schleuse zwischen Santa Maria und La Farga taucht flach darunter das marine Eozän wieder auf. Bei La Farga findet sich hierin noch einmal eine kleine Spezialaufsattelung mit steilem Südflügel. Südlich San Quirico wölbt sich in dem Mitteleozän ein normal gebauter flacher Sattel auf, der westlich des Rio Ter bei San Augustin de Llusanes abtaucht. Nach Osten läßt er sich bis Joannetes verfolgen, wo er an einer Störung abbricht. Dort zeigt er noch eine deutliche Südvergenz, indem der Südflügel nahezu senkrecht steht, während sich der Nordflügel flach unter die „Mulde des Espinau“ senkt. Mit diesem am Rio Ter bereits normal gebauten „Sattel von San Quirico“ verklingt die Faltung; denn weiter südlich liegt in der Ebene von Vich das Eozän flach, eine prächtige Tafellandschaft bildend.

5. Das Gebiet zwischen Llobregat und Segre.

Nur das zunächst westlich des Llobregat liegende Gebiet ist noch auf Tafel 1 einbegriffen. Am oberen Segre liegende Teilstücke sind in Abb. 18 dargestellt.

Zwischen Castellar de Nuch und dem Coll de Pandis lagert die mit der Permotrias beginnende, nach Süden einfallende jüngere Schichtfolge dem Paläozoikum auf. Im Süden dieser normalen Bedeckung der Axialzone verläuft zwischen Llobregat und

Segre, südlich von Pobla de Lillet über Guardiola, nördlich von Josa und Fornols bis zum Massiv des Monsech de Tost eine Überschiebungslinie, an der von Süden her Mesozoikum, meist mit Keuper an der Basis, auf das nördlich gelegene Eozän überschoben ist. Diese Störung trennt nach ASTRE (1924, 1925) zwei Serien, einmal im Norden die normale Pyrenäenbedeckung — Serie der Sierra del Cadi — und südlich davon, auf ersterer schwimmend, die Serie von Pedra Forca. Aus stratigraphischen und tektonischen Überlegungen hält ASTRE die letztere für eine Decke.

Stratigraphisch ist die Serie von Pedra Forca insofern vollständiger, als sie Lias, Dogger und Unterkreide enthält, die der normalen Pyrenäenbedeckung im Gebiet der Sierra del Cadi fehlen, und tektonisch soll sie nach ASTRE allseitig auf dem Eozän schwimmen. Die hier von ASTRE gewonnenen Anschauungen hat dann JACOB für den gesamten Bau der Südpynäen verallgemeinert. So nennt er die Serie der Cadi „série pyrénéenne“, und diese tritt nach ihm als normale Bedeckung der Axialzone einmal in der Sierra del Cadi und dann in der Zone des Mont Perdu auf. Sie soll überfahren sein von einer aus dem Süden gekommenen großen Decke, die das übrige Mesozoikum der Südpynäen umfaßt, der Serie von Pedra Forca (= „série sudpyrénéenne“).

Es wurde oben gesagt, daß ASTRE die Unterscheidung zwischen den beiden Serien darauf gründet, daß in der Sierra del Cadi die Schichtfolge vom Lias bis zum Alb fehlt. Dieses ist aber, wie ich bereits ausgeführt habe, auf Abtragung nach der austrischen Faltung zurückzuführen. Die Serie von Pedra Forca stellt sich also nicht als fremdartiges Element im Bau der Südpynäen dar, sondern ihre etwas vollständigere Schichtfolge ist bedingt durch die tektonische Geschichte des Gebietes während der Kreidezeit.

Wir kommen zu den tektonischen Verhältnissen, die zur Annahme einer allseitig auf dem Eozän schwimmenden Serie von Pedra Forca geführt haben, und untersuchen die diese Serie begrenzenden Störungen. Das im Süden zwischen Berga und Vilada auftauchende Eozän ist für ASTRE ein Fenster im Rücken seiner Decke, und betrachtet man das Llobregat-Profil (Abb. 16, s), so erkennt man auch, daß nördlich der Station Baëlls der Keuper mit einem nördlichen Einfallen von 30° flach dem Eozän auflagert. Auf den Keuper folgen dann eingequetscht eine Schuppe von Oberkreidekalk und etwas Garumnium, und auf dieses ist abermals Keuper überschoben; dieser trägt außerordentlich brekziöse, tektonisch durchbewegte Carñiolas, auf denen dann normal die

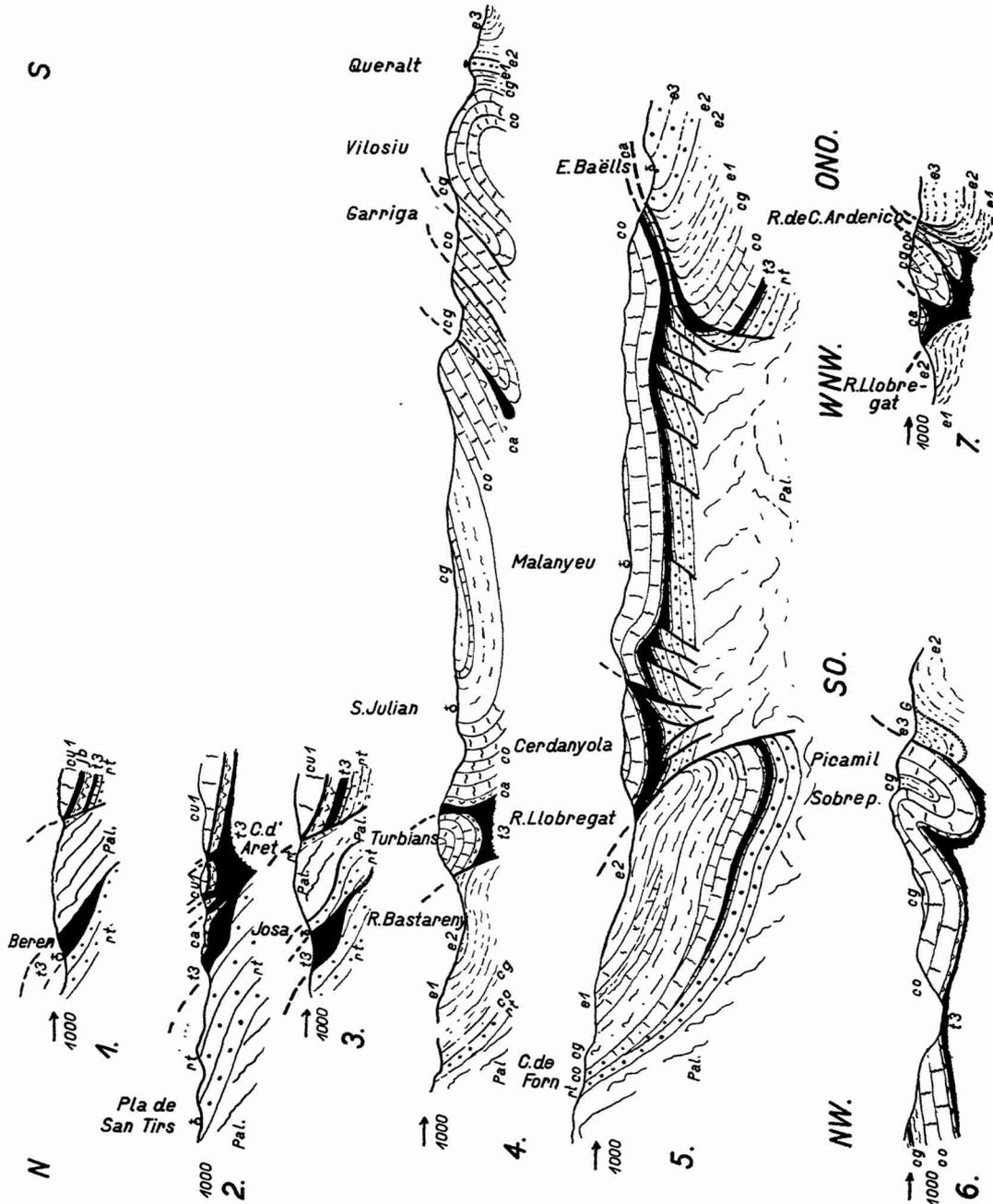


Abb. 16. Der geologische Bau zwischen Llobregat und Segre.

pal = Paläozoikum; *rt* = Permotrias; *t³* = Keuper; *ca* = Carniolas; *jl* = Lias; *jb* = Dogger; *cu₁* = Urgo-Apt; *cu₂* = Apt + Albmergel; *co* = Oberkreide; *cg* = Garumnium; *e₁* = Untereozän; *e₂* = Mittlereozän; *G* = Gips; *e₃* = Lud + Oligozän.

Abhandlungen d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-Phys. Kl. III. Folge, Heft 10. 6 (1363)

mächtige Oberkreide liegt. Die flache Störung zwischen Eozän und Mesozoikum, die streckenweise, so westlich Vilademat, von auflagerndem Miozän verhüllt ist, läßt sich im übrigen weiter westlich bis zum Picamil verfolgen (Abb. 16, Prof. 6), an dessen Südabhang Oberkreide auf Eozän überschoben ist. Sie fällt hier mit 60° nach Nordwesten ein, ist also bereits recht steil geworden. Das Umbiegen der Störung zusammen mit ihrem starken Zurückspringen im Llobregattale erweckt so tatsächlich den Eindruck einer flach auf dem Eozän schwimmenden Serie. Aber, wie der Bau des autochthonen Eozäns von Berga erkennen läßt, kann diese Serie nicht von Süden über dieses hinweggeglitten sein. Das Eozän fällt nämlich zwischen Berga und der Station Baëlls (Llobregat) normal nach Süden ein, stellt sich dann aber zwischen der Station und dem Dorf Baëlls steil, wobei es bereits kräftig durchbewegt ist, und seine mergeligen Zwischenlagen eine starke Schieferung aufweisen; schließlich ist es nördlich des Dorfes überkippt. Diese Aufrichtung und Überkipfung des autochthonen Eozäns mit zunehmender Annäherung an die Überschiebung kann wohl nur als Schleppung bei einer Südbewegung der überschobenen Serie gedeutet werden. Auch die in der Überschiebungszone zu beobachtende Spezialschuppung deutet auf Südbewegung hin, wie auch die Faltung im Süden der Serie von Pedra Forca eine reine Südvergenz zeigt. Alle Beobachtungen über die Art des Bewegungsvorganges sprechen also für eine Überschiebung nach Süden.

Die Überfahung des Ebrobecken-Tertiärs durch eine im Norden verwurzelte Serie wird noch deutlicher bei einer weiteren Verfolgung der Überschiebung nach Westen. Dort bildet die Oberkreide, wie das Profil am Vilosiu (Abb. 16,4) veranschaulicht, ein steiles Gewölbe, und dieses fällt nach Osten steil unter die ebenfalls von ihr wegfallende Molasse. So ist aus der flachen Überschiebung eine steile ausgequetschte Flexur mit NNO-Streichen geworden.

Nordwestlich Berga biegt die Störung wieder in ost-westliches Streichen ein. Hier nimmt die Sprunghöhe ab (Abb. 17,5), und es stellen sich zwischen der Oberkreide und der Molasse die Zwischenschichten in allerdings stark reduzierter Mächtigkeit ein. Das Oberkreidegewölbe des Vilosiu taucht steil nach Süden gegen den Bach von Espinalbet ab, und im Bachtal legt sich etwas Garumnium darauf. Es folgt eine kleine Schuppe mit Mergeln des Unteren Eozäns, und nach Süden schließen sich dann die Kalksandsteine und groben Konglomerate des Mittellatet an, die die

von dem Kloster Queralt gekrönten Höhen nördlich Berga bilden. Eingeschaltet finden sich ca. 50 m Sandsteinflysch des Oberlutet, auf das sich dann beckenwärts die Molasse legt. Diese ganze Serie taucht steil bis ganz leicht überkippt zum Ebrobecken hin ab. Nördlich Cofort hebt sich im Süden des südwärts übergelegten Oberkreidegewölbes des Vilosiu aus dem Garumnium ein Oberkreidesattel heraus (Abb. 17,4). Aus dem überkippten Gewölbe

S

N

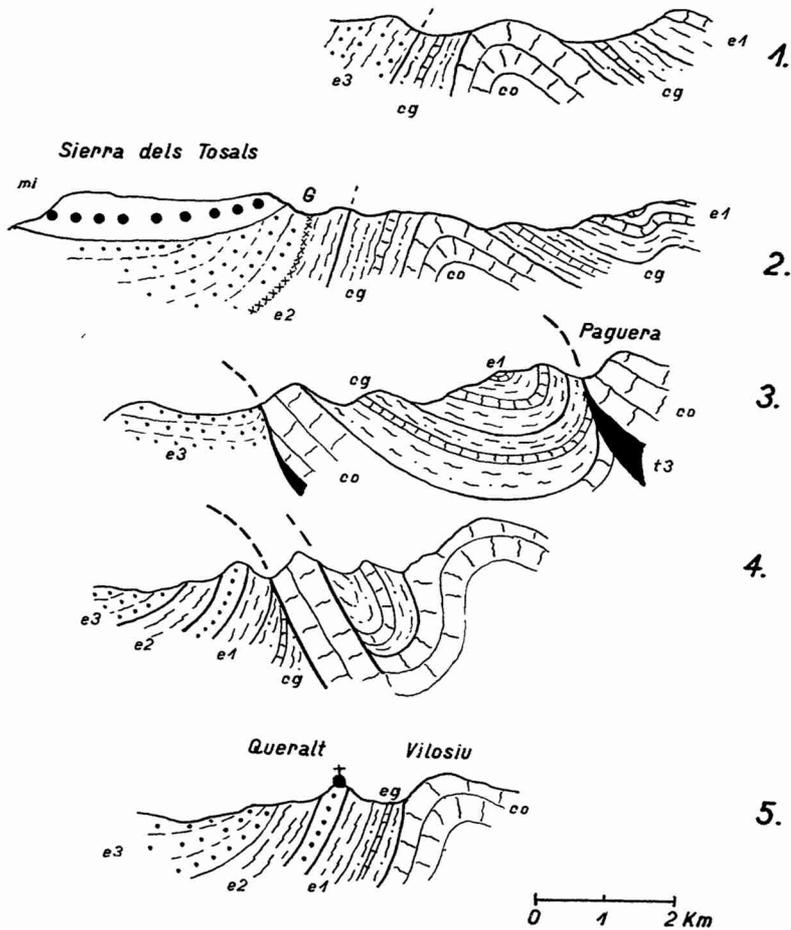


Abb. 17. Der Südrand der Pedra Forca-Zone nordwestlich Berga.
 co = Oberkreide; cg = Garumnium; e₁ = Untereozän; e₂ = Mitteleozän; e₃ =
 Lud + Oligozän; mi = Miozän.

des Vilosiu entwickelt sich am Fuße des Paguera eine Überschiebung der Oberkreide auf Garumnium und Untereozän (Abb. 17,₃). Die Oberkreide des südlichen Sattels ist auf die Molasse überschoben. Weiter gen Westen bildet diese Oberkreide wieder einen normalen Sattel (Abb. 17,₂), der am Bach von Castellar del Riu westwärts unter das Eozän abtaucht. Das allseitige axiale Abtauchen des die Oberkreide überlagernden Garumniums ist am Bache selbst prächtig aufgeschlossen (Abb. 17,₁).

Die den Südrand der Serie von Pedra Forca bildende Überschiebung wird also in ihrem Verlauf nordwestlich Berga an verschiedenen Stellen durch ein flexurartiges Abtauchen der Schichten der Pedra-Forca-Serie unter das autochthone Eozän abgelöst, und dort ist also die Serie von Pedra Forca verwurzelt.

Im Osten wird die am Picamil bereits sehr steil gewordene Störung abermals von dem diskordant auflagernden Miozän verhüllt, und erst an dem Llena taucht sie wieder unter dem Konglomerat auf. Das Garumnium bildet hier eine Mulde und hat unter sich noch etwas Oberkreide, die an einer steilen Störung, der Fortsetzung der Überschiebung des Picamil, gegen die an der Störungszone steil gestellte Molasse grenzt (Abb. 16,₇). Zwischen der Oberkreide und der Molasse ist eine kleine Staffel äußerst sandigen Oberlutets eingeklemmt. An der steilen Störung, die dem linken Ufer des Baches von Casa Arderico folgt, werden nordwärts die Lutetstaffel und die Oberkreide im Liegenden des Garumniums abgeschnitten. Oberhalb der Mündung des Nebenbaches, der der Garumnium-Mulde von Cattlaras folgt, springt an einer west-östlich verlaufenden Querstörung das Eozän etwas nach Osten zurück, und es stellt sich wieder Oberkreide im Liegenden der Mulde ein. Die Molasse steht senkrecht, und mit 40° nach Westen fallend ist die Oberkreide, die die hier ostwärts überkippte Garumnium-Mulde trägt, auf sie geschoben. Im hangenden Muldenflügel fällt die Oberkreide flach nach Westen ein. Weiter nördlich wird die Garumnium-Mulde abermals von einer Querstörung abgeschnitten. Es grenzt jetzt an die steil gestellte Molasse im Osten eine mit 70° nach Westen einfallende überkippte Garumnium- bis Oberkreidefolge.

An dieser Störung soll das Mesozoikum auf dem Eozän schwimmen. Mir scheinen aber die steil aufgebogene Molasse, die Zwischenstaffel von Oberlutet, das Steilerwerden des Mesozoikums nach der Tiefe hin und die Querstörungen dafür zu sprechen, daß an dieser geradlinig mit N 15° O durchstreichenden Störung nur

eine Überschiebung der gehobenen westlichen Scholle auf die östliche stattgefunden hat. Diese Ostvergenz am Ostrande der Serie von Pedra Forca ist auch in der der Überschiebung parallel laufenden überkippten Garumnium-Mulde zu erkennen, die wohl jenseits des diskordant liegenden Miozäns ihre Fortsetzung in der ebenfalls überkippten Garumnium-Mulde zwischen Picamil und Sobrepuny (Abb. 16,6) findet. Endlich kommt die Ostvergenz in dem überkippten Sattel von Sobrepuny zum Ausdruck; sie verklingt in dem großen Quersattel des Llobregat, der Keuper in seinem Kern enthält.

Wie ASTRE mit Recht angegeben hat, ruht im Norden die Serie von Pedra Forca mit Keuper an der Basis auf dem Eozän der Serie der Cadi. Doch wird es durch das gänzliche Fehlen einer stärkeren Durcharbeitung und Durchschieferung der doch recht mobilen Lutetmergel unwahrscheinlich gemacht, daß wir es mit einer größeren Deckenüberschiebung — Deckenstirn — zu tun hätten. Daß diese Nordüberschiebung in der Tat eine recht steile Störung ist, die eine autochthone Serie begrenzt, geht aus den Verhältnissen südlich Pobra de Lillet hervor.

Folgt man nämlich von Pobra de Lillet dem Bach Rigatell, so befindet man sich zunächst im Sandsteinflysch des Oberlutet. Dieser gehört noch zu der normalen Bedeckung der Axialzone und fällt mit $60-70^\circ$ nach Süden ein. Darauf folgt, zwischen Oberlutet und der überschobenen Serie von Pedra Forca eingepreßt, eine Staffel von Mergeln und Kalken mit Nummuliten des Mittellutets. In dieser Staffel fallen die Schichten zunächst mit 70° nach Norden, dann mit 75° nach Süden ein. Sie stehen nahe der Störung senkrecht und fallen schließlich mit 80° unter sie ein. Die steil stehenden Carñiolas grenzen an der hier $N 80^\circ O$ streichenden Störung gegen das Eozän. Sie fallen westlich des Baches nach Süden ein, liegen also steil auf dem Eozän, biegen östlich des Baches im Streichen etwas um ($N 70^\circ W$) und fallen sehr steil (mit $70-75^\circ$) unter das Eozän, das dort ebenfalls mit 70° nach Westen einfällt. Die Carñiolas bilden also ein deutlich nach Osten unter das Eozän abtauchendes Gewölbe, dessen Kern aus dem oberhalb am Bach angeschnittenen Keuper besteht. Nach Westen bildet sich in den abtauchenden Carñiolas im Norden des Gewölbes eine Mulde aus, die nordwärts gegen das Eozän gelegt ist, wobei an der Störung der Keuper herausgepreßt wurde. Die Störung zwischen Keuper und Eozän wird westwärts flacher, sodaß bei Fatyars der Eindruck einer auf dem Eozän schwimmenden Schichtfolge erweckt wird. Auch nach Süden entsteht in den ab-

tauchenden Carñiolas eine Mulde, und der Keuper kommt im Süden derselben wieder sattelartig heraus und ist auf die Oberkreide überschoben. Weiter nach Westen taucht dann das zentrale Gewölbe ab, und die beiden Carñiolasmulden schließen sich zu einer einzigen zusammen (Abb. 16,7), in deren Kern dann auch Oberkreide auftritt. Doch bleibt diese Mulde von San Julian de Cerdanyola nach Norden auf das Eozän und nach Süden auf die Oberkreide überschoben, wobei der Keuper an der Überschiebungszone herausgequetscht ist.

Die Nordrandstörung der Serie von Pedra Forca liegt zwischen Guardiola und Baga flach, wird aber nach Westen, zum Coll de la Tancalaporta hin, recht steil. Oberkreide grenzt hier an einer mit 60° nach Süd fallenden Überschiebung an kalkiges Unterlutet, das mit 40° nach Süd einfällt. Diese Überschiebung begrenzt die Mulde von San Julian im Norden; im Süden schneidet der südwärts überschobene Muldenrand, nordöstlich streichend, die Garumnium-Mulde von Catllaras ab. Am Coll de Aballol taucht am Südrand der Mulde wieder der Keuper auf, und dieser zieht dann, WNW streichend, den Bach Triput herab und überquert nördlich von Cottlet, jetzt NNW streichend, den Llobregat; hier wird die Mulde nur noch von Carñiolas gebildet. Westlich Guardiola wird das Streichen dann wieder west-östlich, und nördlich von Cal Malsep entwickelt sich im Fortstreichen der Überschiebung im Süden der Mulde von San Julian der Sattel von Turbians. Er zeigt ein interessantes Beispiel von Vergenzwechsel. In dem hangenden Teil ist der Keuper des Sattels nördlich steil nach Norden gegen die Oberkreide des Nordflügels gepreßt; geht man aber den Hang hinunter, so sieht man, daß die Liaskalke des Südflügels, die oben mit 65° normal nach Süden einfallen, plötzlich umbiegen und mit 35° unter den Keuper fallen (Abb. 16,4). Ebenfalls überkippt fällt die Oberkreide des Südflügels nach Norden ein. Wir haben es also mit einem in seinem unteren Teil nach Süden übergelegten Sattel zu tun, und hieraus hat sich weiter östlich die bereits beschriebene Überschiebung am Südrand der Mulde von San Julian entwickelt; am Sattelfirst ist der Keuper schließlich steil nach Norden durchgespießt.

Im weiteren Verlauf der Nordstörung soll nach ASTRE das Garumnium, welches im Tal von Gosol ansteht, ein Fenster der autochthonen Serie bilden. Doch läßt sich das Garumnium von Gosol über Aspa und den Coll de la Trapa zu dem normal auf dem Senon liegenden Garumnium verfolgen, ist also als eine Fortsetzung der Mulde von Figols — Vallcebre anzusehen, die hier tiefer eintaucht.

Südlich Gosol wird das Garumnium steil von südbewegtem älterem Mesozoikum überfahren. Es handelt sich dabei um die Fortsetzung der Überschiebung am Südrand der Mulde von San Julian.

Weiter gen Westen nimmt die Nordbewegung im Norden der Serie von Pedra Forca an Stärke zu. Folgt man dem Lauf des Segre von Seo de Urgell abwärts (Abb. 16,₂), so sieht man bei Pla de San Tirs (vgl. Abb. 18) die Permkonglomerate den Porphyr überdecken und auf sie mit deutlicher Diskordanz den Buntsandstein folgen. Etwa 50 Schritt unterhalb Palau des Goves liegt in sich stark gefalteter Keuper, der zwei kleine Durchspießungen von Muschelkalk enthält, flach abgeschert auf dem südwärts einfallenden Buntsandstein. Auf den Keuper legen sich die Carniolas. Diese Folge von Muschelkalk bis zum Unteren Lias ist infolge der Mobilität des Keupers außerordentlich stark in sich geschuppt, was deutlich zu erkennen ist, wenn man den Rio Tost von Hostalets etwas aufwärts verfolgt. An diese dislozierte Serie grenzen nach Süden Oberer Lias und die starren Massen der Doggerdolomite und Urgonkalke längs einer steilen Flexur, die sich in der Morphologie in einer von den jüngeren Horizonten der abgesunkenen Scholle gebildeten Steilkante gut heraushebt. Die Flexur ist von Barceloneta über Casa Valentin bis südlich des Coll d'Arnat bereits von ASTRE verfolgt worden, zieht dann weiter über Castellar und quert den Segre südlich Hostalets. Die Flußerosion hat hier die harten Kalke beseitigt, und der Keuper springt nach Süden vor bis La Reula, hier stark ophithaltig. Westlich des Segre verläuft die Flexur im Süden des Rio Goves vor der Kalkmasse der Sierra de Arés her und läßt sich weiter westlich über Bellpuy verfolgen, wo sie hart südlich des Flusses die Urgonkalke der Sierra de Cabo begrenzt. Die massiven Kalkmassen im Süden der Flexur zeigen einen schwach südwärts einfallenden Schuppenbau.

Das Segreprofil weist somit eine starke disharmonische Faltung auf. Auf dem Paläozoikum liegt zunächst als erste Zone die Permotrias, die, unter dem Basalschutz des Paläozoikums stehend, ungestört nach Süden einfällt. Darauf folgt, abgeschert und stark in sich geschuppt, eine zweite Zone (Muschelkalk—Unterlias), die als besonders mobiles Element den Keuper enthält. Sie wird nach Süden durch eine Flexur begrenzt, und längs dieser grenzt an sie die dritte kaum gestörte Zone starrer Kalkpakete (Oberer Lias bis Urgon).

Inmitten dieser im großen ziemlich einfach gebauten Schicht-

folgen erscheint nun Paläozoikum, und zwar finden sich in dem untersuchten Gebiet zwei solcher Vorkommen, nämlich östlich des Segre das Massiv des Montsech de Tost und westlich zwischen Guils und Bellpuy ein Ausläufer des großen Massives von Castellás. Diese paläozoischen Vorkommen faßt DALLONT als schwimmende Schollen auf, und zwar als östlichste Reste einer großen Decke, die er als Nogueras-Decke bezeichnet. Nun haben weiter westlich JACOB schon 1930 und später MISCH zeigen können, daß man dort von einer Decke nicht sprechen kann, und zu einem ähnlichen Ergebnis gelangte ich auch in dem Gebiet am Segre.

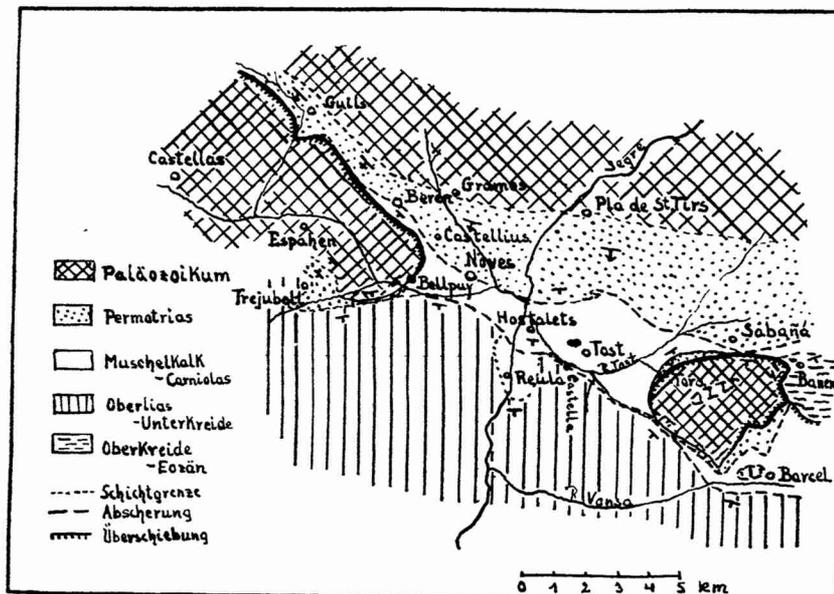


Abb. 18. Zur Stellung der paläozoischen Massive von Castellás und des Montsech de Tost.

Verfolgt man nämlich die Umrahmung des östlichen Teiles des Massivs von Castellás, so sieht man, daß es nach Süden unter das Mesozoikum untertaucht. So fällt am Barranco de la Guardia, westlich von Bellpuy (Abb. 16,1), das Paläozoikum an einer sehr steilen Störung unter die schwach nach Süden geneigte Kalktafel, und eingeschuppt finden sich etwas steilstehende Permotrias und abgescherter Keuper der Zone II. Zwischen Bellpuy und Trejubell, wo das Paläozoikum auf die Südseite des Baches überspringt, taucht es ebenfalls südwärts unter die mesozoische Bedeckung unter. Seine Grenze bildet ein steil nach Süden einfallender Bruch, an dem es gegen die Urgonkalke, Doggerdolomite und etwas Lias (1370)

der Sierra del Cabo grenzt. Die Trias ist hier ausgequetscht, stellt sich aber östlich Trejubell wieder ein, wo das Paläozoikum in ein nordwestliches Streichen übergeht. Hier liegt jetzt in normaler Folge die Permotrias auf dem Paläozoikum, doch bleibt der Keuper ausgequetscht.

Oberhalb Castellus nimmt das von Bellpuy etwa nord-südlich heranreichende Paläozoikum ein nordwestliches Streichen an, und gleichzeitig entwickelt sich aus der bisherigen steilen Störung eine nach Südwesten einfallende flache Überschiebung. Zwischen Paläozoikum und Permotrias ist eine Staffel von Keuper und Carniolas eingeklemmt. Das Paläozoikum liegt also an seinem Nordrande auf der Schichtfolge der Staffel II, während es im Süden unter diese untertaucht. Der im Liegenden des Paläozoikums eingepreßte Keuper läßt sich von Castellus über Beren bis zum Coll zwischen Beren und Guils verfolgen, wo er vom Paläozoikum überfahren wird, das weiter westlich dann direkt auf der Permotrias schwimmt. Das im Süden verankerte Massiv von Castellus kann somit nicht als schwimmende Scholle — Reste einer Decke — angesprochen werden.

Von der tektonischen Stellung des Massivs des Montsech de Tost hat bereits ASTRE eine genaue Beschreibung gegeben, der man in Bezug auf den Geländebefund nur zustimmen kann. Im Osten liegt das Paläozoikum zwischen San Julian und Bañeras flach auf dem Alveolinenkalk, weiter nördlich auf den Schichten der Staffel II, und bei Sabañá schließlich, wo auch diese überfahren sind, auf Permotrias. Weiter westlich taucht zwischen Casa Felipe und Tora die Staffel II wieder auf, und dort stellt sich zwischen dem Paläozoikum und der Staffel II noch eine schmale Schuppe von aus der Tiefe mitgerissener Permotrias ein (Abb. 16,s).

Das Untertauchen des Paläozoikums unter die mesozoische Bedeckung am Coll d'Arnat hat ASTRE bereits erkannt. Hier legt sich auf das Paläozoikum, steil nach Südwesten fallend, die Permotrias, worauf die stark ausgequetschte Staffel II folgt, die an der Flexur an die Staffel III grenzt. ASTRE macht hier nun einen Unterschied zwischen der im Nordosten unter das Paläozoikum tauchenden mesozoischen Serie und der sie im Coll d'Arnat bedeckenden. Letztere rechnet er zur Deckeneinheit von Pedra Forca, und damit ist für ihn das Massiv des Montsech ein paläozoischer Fetzen, der zwischen die autochthone Bedeckung der Axialzone und die Pedra Forca-Decke eingeklemmt ist. Auch diese Auffassung ist von JACOB für die übrigen Massive, die DALLONI, wie bereits erwähnt, zur Nogueras-Decke zusammenge-

zogen hatte (Nogueras-Zone von MISCH), verallgemeinert worden. Es ist jedoch die von dem Paläozoikum überfahrene und die im Südwesten auf ihm liegende mesozoische Serie, ähnlich wie am Ostrande des Massivs von Castellás, auch am Montsech de Tost nicht zu trennen. Denn geht man vom Coll d'Arnat nach Südosten, so sieht man, wie die Permotrias, die am Coll noch normal auf dem Paläozoikum liegt und steil nach Südwesten einfällt, sich schon unterhalb des Dorfes steil stellt und noch weiter östlich, unterhalb Can Soldat, schließlich überkippt unter das Paläozoikum eintaucht. Überfahrene und auflagernde mesozoische Serie gehen somit am Südostrande des Montsech de Tost ineinander über.

Die paläozoischen Massive sind also aus der Tiefe aufgedrungen, wofür auch die an ihrem Rande meist eingeklemmte und, wie auch ASTRE beschreibt, oft damit verfaltete Permotrias spricht. Sie sind durchgebrochen in einer Schwächezone, nämlich an der die Zone II im Süden begrenzenden Flexur, und sind dann ganz flach nach Nordosten auf diese Zone überschoben, sie bei Sabañá und besonders bei Guils ganz überfahrend. Daß diese Überschiebung recht flach ist, ergibt sich auch aus einer kleinen, von mir nordwestlich Tost aufgefundenen paläozoischen Klippe.

Der Montsech de Tost trägt eine mesozoische Bedeckung, die nach ASTRE Lias bis Oberkreide umfaßt. Die im Liegenden dieser Schichten befindliche Abscherung hat ASTRE bereits erkannt. Ich möchte die Serie als ein mitgerissenes Stück der Zone III auffassen.

Wie das Segre-Profil zeigt (Abb. 16,₂), findet sich in der schwach südwärts fallenden Staffel III am Bach, der nach Castellás führt, eine Aufsattelung, in deren Kern am linken Bachufer etwas nordwärts durchgespießter Keuper zu beobachten ist. Im Süden folgen auf die Unterapt-Kalke die mächtigen Kreideschichten der Mulde von Orgaña. In ihrem Kern sind die starren Oberkreidekalke von Santa Fé nicht so stark eingemuldet wie die mehr mergelige Folge der Unterkreide, und im Zusammenhang damit ist es zu schwachen Abscherungen gekommen.

Die Kreidemulde von Orgaña ist vorwiegend normal gebaut. Eine schwache Nordbewegung äußert sich an ihrem Südflügel, indem der dort auftauchende Urgon-Sattel, der an der Segrebrücke im Kern noch etwas Dogger enthält, steil nach Norden gegen die Albmergel gepreßt ist, die bis zu einem Südfallen von 60° überkippt sind. Dieser nordwärts überkippte Sattel verklingt nach Westen, und in der Höhe von Vallbaisca taucht der Urgonkalk, bereits steil nach Norden fallend, unter die Albmergel.

Nach Süden fällt der Urgonkalk ebenfalls steil unter Alb-

mergel ein, die bei Coll de Nargo, stark durchgeschiefert und nordwärts überkippt, auf Konglomerate von wahrscheinlich oligozänem Alter (s. I, 8) überschoben sind. An der Störung findet sich noch etwas Oberkreidekalk eingepreßt. Das überfahrene Oligozän steht zunächst senkrecht, legt sich dann südlich Nargo, auf der Oberkreide des Coscollet ruhend, flach und bildet somit den Kern einer am Nordflügel überfahrenen Mulde. Die Schichtfolge des Coscollet ist südwärts auf das Alttertiär des Ebrobeckens überschoben, und in der am Segre mittelsteilen Überschiebung ist Keuper eingepreßt. Das Alttertiär bildet einen südvergenten Sattel, in dessen Kern bei Oliana marines Barton herauskommt.

Die tektonischen Untersuchungen haben also am Ostende der Serie von Pedra Forca ergeben, daß diese Serie autochthon ist. Der Bau innerhalb der Serie zeigt neben der auf den östlichen Teil beschränkten Ostvergenz eine deutliche Divergenz, indem im Norden eine Nord-, im Süden eine Süd-Vergenz vorherrscht. Die Scheitelung zwischen diesen beiden Vergenzen fällt etwa mit der Muldenachse der durch die austrische Faltung geschaffenen östlichen Südpynäen-Großmulde zusammen.

6. Das Umbiegen des Südpynäenstamms nördlich Figueras (vergleiche Tafel 2*).

Wie gezeigt, weisen die Südpynäen längs des durch Darnius gelegten Profils einen rein südvergenten Bau auf, der sich besonders schön in der Muldenzone von Darnius äußert. Diese biegt weiter östlich am Arroyo Ricardell aus ihrem westnordwestlichen Streichen in ein nordnordwestliches ein, und gleichzeitig tritt in der Überschiebung des Granits auf Garumnium bei Mas Rafols eine deutliche Westvergenz in Erscheinung. Bei C'en Borris schließen sich die Muldenschichten mit den an der Randflexur der Axialzone abtauchenden älteren mesozoischen Schichten zusammen. Die Randflexur behält auch ostwärts bis zum Llobregat ihr ostwestliches Streichen bei. Nordwestlich Viura stellt sich in dem südwärts abtauchenden Garumnium noch einmal eine ebenfalls ostwestlich streichende Permotrias-Aufsattelung ein, in deren steiler stehendem Südflügel sich gleichfalls eine deutliche Südvergenz zu erkennen gibt. Auf das abtauchende Garumnium legt sich dann normal das Untere Eozän.

Auf dieser lückenhaften mesozoisch-eozänen Schichtfolge

*) Die zwischen M. Illa, B. d. Aval bis nördlich Molins durchziehenden und auf Tafel II ins Garumnium gestellten kontinentalen Sedimente möchte ich aus Analogie mit den Verhältnissen am Segre dem Oligozän zuordnen.

schwimmen nun im Raume östlich und nördlich Viura Keuper und Carniolas. Das westlichste derartige Keupervorkommen ist südlich C'en Poe, auf dem Eozän schwimmend, an der neuen Landstraße nach Darnius gut aufgeschlossen. Es ist 100 m breit. Wir sehen, wie an seinem Nordrande die Tone und Gipse des Keupers flach auf dem südwärts einfallenden untereozänen Kalkflysch liegen; in dem nördlichen Teil der Klippe tauchen, an der Landstraßenböschung angeschnitten, unter dem Keuper außerordentlich stark durchbewegte und geschieferte Mergel des Eozäns wieder auf, ein mehrere Meter breites Fenster bildend. Im Süden der Klippe heben sich die Eozänmergel mit einer außerordentlich stark nordwärts, unter die Klippe, einfallenden Schieferung und Fältelung wieder heraus.

Östlich der Brücke, über die die Landstraße von Boadella nach Viura führt, legt sich der Keuper mit größerer Verbreitung flach auf die eozänen Mergel (Taf. 2, Prof. A—B). An der Chausseebiegung oberhalb Viura quert der Keuper den Ricardell, und hier liegt er auf der linken Seite des Baches dem Garumnium auf, das an der Landstraße mit 65° nach Süden unter den Keuper einfällt. Dieser springt am Pasa Milas, auf dem Garumnium liegend, stark nach Norden vor und läßt sich dann ostwärts bis Hostal Nou verfolgen. Südlich Viura ist er steil südwärts auf das Eozän überschoben, das stark durchbewegt ist und eine nach Norden einfallende Schieferung zeigt. An der Basis des Keupers ist eine mit 55° nach Norden geneigte Schuppe von Garumniumkalken und Mergeln eingeklemmt, die ebenfalls stark durchgeschiefert und zerquetscht sind. Hierauf legen sich einige Meter vollkommen durchbewegte Carniolas und schließlich der Keuper. Diese Überschiebungszone biegt gen Osten in ein nordöstliches Streichen ein und bildet den ausgequetschten Südflügel eines nordöstlich streichenden Keuper-Sattels, dessen Nordflügel aus geringmächtigen Carniolas und Oberkreide besteht (Taf. 2, Prof. E—F). Die Oberkreide taucht nordwärts an der Landstraße östlich Viura abermals unter den Keuper unter, der die breite und flache Carniolasplatte im östlichen Fortstreichen des Pasa Milas trägt. Im Norden taucht der Keuper wieder unter Carniolas auf und liegt dort flach auf dem Garumnium.

Der im Raume westlich Viura flach auf dem Eozän und Garumnium schwimmende Keuper taucht somit südöstlich Viura steil bis steil überkippt unter das Eozän unter.

Auf den Keuper von Viura ist der südlich Hostal Nou anstehende Granit, der hier den Rand der Zentralzone bildet, westwärts überschoben. Die Überschiebung streicht nordnordöstlich und springt dann in der Höhe von Hostal Nou nach Osten zurück.

Sie ist in dem alten Gipsbruch am linken Ufer des Rio Ricardell aufgeschlossen. Dort liegt der Granit an einer mit 70° nach Westen geneigten Fläche auf den Keupermergeln und Gipsen, in die an der Störungszone einzelne Granitblöcke eingewalzt sind. Die Carñiolas bilden östlich hiervon eine überkippte Mulde und fallen mit 50° unter den Keuper (Taf. 2, Prof. G—H).

Westvergenz äußert sich auch südlich der Landstraße von Viura nach Molins, wo allerdings die Überschiebung des Granits auf Keuper von jüngeren Schottern verhüllt ist. Dort streicht die überkippte Carñiolasmulde im Westen der Granitüberschiebung nordnordöstlich und bildet den Hügel, auf dem die Mas Aloy steht (Taf. 2, Prof. I—K). Im Westen dieser Mulde liegt ein ebenfalls nordnordöstlich streichender Keupersattel, und dieser ist westwärts auf eine stark durchbewegte und überkippte Muldenzone überschoben, deren Ostflügel vollkommen ausgequetscht ist. Im Steinbruch oberhalb des Kalkofens von Mas Aloy bilden etwa 4 m Quarzite der Oberkreide, die den Carñiolas auflagern, den Muldenkern. Hierauf legt sich, mit 45° nach Osten einfallend, der Keuper, während die Carñiolas des Westflügels mit 40° darunter einfallen.

In dem kleinen verlassenen Steinbruch 30 Schritte weiter südlich sieht man, daß der Keuper, nachdem er die Quarzite der Oberkreide ganz überfahren hat, auf den durchbewegten Carñiolas des Westflügels ruht. Im Osten dieser Muldenzone taucht ein neuer Keupersattel auf, der westwärts auf die Oberkreide des Westflügels des Keupersattels südöstlich Viura überschoben ist.

Während somit westlich und nördlich Viura ein pyrenäisches Streichen mit reiner Südvergenz vorliegt, herrscht im Raume östlich Viura mit dem Auftreten einer vollständigeren mesozoischen Schichtfolge am Rande des ostampurdanischen Beckens plötzlich ein nordöstliches bis nordnordöstliches Streichen mit starker Westvergenz vor. Doch findet kein allmähliches Umbiegen, sondern ein plötzliches Umknicken der einen in die andere Streichrichtung statt. Dies hängt wohl besonders mit dem weiten westwärtigen Vorschub des Granites südlich Hostal Nou zusammen. Dabei sind an der Umknickungsstelle, an der ja die stärkste Einengung stattfand, die Carñiolas mit den Keupermergeln und Gipsen herausgepreßt worden und auf diesen mobilen Schichten ostwärts auf das Garumnium und Eozän geglitten, wo sie jetzt die geschilderte flache „Decke von Viura“ bilden.

Das bei Viura beginnende südwestliche Streichen beherrscht den Bau zwischen Viura und Figueras, und die mit ihm verbundene Westvergenz drückt sich z. B. aus in der nördlich des Rio Muga

bis östlich Llers durchziehenden Überschiebungszone, an der östlich Llers Keuper auf Eozän gepreßt ist. Auch die Kleinfaltung in den Carñiolas ist am Rio Muga westwärts gerichtet (Taf. 2, Prof. I—K). Westvergenz zeigt sich ferner in den in die Carñiolas eingeschuppten Vorkommen von Oberem Lias nordöstlich des Castillo de Figueras und in den nordöstlich streichenden Oberkreidemulden nördlich und südlich der Landstraße von Figueras nach Llers, deren Ostflügel von Urgonkalken überfahren sind.

In der Höhe von Figueras verschwinden die mesozoischen Schichten unter den quartären und pliozänen Ablagerungen der Ebene des Ampurdan.

An der Umbiegung in das südöstliche Streichen nehmen auch die im Grundgebirge eingemuldeten mesozoischen Vorkommen nördlich Peralada teil (siehe Übersichtskarte Tafel 1). So streicht die westlich San Clemente gelegene Mulde südöstlich, die von Masarach—Vilanardal sogar nördöstlich und die des Mont Pedros endlich wieder südöstlich. Eine besonders ausgeprägte Vergenz lassen diese flachgebauten Mulden nicht erkennen.

7. Der Überschiebungsbau der Sierra von Montgry*)

(bei Torroella).

Die bei Figueras, wie gezeigt, unter den jüngeren Schotterablagerungen verschwindenden mesozoischen Schichten tauchen an der Meeresküste in der Sierra Montgry wieder auf (vgl. Übersichtskarte Tafel 1). Wir sind also im südöstlichen Fortstreichen des bei Viura in eine nordnordwestliche Richtung eingebogenen Südpirenäen-Stammes, und hier herrscht, wie bei Viura, eine ausgeprägte Westvergenz, die sich in flachen, deckenartigen Überschiebungen der mesozoischen Kalke auf die ludisch-oligozäne Molasse zu erkennen gibt.

Man sieht z. B. an dem Wege von Torroella nach Santa Catalina, wie auf der durchbewegten, in sich geschuppten und gefalteten Molasse von Torroella die mit 20° nach Norden einfallenden mesozoischen Kalke ruhen (Abb. 19,1). Die Flachheit dieser Überschiebung erkennt man an ihrem Zurückspringen in die Täler, so besonders am Bach nordöstlich Torroella. Bei der Burg oberhalb

*) Während der Drucklegung dieser Arbeit erhielt ich eine Veröffentlichung von M. San Miguel de la Cámara y L. Solé Sabaris: Nota geológica sobre el macizo cretácico de Montgri. Auch diese Verfasser vertreten die Auffassung einer bei Torroella auf dem Eozän schwimmenden mesozoischen Serie (capa del Ampurdán).

Torroella liegen die Kalke bereits horizontal, und weiter nördlich fallen sie mit 20° nach Süden ein; sie bilden also eine Mulde. Bei der Eremita von Santa Catalina beginnt der Nordflügel der Mulde, und unter diesem taucht dann die Molasse wieder auf. So bilden die mesozoischen Kalke eine allseitig flach auf der Molasse schwimmende und im Westen noch jüngere Ablagerungen tragende Deckenmulde („Decke von Santa Catalina“).

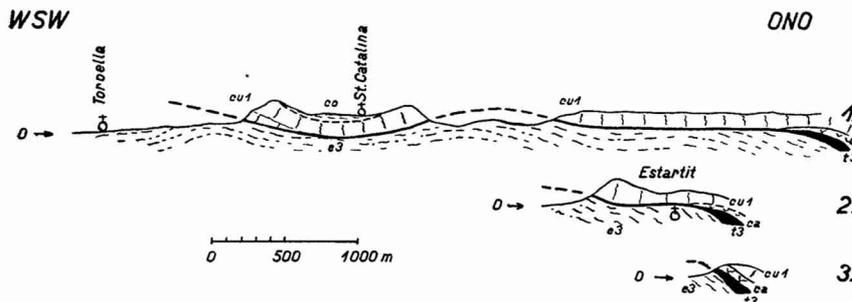


Abb. 19. Die Decke von Santa Catalina.

t_3 = Keuper; ca = Carñiolas; cu_1 = Unterkreide; co = Oberkreide;
 e_3 = Lud + Oligozän.

Auf die im Norden der Decke auftauchende Molasse legt sich weiter nordöstlich, wie westlich Estartit aufgeschlossen ist (Abb. 19, 2), abermals die mesozoische Kalkserie, mit 18° nach Nordosten einfallend. Die Molasse taucht somit im Norden und Süden unter die mesozoischen Kalke und bildet ein 1—2 km breites Fenster („Fenster von Sobrestany“).

Das flache Auflager der mesozoischen Kalke im Norden des Fensters drückt sich sehr schön in ihrem Zurückspringen am Bach von Estartit aus. Südlich Estartit ist eine kleine Staffel mit Mergeln, die bartonische Nummuliten führen, zwischen die Molasse und die überschobene Serie eingeklemmt. Die Überschiebung ist ferner am Cap gegenüber den Islas Medas gut aufgeschlossen, wo sie $N 45^\circ W$ streicht und mit 40° nach Nordwesten geneigt ist (Abb. 19, 3). Hier liegen an der Basis der überschobenen Serie ca. 20 m mitgeschleifter Gipskeuper, auf den die Rät dolomite folgen. Der fast nur aus Gips bestehende Keuper ist stark gefaltet und hat bei der Bewegung als Gleitmittel gewirkt. So läßt sich zwischen dem Keuper und der mesozoischen Kalkserie eine starke Durchbewegungszone erkennen, in der bis 1,5 m lange Kalklinsen im Keuper eingepreßt sind. Das Rät ist vollkommen brekziös und verspatet und zeigt gelegentlich beginnende Verzerrung. Die Überschiebung streicht dort, wo sie ins Meer hinaus-

tritt, N 30° W, und in ihrer Verlängerung läßt sich auf den Islas Medas die Grenze Keuper-Rät weiter verfolgen. Die stark durchbewegten brekziösen Rät-dolomite fallen auf der Hauptinsel mit 35° nach Osten ein. Im Süden der Insel biegt die Störungszone kurze Zeit in N 60° W-Streichen ein, um schließlich mit 10° einfallend das Meer zu erreichen. Auf der südlicher gelegenen, kleineren Insel tritt wieder ein N 30° W-Streichen auf. Das hier mit 30° nach Osten geneigte Rät ist stark durchbewegt, zerquetscht und westwärts geschuppt.

Die außerordentlich starke Durchbewegung an der Störungszone zwischen dem Cap von Estartit und den Islas Medas und deren relativ große Steilheit lassen darauf schließen, daß in dieser Störung die Wurzelzone der Santa Catalina-Decke vorliegt.

Die Überschiebung von Torroella mit ihrem N 30° W-Streichen hat als Fortsetzung des nördlich Figueras in ein Nordnordwest-Streichen mit ausgeprägter Westvergenz einbiegenden Außenrandes der Südpirenenäen zu gelten. Andererseits liegt sie in der Fortsetzung des von HOLLISTER auf Nordwestmallorca und Menorca beschriebenen Deckschuppenbaues, und diesem kommt auch die Faltung bei Estartit an Intensität gleich.

8. Die Vorkommen von Mesozoikum in der Axialzone.

Wie bereits auf der französischen geologischen Karte dargestellt ist, treten mesozoische Schichten im Bereiche der kristallinen Axialzone bei Céret und Amélie-les-Bains auf. Bei Céret bilden die triadischen Schichten eine ca. 2 km lange, ost-westlich streichende Mulde, die im großen ganzen normal gebaut ist. Im Westen besteht sie hauptsächlich aus Keuper, während der Muschelkalk lediglich an den Randstörungen eingepreßt ist. Nach Osten hebt sie sich stärker heraus, der Muschelkalk wird vollständiger, und an dem leicht überkippten Nordflügel findet sich noch etwas Permotrias erhalten.

Bei Amélie-les-Bains ist eine geschlossenere mesozoische Schichtfolge eingemuldet worden. Das N 40° W gehende Streichen dieser Mulde ist südlich des Tech zu erkennen. Nordwärts hebt sie sich, hier nur noch von der Permotrias gebildet, gen Sabé heraus, und im Süden legt sich an einer steilen N 80° O streichenden Störung das Grundgebirge gegen die mesozoischen Schichten.

Östlich Reynes besteht die im Norden vom Paläozoikum überfahrene Mulde nur noch aus Garumnium und Keuper, in welchem sich bei Reynes eine steile Muschelkalk-Aufsattelung einstellt. Die stark südwärts, d. h. gegen das Grundgebirge bewegten mesozoi-

schen Schichten überkippen sich nordwärts vor dem Paläozoikum am Südflügel der Mulde. Diese scheinbare Nordbewegung zeigt sich sehr schön in den Garumniumkalken südlich Reynes, die den Muldenkern bilden.

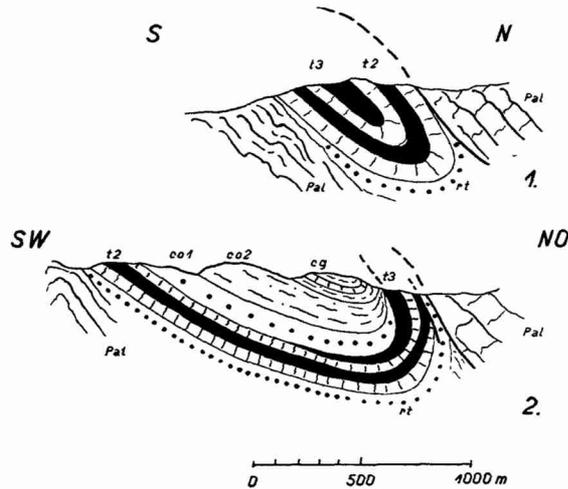


Abb. 20. Die Mulde von Amélie-les-Bains.

Pal. = Paläozoikum; *rt* = Permtrias; *t₂* = Muschelkalk; *t₃* = Keuper;
co₁ = Santon-Campan; *co₂* = Maastricht; *cg* = Garumnium.

Weiter ostwärts stellt sich nach Amélie-les-Bains hin auf dem südlichen Muldenflügel die normale Schichtfolge von der Permtrias bis zum Garumnium ein (Abb. 20₂). Der Nordflügel, auf den das Paläozoikum überschoben ist, bleibt stark reduziert. Die außerordentlich starke Durchbewegung der Schichten äußert sich z. B. in der Permtrias, die in nur noch 10 m Mächtigkeit unter dem Paläozoikum eingepreßt ist. Wie die Aufschlüsse am Bahndamm östlich Amélie zeigen, sind diese Schichten außerordentlich stark zerquetscht, geschiefert und gefältelt.

In Zusammenhang mit der Überschiebung hat sich das Streichen geändert; so sind nördlich des Tech die Muldenschichten bei Palalda in ein ost-westliches Streichen abgebogen. Die isoklinal gebaute Mulde mit Keuper im Kern ist hier nördlich Amélie stark nach Süden überkippt (Abb. 20, 1). Nördlich Montbolo, wo sie sich stärker heraushebt und nur noch aus Permtrias besteht, stellt sich wieder nordwestliches Streichen ein; der Nordflügel bleibt vom Paläozoikum überfahren.

Diese mesozoischen Vorkommen in der Axialzone, die paläogeographisch zum Südteil des östlichen Nordpyrenäen-Beckens gehören, lassen also noch eine sehr starke Südvergenz erkennen.

9. Zur Struktur der östlichen Nordpyrenäen und Corbières.

Wie die Strukturkarte (Taf. 3a, Fig. 12) veranschaulicht, beherrscht zwischen dem Massiv von Mouthoumet und der Axialzone ein west-östliches Streichen den Bau der Nordpyrenäen.

Daß der auch für dieses Gebiet von BERTRAND (1911) angegebene Deckenbau großen Stils nicht vorliegt, hat bereits CASTERAS (1929) dargestellt. Nach ihm trennt die Muldenzone von Boucheville — nach der BERTRANDSchen Auffassung ein Fenster — das Paläozoikum der Axialzone von dem des autochthonen Massivs des Agly. Weiter östlich verschmelzen diese beiden paläozoischen Gebiete, indem die Mulde auskeilt. Eine schwache nordwärtige Überschiebung des Paläozoikums der Axialzone auf diese Mulde hat CASTERAS (1930) beschrieben.

Im Norden des Massivs des Agly erstreckt sich die Muldenzone von St. Paul de Fenouillet, und an ihrem Rand äußert sich, wie bereits CASTERAS betont hat, eine starke Nordbewegung des kristallinen Massivs (Abb. 21, 4). Auch im Innern des Massivs zeigt sich eine ausgeprägte Nordvergenz in dem mit 50—60° südwärts geneigten, isoklinalen Schuppenbau zwischen Paläozoikum und Urgon südlich St. Paul. In der Höhe von Fenouillet taucht das Paläozoikum unter die mesozoische Bedeckung ab, wodurch sich die Mulde von Boucheville mit der von St. Paul vereinigt. Das Paläozoikum taucht dann wieder in dem Sattel von Salvesines aus der Unterkeide auf (Abb. 21, 2), und nördlich des Ortes stellt sich in der großen Albmulde von St. Paul die kleine Spezialaufsattelung von Puylaurens ein, die sich nach CASTERAS westwärts bis südlich Axat verfolgen läßt, während sie bei Lesquerdes zeitweise mit dem Nordrand des Massivs von Agly zusammenläuft und ostwärts im Süden von Maury unter die Albmergel der Mulde von St. Paul untertaucht.

Die auf dem Südflügel der Mulde von St. Paul steilstehenden bis überkippten Unterkreideschichten heben sich nordwärts flach heraus. So taucht auf dem Nordflügel der Mulde im Liegenden der Unterkeide das ältere Mesozoikum auf und ist nordwärts mit Keuper an der Basis auf die Oberkreideschichten der Mulde von St. Louis geglitten (Abb. 21, 2). Die Flachheit dieser Überschiebung ist sehr schön in den lange bekannten Profilen vom Pic de Bugarach zu erkennen (Abb. 21, 3), wo die ältere mesozoische Folge auf der Oberkreide von Bugarach schwimmt. Westwärts, wo an dem Aude nur noch das mächtige Alb im Muldenkern auftritt, verklingt die Überschiebung, und es liegt lediglich ein mit 50—65° südwärts geneigter Schuppenbau zwischen Urgonkalken und Apt-

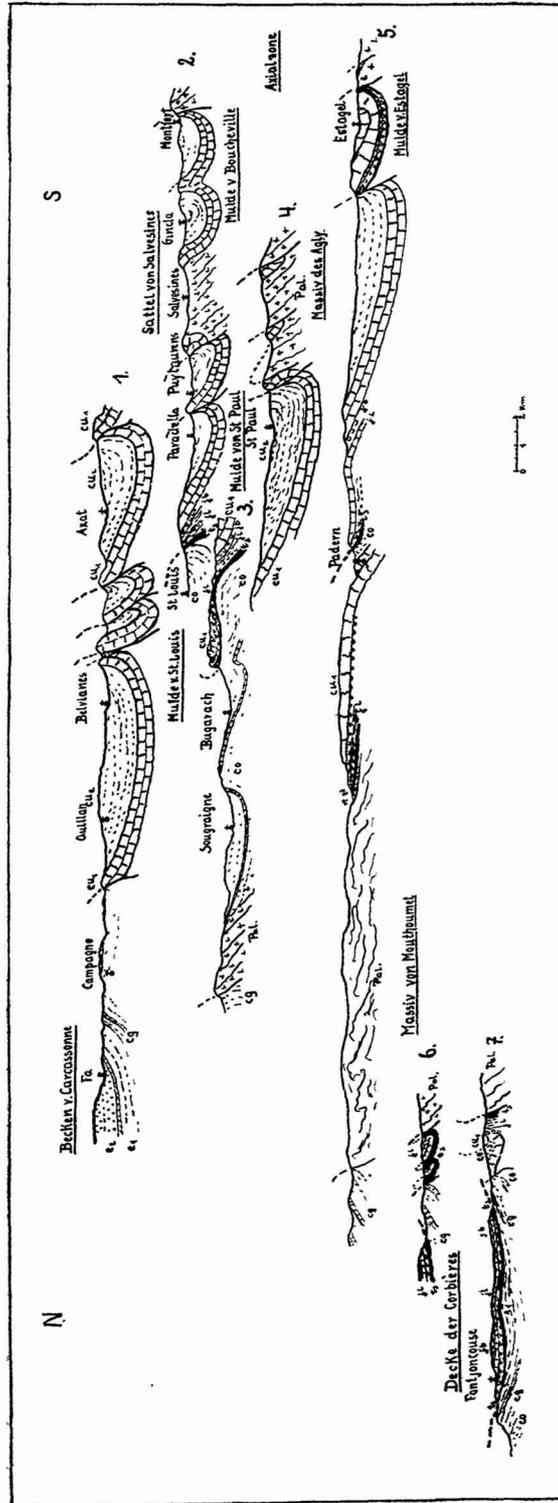


Abb. 21. Der Bau der östlichen Nordpyrenäen.

Pal. = Paläozoikum; *rt* = Permtrias; *t₃* = Carniolas; *jb* = Lias; *jb* = Dogger; *cu₁* = Urgo Apt; *cu₂* = ob. Apt + Alb; *co* = Oberkreide; *cy* = Garumnium; *e₁* = Untereozän; *e₂* = Mitteleozän.

Alb-Mergeln vor, der an dem Aude zwischen Axat und Belvezines prächtig aufgeschlossen ist (Abb. 21, 1). Die Unterkreidemulde von Quillan ist oberhalb Campagne auf das Garumnium überschoben, das südlich Campagne unter das Eozän des Beckens von Carcassonne abtaucht. Hiermit ist in diesem Profil die rein nordvergente Faltung des Nordpyrenäenstammes ausgeklungen. Eine ganz flache Aufsattelung der Molasse ohne besondere Vergenz läßt sich noch bei Limoux beobachten.

Die Oberkreide der Mulde von St. Louis bildet südlich Sougraigne einen steil nordwärts überkippten Sattel (Abb. 21, 3) und liegt dann nördlich Sougraigne unmittelbar dem Paläozoikum des Massivs von Mouthoumet auf. Dieses ist an seinem Nordrand, wie bereits von JACOB (1930) beobachtet, steil auf das Garumnium und Eozän des Beckens von Carcassonne überschoben. Weiter ostwärts wird in den Bergen von Tauch (Abb. 21, 5) die Schichtfolge im Liegenden der Oberkreide wieder vollständiger.

Am Nordrand des Massivs von Mouthoumet stellt sich zwischen dem Paläozoikum und dem Garumnium östlich Albas eine Staffel mit mesozoischen Schichten ein, die stark in sich nordwärts geschuppt und auf das Garumnium des Beckens überschoben (Abb. 21, 6 u. 7) sind.

Im Süden der Mulde von St. Paul bildet sich zwischen dieser Mulde und dem Massiv des Agly bei Estagel eine Mulde aus. Sie enthält dort in ihrem Kern nur Urgonkalke, die nordwärts steil auf die Albmergel der Mulde von St. Paul überschoben sind. Ostwärts stellen sich im Kern der „Mulde von Estagel“ an dem Agly die mächtigen Albmergel ein. In der Steilstellung bis Überkipfung des west-östlich streichenden Südfügels äußert sich eine starke Nordvergenz. Der ungefähr mit 30° einfallende Nordflügel folgt im Westen zunächst ebenfalls dem pyrenäischen Streichen und biegt dann ganz allmählich in das nordöstliche Streichen ein, das überhaupt den Bau der Corbières beherrscht.

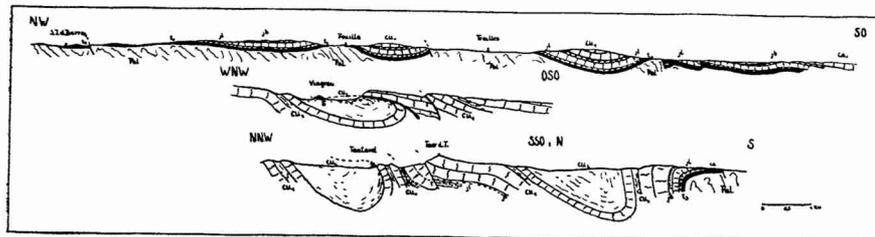


Abb. 22. Der Bau der südlichen Corbières.

Pal. = Paläozoikum; t_3 = Keuper; ca = Carniolas; jl = Lias; jb = Dogger;
cu₁ = Urgo-Apt; cu₂ = Apt + Alb.

(1382)

Auch die Mulde von St. Paul biegt in das neue Streichen ein und läßt sich bis nördlich Vingrau verfolgen. Sie wird von der Mulde von Estagel am Verdoube durch einen Sattel mit steilgestelltem Nordflügel getrennt, in dessen Kern der Keuper durchgespießt ist (Abb. 22, 1). Weiter nordöstlich ist der Westflügel des Sattels bei Tautavel überkippt, und am Südflügel ist am Fuße des Tour de Tautavel eine nordwärts gerichtete Schuppung im Urgonkalk zu beobachten (Abb. 22, 1). Aus dem überkippten Sattel von Tautavel entwickelt sich die bereits einem nordnordöstlichen Streichen folgende flache ostwärtige Überschiebung des Urgonkalkes auf Albmergel. Sie ist bei Vingrau prächtig aufgeschlossen (Abb. 22, 2), und ebenso wie die Schuppung von Tour de Tautavel bereits von DEPÉRET erkannt worden. Nordwärts nimmt das Ausmaß der Überschiebung rasch ab, indem sich die Mulde von Vingrau heraushebt und dann Urgon auf Urgonkalk steil überschoben ist. Ostwärts verschwächt sich die Intensität der Tektonik, und so findet sich gegen das Massiv von Mouthoumet hin in den unter dem Basalschutz des Grundgebirges stehenden tieferen mesozoischen Schichten nur noch eine schwache Faltung.

Auch nordwärts nimmt in den Corbières die Intensität der Tektonik ab. Schwache Bewegungen haben lediglich zur Herausbildung von Unterkreidemulden und Jurasätteln geführt. Vom Mouthoumet-Massiv geht eine nordwestlich gerichtete Achse aus, und wo diese die Corbières-Sättel trifft, tritt als Ergebnis der verstärkten Hebung Paläozoikum auf, so an der Vergitterung der Achsen bei Bourrou, Treilles, Feuilla und Fitou (Abb. 22, 3). Bei Leucate legt sich das kaum noch gestörte Untere Aquitan dem Faltenbau diskordant auf.

In dem Ausklingen der Faltung gegen die von Mouthoumet sich nach Osten erstreckende Schwelle macht sich der alte vom Französischen Zentralplateau vorspringende Sporn bemerkbar, der dort während der epirogenen Entwicklung des älteren Mesozoikums ein flachgründiges Gebiet entstehen ließ. In dem nördlich hiervon gelegenen, wieder tiefgründigeren Becken der Corbières setzt dann erneut eine stärkere Faltung ein.

Hier liegen flache deckenartige Überschiebungen vor, die sich in Gestalt von kleinen, auf Eozän und Oberkreide schwimmenden Schuppen von Jurakalken und Dolomiten, an deren Basis der Keuper eingequetscht ist, zu erkennen geben. Sie sind erstmalig von BARRABÉ (1923) erkannt und als Decke der Corbières beschrieben worden. Diese hat sich ostwärts bis Jonquières vorgeschoben, wo sie mit dem Keuper an der Basis flach auf Lutet

schwimmt (Abb. 21, 7). Das Alter dieser Deckenbewegung ist pyrenäisch; denn nach BARRABÉ (1923) ist das Mittelmeer in der Umgegend von Coustouges noch überfahren, während das Stamp dem Deckenbau auflagert. Der autochthone Untergrund zeigt ebenfalls eine starke westwärts gerichtete Faltung, was sich z. B. in dem nördlich streichenden Oberkreidesattel westlich Ripaud und in der Kreidemulde von Fontfroide zeigt.

III. Zusammenhänge zwischen dem Faltenbau und der epirogenen Vorgeschichte der Ostpyrenäen.

1. Das Streichen.

Das generelle Streichen der im Bereich der östlichen Endigung der Pyrenäen gelegenen Faltenzüge fällt weitestgehend mit der Erstreckung der mesozoischen Tröge zusammen (Taf. 3 a, Fig. 12). So folgt das Streichen der Ostpyrenäen der west-östlichen Richtung des Ostpyrenäen-Troges, während das im Osten des Massivs von Mouthoumet vorwaltende nordöstliche Streichen auf den nord-östlich gerichteten Corbières-Trog, und das nordwestliche Streichen der „Ostampurdanischen Ketten“, d. h. in den Bergen nordöstlich Figueras und der Sierra de Montgry, auf die gleiche Erstreckung des ostampurdanischen Troges zurückzuführen ist.

Im einzelnen schmiegen sich die Faltenzüge den Konturen der den mesozoischen Trögen vorgelagerten Schwellen an. So verläuft die Grenze der Schwelle des Ampurdan gegen das östliche Südpynäenbecken nordöstlich, und diese Richtung tritt uns mehrfach im Streichen der Faltenachsen westlich der Schwelle entgegen. Nordöstlich verläuft z. B. der Rand der Axialzone zwischen La Manère und Camprodon, und gleichgerichtet ist die Überschiebung am Rande des östlichen Südpynäen-Beckens, wie ferner der Sattel von Sobrepuny und der Llobregat-Sattel, und wie schließlich weiter westlich im Segregebiet der vom Coll de Ares bis zum Fuße des Coscollet ziehende Sattel.

Auch die Umbiegung der Ostpyrenäen nordwärts in die Corbières und südwärts in die ostampurdanischen Ketten findet ihre Erklärung in den Trogausbildungen an den Umbiegungsstellen. So schwenkt der östliche Nordpyrenäen-Trog langsam in den Corbières-Trog ein, und dementsprechend findet auch ein allmähliches Umbiegen der Pyrenäen-Falten in die nordöstliche Richtung der Corbières statt, wie es die Mulden von Estagel und San Paul veranschaulichen. Im Osten der Schwelle des Ampurdan dagegen

(1384)

erstreckte sich der ostampurdanische Trog, der mit dem Südpynäen-Trog nicht in Zusammenhang stand. Demzufolge findet auch kein allmähliches Umbiegen der Südpynäen-Falten in die ostampurdanischen Ketten statt, sondern gleichzeitig mit dem Einstellen des ostampurdanischen Troges ein plötzliches Umknicken mit teilweiser Durchdringung der beiden Richtungen, wie die Spezialkarte und die Profile der Taf. 2 erkennen lassen.

2. Die Vergenzen.

Wie gezeigt, herrscht in den Nordpyrenäen Nord- und in den Südpynäen Südvergenz vor (Taf. 3a, Fig. 12), und diese Vergenzen könnten sich auf verschiedene Weise deuten lassen, nämlich einmal als Überfaltungen der den Pyrenäen im Norden und Süden vorgelagerten großen Tertiärbecken, andererseits als Faltungen gegen flachgründige Rahmen. Mit der ersteren Deutung wäre die in dem nördlichen Teile der Südpynäen, im Llobregatgebiet, beginnende Nordvergenz schwer in Einklang zu bringen. Sie erreicht, wie das Segre-Profil veranschaulicht, die gleiche Intensität wie die Südvergenz weiter südlich, und beide Vergenzen sind somit gleichwertig.

Wie nun in den Trogprofilen des Mesozoikums der westlichen Ostpyrenäen veranschaulicht ist (Abb. 23, Prof. I, 4), haben wir vom Llobregat an westwärts eine deutliche Gliederung des Pyrenäentrogges in einen Nord- und Südtrog. Ostwärts hebt sich der Südtrog heraus und geht so zu Ende, und erst nahe dem Meere setzt dann der Ostampurdanische Trog ein. Mit dem Beginne des Südtrogges im Süden der Zentralpyrenäischen Schwelle fällt nun auch die erste Andeutung der Nordvergenz in den Südpynäen zusammen, und somit liegt es nahe, diese als Vergenz gegen die Zentralpyrenäische Schwelle aufzufassen, die uns ja während des Alttertiärs als aufsteigende Einheit entgegengetreten ist.

Wie bereits gezeigt, ist am Ostende des Südpynäischen Troges, d. h. östlich des Llobregat, eine ausgeprägte Ostvergenz zu beobachten. Sie läßt sich aus den Mächtigkeitsbildern des Alttertiärs nicht erklären, wohl aber dadurch, daß in der östlichen Verlängerung des Südpynäen-Trogges die Schwelle des Ampurdan aufsetzt, die ja auch das nordöstlich gerichtete Streichen der in Betracht kommenden Falten bedingte. Aus der Faltung gegen diese Schwelle läßt sich ebenfalls die Westvergenz der Ostampurdanischen Ketten deuten. Auch die westwärts gerichtete Faltung der Corbières erklärt sich als Faltung gegen ein flach-

gründiges Randgebiet, die Schwelle von Carcassonne; ist doch das Mesozoikum bei Vingrau über 1000 m und einige Kilometer weiter nordwestlich am Rande gegen das Massiv von Mouthoumet kaum noch 100 m mächtig.

Im Ostpyrenäengebiet sind also in erster Linie die vorge-lagerten flachgründigen Schwellen vergenzbestimmend.

Hinzu treten mag dann noch das Prinzip der Überfaltung der großen Tertiärbecken. Denn es besteht ja die zunächst eigenartig erscheinende Sachlage, daß die großen Tertiärbecken sich auf den alten Schwellengebieten ausgebildet haben, wie dieses für das Ebro-becken nördlich von Keltiberien bereits von RICHTER & TEICHMÜLLER gezeigt worden ist. Dementsprechend kann eine Faltung gegen die Schwellen zugleich eine solche gegen die Tertiär-becken sein. Dieses wäre zutreffend vor allem für die Südvergenz in den Südpyrenäen und die Nordvergenz in den Nordpyrenäen, im geringeren Maße noch für die Westvergenz in den Corbières und den Ostampurdanischen Ketten.

Bei der örtlichen Nordvergenz gegen die Zentralpyrenäische Schwelle handelt es sich dagegen um eine Faltung gegen einen während des Alttertiärs aufsteigenden Rahmen.

Eine deutliche Überfaltung eines eingesunkenen Rahmens deutet sich dann noch in der nordwärts gerichteten Überschiebung der Katalanischen Innenkette gegen das Ebrobecken an. Denn am Rio Congost liegt nördlich Aiguafreda unter dem Eozän des Ebro-beckens sofort das Paläozoikum, während sich westlich Figaró, d. h. schon in der Innenkette, im Liegenden des Eozäns bereits 250 m mesozoische Sedimente eingestellt haben.

3. Die Lage der Scheitel.

Die speziellen Trogverhältnisse im Bereiche der Ostpyrenäen bestimmen mit den Vergenzen auch die Lage der Scheitel. Im Osten des Gebietes, wo lediglich ein Trog besteht (Abb. 23, Prof. II, 4), weist das Gebirge einen reinen Fächerbau auf. Er tritt uns entgegen in der starken Südvergenz der Mulde von Amélie und der Decke des Mt. Grillera einerseits und der Nordvergenz des Schuppenbaues der Nordpyrenäen andererseits. Die Scheitelung mag hier also mit der stärksten Einsenkung des Troges (Trogachse des „Nordpyrenäischen Troges“) zusammenfallen. Sie trennt also einen nordwärts gefalteten Nord- und einen südwärts gefalteten Süd-Pyrenäen-Stamm.

Weiter westlich stellt sich aber die Gliederung in einen Nord-

und Südtrog ein (Abb. 23, Prof. I, 4), und danach tritt in dem Südtrog ein neuer Scheitel auf, der einen nordwärts gegen die Zentralpyrenäische Schwelle und südwärts gegen die Ampurdan-Schwelle gefalteten Teil des Troges trennt. Es handelt sich um eine Spezialerscheinung inmitten des weiteren Raumes des Pyrenäen-Großtrog, die aber nach den Untersuchungen von Misch noch weithin nach Westen zu verfolgen ist. Dieser Spezialscheitel fällt etwa mit der Achse des Südpynäen-Trog zusammen.

Da von den Orogenen des Corbières-Trog und des Ostampurdanischen Troges nur jeweils die Westflügel, die stets eine reine Westvergenz zeigen, noch in das Festland entfallen, ist die Frage nach der Scheitelung dieser Orogene nicht zu beantworten.

IV. Zusammenfassung.

1. Die Entwicklung der Ostpyrenäen.

(Vergleiche Tafel 3a u. Abb. 23.)

Die erste Anlage eines Ostpyrenäen-Trog erfolgte während der Permotrias renegant zum variscischen Unterbau, dessen Hauptfaltung in den Ostpyrenäen sudetischen Alters ist. Auch die jungvariscischen Bewegungen saalischen und pfälzischen Alters lassen noch posthum die „katalanische“ (nordnordöstliche) Richtung erkennen. Der Trog sank während der Permotrias zwischen dem Französischen Zentralplateau im Norden und einem Ampurdanisch-aragonischen Schwellengebiet im Süden ein, und in seinem Osten dehnte sich das Katalanische Hochgebiet aus, in dessen Hauptrichtung sich auch noch während der Permotrias eine gewisse Posthumität zum variscischen Bau zu erkennen gibt. Die starken geosynklinalen Absenkungen der Permotriaszeit erfolgten innerhalb des Troges im Raum der späteren Südpynäen.

Im Muschelkalk tritt zugleich mit dem Einbruch des Meeres in das Ostpyrenäen-Gebiet am Rande gegen das Französische Zentralplateau eine Beckeneinengung ein. Das aragonisch-ampurdanische Schwellengebiet wird im Westen überflutet, sodaß ein eigentliches Pyrenäenbecken nicht mehr besteht. Die mittleren Südpynäen zeigen die am stärksten marine Ausbildung.

Im Keuper dehnt sich der Sedimentationsbereich gegen das Zentralplateau aus, und die Eruption der basischen Gesteine erfolgte nun im Gesamtgebiet des sich jetzt erstmalig zu erkennen gebenden Pyrenäen-Großtrog, der sich nordostwärts in das Becken der Corbières fortsetzte.

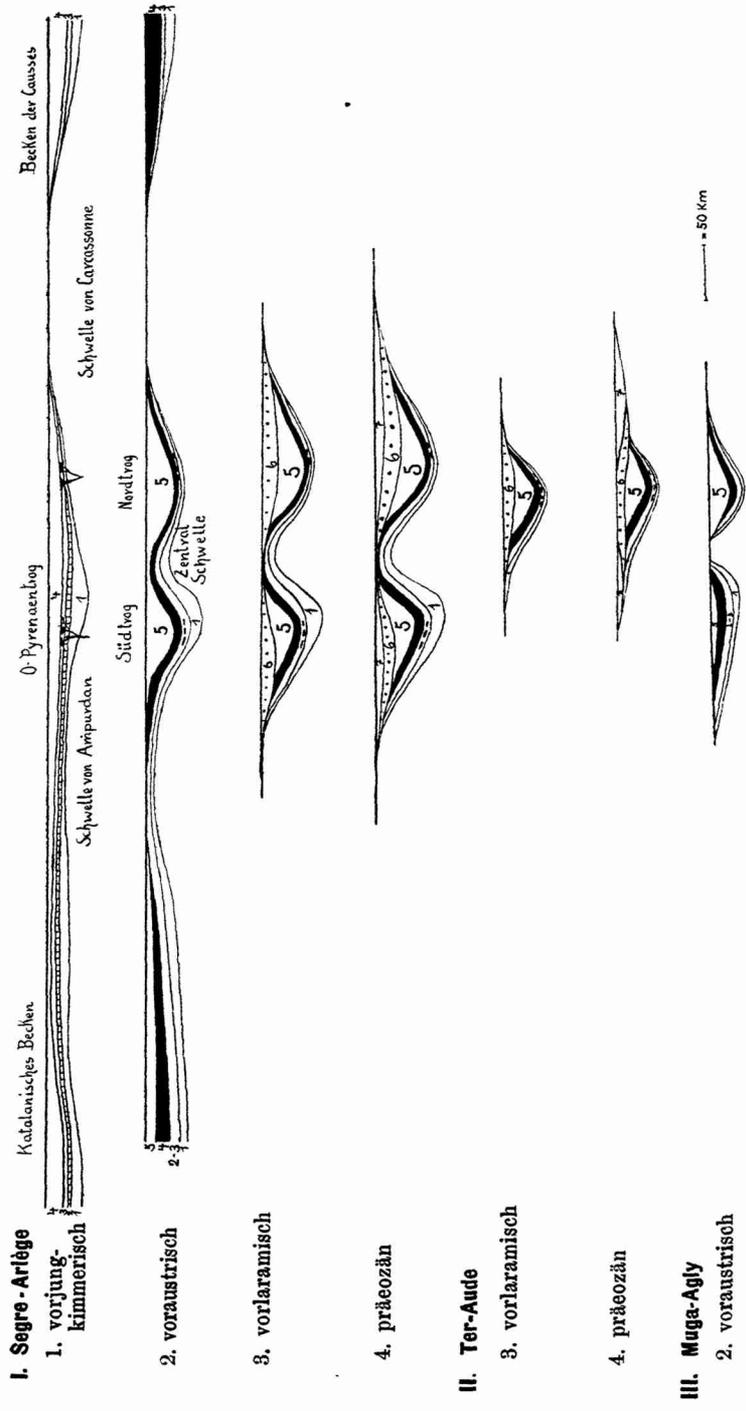


Abb. 23. Die Trogentwicklung in den Ostpyrenäen während des Mesozoikums.
 1 : 2 500 000. 12 × überhöht.

In der Carniolaszeit ist dieser Großtrog zum ersten Male vom Meere erfüllt und bildet so einen Ausläufer des provençalischen Beckens. Im Norden deutete sich die Schwelle von Carcassonne in Mächtigkeitsabnahme und klastischer Randfazies der Carniolas an, im Süden ein katalanisches Hochgebiet durch geringere Sedimentmächtigkeit.

Ähnliche Verhältnisse lagen im Lias vor; so stellte sich z. B. im Oberen Lias eine Flachwasserfazies mit Austern gegen die Randgebiete ein.

Im Dogger war das Ostpyrenäen-Becken von dem provençalisch-balearenischen Gebiete weitgehend abgeschnitten, und die marine Sedimentation fand in ihm auch früher als dort ihren Abschluß.

Für die Trias- und Jura-Zeit ist der Nordrand des Pyrenäentrogges gegen das Französische Zentralplateau recht ausgeprägt, während sich im Süden des Troges als ein Gebiet geringerer mesozoischer Sedimentmächtigkeit die aragonisch-ampurdanische Schwellenregion erstreckte (Abb. 23, Prof. I, 1).

Vorkretazische tektonische Bewegungen führten erstmalig zur Herausbildung einer kristallinen Schwelle im Gebiet der heutigen Axialzone (Abb. 23, Prof. III, 2). Demgegenüber hat im provençalisch-balearenischen Gebiet an der Wende Jura/Kreide die marine Sedimentation angedauert.

Während der Unterkreide deuteten sich Zentralplateau und Ampurdan-Schwelle, diese als nördlicher Teil der Katalanischen Masse, durch Schüttung grobklastischen Materials in dem Pyrenäentrog an. Jetzt erfolgten auch zum ersten Male größere Spezialundationen in ihm, und der früher einheitliche Trog wurde durch die Herausbildung einer Zentralpyrenäischen Schwelle in einen Nordtrog und Südtrog gegliedert (Abb. 23, Prof. I, 2); letzterer zeigt stärkeres Einsinken aber erst vom Rio Llobregat an westwärts und verflacht sich nach Osten. Die Transgression der Unterkreide ist vom provençalischen Becken her erfolgt.

Die austrische Faltung gestaltete den epirogenen Großmuldenbau der Unterkreidezeit nur wenig um. Im Raume des Nordtroges entstand die östliche Nordpyrenäen-Mulde (Abb. 23, Prof. I, 3) zwischen der Zentralpyrenäenschwelle und der Schwelle von Carcassonne; sie setzt sich nordostwärts in die Mulde der Corbières fort, die nordwärts an der Schwelle von Montpellier zu Ende geht. Der Südtrog wird östlich des Llobregat soweit herausgehoben, daß die mesozoische Schichtserie bis auf die Permotrias und teilweise sogar bis auf das Grundgebirge denudiert werden konnte, und sich so Zentralpyrenäen-Schwelle und Ampurdan-

Schwelle verbinden (Abb. 23, Prof. II,₃). Nur im Osten bleibt ein vollständigeres Mesozoikum als Ostampurdanische Mulde erhalten (Abb. 23, Prof. III,₂).

Das Meer der Oberkreide dringt in die Muldengebiete allmählich ein, und zwar von Westen her in das östliche Nordpyrenäen-Becken bis zur Schwelle von Montpellier, und in das östliche Südpynäen-Becken bis zur Schwelle des Ampurdan, dagegen von Osten her in die jetzt zum Ostampurdanischen Becken werdende austrische Mulde. Die größte Beckenausdehnung bei bereits regressiver Fazies wird im Maastricht erreicht. Während der Oberkreide bildeten sich in dem durch die Spezialschwelle getrennten Nord- und Südtrog geosynklinale Mächtigkeiten aus, doch hat sich das Zentrum der Absenkung gegenüber dem Muldentiefsten der austrischen Faltung etwas gegen die Vorländer hin verlagert. In den östlich der Schwelle des Ampurdan und der Schwelle von Carcassonne gelegenen Becken ist die Absenkung geringer.

An der Wende Kreide/Tertiär kommt es zu schwachen altaramischen Bewegungen und zur Heraushebung der Zentralpyrenäen-Schwelle im östlichen Teil der Ostpyrenäen (Abb. 23, Prof. II,₄) Im Anschluß daran bildete sich im Norden eine Vortiefe auf der ehemaligen Schwelle von Carcassonne, während sich im Süden das östliche Südpynäen-Becken wieder mit dem Ostampurdanischen Becken verbindet und damit sich der Zustand der Unterkreidezeit wiederholt. Schwache jungaramische Bewegungen ergeben sich aus dem Wechsel des Unterlagers des Eozäns, das im Gebiet der Zentralpyrenäischen Schwelle bei Le Boulou direkt dem Grundgebirge auflagert, während ca. 12 km weiter westlich bei Amélie eine bis ins Garumnium reichende mesozoische Schichtserie erhalten geblieben ist. Anschließend begann der Raum südlich des Südpynäen-Troges, d. h. das Becken des Ampurdan, als nordöstlichster Ausläufer des Ebrobeckens als eine Art Vortiefe zu sinken.

Die Zentralpyrenäische Schwelle steigt epirogen während des Eozäns auf, und ihr Schutt gelangt in die Vortiefen. Die Aufwärtsbewegung greift allmählich westwärts vor, wie aus den Grenzen der Geröllverbreitung in den einzelnen Eozänstufen ersichtlich ist. In der nördlichen Vortiefe wird die größte Meeresverbreitung im Unteren Eozän, in der südlichen im Mitteleozän erreicht. Während die nördliche Pyrenäenvortiefe mit der alpinen Geosynklinale nicht in Verbindung war, hing die südliche mit dem balearischen Gebiet zusammen. Im Oberen Eozän hat sich das Meer aus den Vortiefen zurückgezogen; die an der Basis des Luds liegenden Gipse sind die randliche Vertretung der Salze des Ebrobeckens.

Zwischen Eozän und Oligozän erfolgte die erste große, auf die inneren Zonen der Pyrenäen beschränkte Faltung, und anschließend daran ging die Einsenkung und Sedimentation in den Vortiefen, in denen die Faltung nicht gewirkt hatte, weiter. Diese Vortiefen erfahren ihre Faltung erst nach dem Oligozän, vor Ablagerung des untermiozänen „Konglomerates des El Cudo“. Die Pyrenäen bieten somit ein ausgezeichnetes Beispiel für das Wandern der Faltung. Pyrenäisch sind die Innenzonen des Gebirges gefaltet, savisch die Vorzonen.

Damit ist die alpine Entwicklung der Pyrenäen beendet, denn das Miozän ist nur noch schwachwellig verbogen. Das pliozäne Meer ist dann buchtartig in das Roussillon und das Ampurdan eingedrungen. Die Vorkommen von marinem Pliozän in 280 m Höhe wie die von marinem Diluvium bis zu 13 m Höhe über dem Meeresspiegel ergeben eine junge Hochbewegung des Landes. Im Zusammenhang mit schwachen orogenen Ereignissen, die die pliozänen Sedimente betroffen haben, steht die Eruption der Basalte von Olot an der Wende Pliozän/Quartär. Die Hauptzahl der Vulkankegel sitzt am Südende einer jüngeren Blattverschiebung.

2. Der Bau der Ostpyrenäen.

Im Süden der Axialzone liegt in dem mächtigen Eozän zwischen dem Rio Muga und dem Rio Fresser ein südwärts an Intensität abnehmender Faltenbau mit reiner Südvergenz vor. Im Kern der Sattelzonen tritt Grundgebirge zu Tage. Diesen Faltenbau durchsetzen jüngere Transversalbrüche, an denen Blattverschiebungen bis zu 3 km stattgefunden haben. Inmitten dieses tertiären Faltenbaues schwimmt im spanisch-französischen Grenzgebiet bei Coustouges die Grillera-Decke. Ihre mesozoischen Schichten bilden liegende Falten und flache deckenartige Abscherungen, wodurch eine Einengung der Schichten auf $\frac{1}{5}$ des ursprünglichen Raumes erreicht ist. Die paläogeographischen Verhältnisse sprechen für eine 15 km weite horizontale Verfrachtung des Mesozoikums der Grillera-Decke von Norden her. Am Rio Fresser treten am Rande der Axialzone flache Überschiebungen von Paläozoikum auf Permotrias mit bis 3 km Schubweite auf. In den hangenden Stockwerken bilden die mesozoischen und tertiären Schichten flache, liegende Falten und Überfaltungen. Die östlichen Südpynäen zeigen also eine reine Südvergenz.

In den mesozoischen Schichten zwischen Segre und Llobregat liegt dagegen eine deutliche Divergenz vor. So sind sie in einer nördlichen Zone nordwärts gegen die Axialzone bewegt. Im Segre-

gebiet führte die Mobilität des Keupers zu einer starken disharmonischen Faltung nebst Abscherungen, und an einer Schwächezone sind paläozoische Massive gegen Norden herausgepreßt. Sie tauchen südwärts unter das Mesozoikum, bilden also keine Decke („Nogueras-Decke“ DALLONT'S). Im Süden sind die mesozoischen Schichten zwar weithin flach auf das Tertiär des Ebrobeckens überschoben, doch tauchen sie örtlich, so nordwestlich Berga, an einer steilen überkippten Flexur unter das Beckentertiär, und dieses spricht gegen das angenommene Schwimmen dieser mesozoischen Serie („Pedra Forca-Decke“ ASTRE'S). Im Osten der Pedra Forca-Serie tritt eine Ostvergenz auf, die in dem Llobregat-Sattel ausklingt.

Bei Figueras biegt der Südpirenäenstamm südostwärts ab. An der Umknickungsstelle ist das Grundgebirge westwärts vorgeschoben, wobei der herausgepreßte Keuper flach auf das Eozän geglitten ist („Viura-Decke“). Nördlich Figueras liegt ein westwärts gerichteter Schuppenbau vor, und in der Sierra de Montgry eine bis 5 km weite flache Überschiebung von Mesozoikum auf Tertiär.

Reine Südvergenz zeigen auch noch die mesozoischen Vorkommen in der Axialzone, so die südwärts übergelegte und im Norden überfahrene Isoklinalmulde von Amélie-les-Bains.

Die Nordpyrenäen zeigen dagegen einen nordwärts gerichteten Schuppenbau mit bis 2 km weiten Überschiebungen. Ihre Falten biegen in den Corbières allmählich in ein nordöstliches Streichen mit reiner Westvergenz um. Ostwärts streicht vom Massiv von Mouthoumet im Gebiet des flachgründigen Altmesozoikums eine Schwelle durch, in der die intensive Faltung verklingt. Nördlich hiervon äußert sich erneut eine starke Faltung in der von BARRABÉ erkannten „Decke der Corbières“.

3. Stellung der Ostpyrenäen im alpidischen Orogen.

Streichen, Vergenz und Scheitelung in den Ostpyrenäen sind durch die epirogene Vorgeschichte bedingt. Die Faltung geht gegen die im Norden und Süden vorgelagerten gesunkenen Schwellengebiete, doch hat vergenzbestimmend auch die erstmalig in der Unterkreide in Erscheinung tretende Zentralpyrenäische Schwelle gewirkt. Speziell mit ihr ist die in den Südpirenäen auftretende Nordvergenz in Verbindung zu bringen. Erst in den äußersten Ostpyrenäen, wo der Südtrog verkümmert ist, weisen die Ostpyrenäen einen reinen Fächerbau auf, und hier ist auch der Zusammenschub am stärksten. Alpinotyper Charakter äußert sich

(1392)

in den Ostpyrenäen zunächst schon in der starken Durchbewegung und Einengung der Schichten durch liegende Falten, Überfaltungen, flache deckenartige Überschiebungen mit bis 5 km Schubweite und echte Decken, bei denen eine Verfrachtung von 15 km angenommen werden mag. Das Einsetzen des Vorlandes äußert sich deutlich in dem Aufhören von stärkeren orogenen Erscheinungen. Die bei der Faltung als Vorland erscheinenden Gebiete waren als Hochgebiete gegenüber den Faltungszonen schon in der paläogeographischen Entwicklung angelegt. So ist das alte Hochgebiet im Süden der Pyrenäen, das dann im Tertiär zum Ebrobecken wurde, schon in den Mächtigkeitsverhältnissen der pyrenäischen Permotrias und in der faziellen Entwicklung der mesozoischen Schichten, besonders gut z. B. der Kreide, kenntlich. Im Raum dieser Schwelle bildete sich dann im Tertiär die Vortiefe aus, und in sie wandert die Faltung. Auch dieses gibt den Pyrenäen ihren alpinotypen Charakter. Die Nordpyrenäen standen, wie ihr Umschwenken in den Corbières zeigt, mit den Provençalischen Ketten, die Südpynäen durch die Ostampurdanischen Ketten mit den Balearen in Zusammenhang.

Literatur.

- ASTRE, G.: Sur les unités tectoniques des Sierras del Cadi, de Port del Compte et de quelques massifs voisins. — C. R. Acad. Sci. 1924, S. 2106.
- Sur les limites de la zone tectonique de Pedra Forca. — Bull. Soc. géol. France 1925, C. R. S. 63.
 - Sur les caractères d'ensemble de la zone tectonique de Pedra Forca. — Bull. Soc. géol. France 1925, C. R. S. 82.
- BARRABÉ, L.: Tectonique des Corbières Orientales. — Bull. Carte géol. France 1922/23. Bd. 27, S. 21.
- Tectonique des Corbières. — Bull. Carte géol. France 1923/24. Bd. 28, S. 23.
 - Corbières orientales. — Bull. Carte géol. France 1926/27. Bd. 30, S. 11.
 - Diskussionsbemerkung zu VIENNOT: Les éruptions basaltiques permienes. Bull. Soc. géol. France 1929 C. R. S. 32.
 - La nappe des Corbières et le massif de Mouthoumet. — Bull. Soc. géol. France 1929. S. 505.
 - La Montagne de Tauch. — Bull. Carte géol. France 1931.
- BATALLER, J.: Notas mineralogicas de Cataluña. — Bol. R. Soc. españ. Hist. Natur. 1925, S. 368.
- BERTRAND, L.: Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. — Bull. Carte géol. France 1908.
- Structure des Pyrénées orientales. — Bull. Soc. géol. France 1911, S. 122.
 - Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales. — Bull. Soc. géol. France 1911. S. 122.
- BLAYAC, J.: Le Trias de la vallée de la Tongue. — Bull. Soc. géol. France 1928.
- Aperçu de la répartition, des faciès et du synchronisme des terrains tertiaires du bassin de l'Aquitaine. — Bull. Soc. géol. France. Livre Jubilaire. 1930. S. 151.
- BRINKMANN, R.: Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete Nr. 6, Abh. Ges. Wiss. Göttingen 1931.
- BOUSSAC, J.: Etudes Paléontologiques sur le Nummulitique Alpin. 1911.
- BOISSEVAIN, H.: Onderzoekingen in de Catalaansche Pyreneeën. — Geologie en Mijnwezen Aug. 1932.
- CAREZ, L.: Géologie des Pyrénées françaises. — Mém. Carte géol. France 1903 bis 1909.
- Résumé de la géologie des Pyrénées françaises. — Mém. Soc. géol. France 1912.
- Carte géol. de la France au 1:80000 e
Blatt: Carcassonne, Céret, Foix, Narbonne, Pamiers, Perpignan, Prades, Quillan.
- CASTERAS, M.: Sur la structure du massif de l'Agly. — Bull. Soc. géol. France 1929. S. 513.
- Révision des Feuilles de Quillan, Foix et Bagnères de Luchon. — Bull. Carte géol. France 1930.

- CHECCHIA, G.: Conoscenza delle Alveolina eozeniche della Sicilia. — *Palaeontographica italia* 1909.
- CHEVALIER, M.: Contribution à l'étude du Volcanisme de Catalogne. — C.R. Congr. géol. internat. XIV, 1927, Bd. IV, S. 1453.
— Tectonique de la Catalogne. Géologie de la Méditerranée occidentale Vol. II. 1931.
- COSSMANN, M.: Mollusques de l'Eocène et de l'Oligocène en Aquitaine. — *Mém. Soc. géol. France* 1923.
- DALLONI, M.: Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. — Paris 1910.
— Etude géologique des Pyrénées Catalanes. — Alger 1930.
- DEPÉRET, Ch.: Aperçu général sur la bordure nummulitique du massif ancien de Barcelona. — *Bull. Soc. géol. France* 1898, S. 213.
— Aperçu de la Géologie du Chainon de Saint Chinian. — *Bull. Soc. géol. France* 1899. S. 686.
- DEPÉRET, Ch. et DONCIEUX, L.: Environs de Narbonne, Corbières orientales. — 1913.
- DONCIEUX, L.: L'Eocène inférieur et moyen des Corbières septentrionales. — *Bull. Soc. géol. France* 1906. S. 449.
- DOUVILLÉ, H.: Études sur les Rudistes. Les Hippurites de la Catalogne. — *Mém. Soc. géol. France* 1896.
— Limite du Crétacé et de l'Eocène dans l'Aquitaine. — *Bull. Soc. géol. France* 1906, S. 43.
— Les mouvements alpins et pyrénéens pendant l'Eocène. — *Bull. Soc. géol. France* 1921.
— Le Nummulitique au sud des Pyrénées. — C.R. Acad. Sci. 1922, S. 507.
— A propos du Poudingue de Palassou. — *Bull. Soc. géol. France* 1924.
- DUBAR, G.: Études sur le Lias des Pyrénées françaises. — *Mém. Soc. géol. Nord, Lille* 1925.
— Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le N.W. de l'Espagne aux temps jurassiques. — C.R. Congr. géol. internat. Bd. 2 1927.
- DUFFOUR, A.: Existence de roches basaltiques dans le Permotrias de l'Ariège. — C.R. somm. Soc. géol. France 1929, S. 136.
- FELIX, J.: Kritische Studien über die tertiäre Korallenfauna des Vicentin. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 1885.
- FONT i SAGUÉ: Geologia. — Barcelona 1926.
- GOMEZ, J.R.: El Mioceno continental Ibérico y su fauna malacologica. — C.d. Inv. pal. y preh. 30, Madrid 1922.
- HAUG, E.: *Traité de Géologie.* 1907.
- HOLLISTER, J.: Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen. — 1934. Dieser Band.
- JACOB, Ch., FALLOT, P., ASTRE, G., CRY, R.: Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales. — Congr. Géol. Int. XIV. Sess. vol. 2. p. 235 Madrid, erschienen 1927.
- JACOB, Ch.: Diskussionsbemerkung zu VIENNOT: Les éruptions basaltiques permienes. — 1929 (s. unten).
— Zone axiale, Versant sud et Versant nord des Pyrénées. — *Bull. Soc. géol. France. Livre Jubilaire, 1930*, S. 389.
- LAMBERT, J.: Révision des échinides fossiles de la Catalogne. — *Mem. Museo. Cienc natur. Barcelona* 1927/28.

- LANQUINE, A.: Le Lias et le Jurassique des chaines provençales. — Bull. Carte géol. France 1928/29. Bd. 32.
- LLUECA, F. G.: Los Nummulitidos de España. 1929.
- LOTZE, F.: Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges. — Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete Nr. 3, 1929. Abh. Ges. Wiss. Göttingen.
- Über Vergenzwechsel mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen 1931, S. 214.
- MARÍN, BATALLER, SAN MIGUEL etc. — Cataluña. Cuenca potasica, Cretaceo de Berga, Región volcanica de Olot. — XIV Congr. Geol. Int., Excursión C 4. Madrid 1926.
- MAURETA, J., THOS Y CODINA, S.: Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona. — Madrid 1881.
- MENGEL, O.: Feuille de Prades. — Bull. Carte géol. France 1905. Bd. 16. S. 108.
- Feuilles de Prades et de Céret. — Bull. Carte géol. France 1906. Bd. 17. S. 121.
- Feuille de Prades. Bull. Carte géol. France 1909. Bd. 19. S. 124.
- Feuille de Prades et région espagnole adjacente. — Bull. Carte géol. France 1912. Bd. 21.
- Feuille de L'Hospitalet. — Bull. Carte géol. France 1913. Bd. 23. S. 161.
- MISCH, P.: Der Bau der mittleren Südpynäen. — Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete Nr. 12. Abh. Ges. Wiss. Göttingen 1934 (im Druck).
- OPPENHEIM, P.: Die Eozänfauna des Mte. Postale. — Palaeontographica 1896.
- Die Priabonschichten und ihre Fauna. — Palaeontographica 1900.
- PAQUIER, V.: Résultats d'explorations aux environs de Figueras. — Bull. Soc. géol. France 1905.
- REUSS, E.: Palaeontologische Studien über die älteren Tertiärschichten der Alpen. 1868/73.
- RICHTER, G. & TEICHMÜLLER, R.: Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. — Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete Nr. 9. Abh. Ges. Wiss. Göttingen 1933.
- ROUBAULT, M.: Contribution à l'étude géol. du bord des Pyrénées au nord de la Bellongue. — Bull. Carte géol. France 1928/29.
- ROUSSEL, J.: Note sur les granulites tertiaires de Reynès. — Bull. Carte géol. France 1896. Bd. 8. S. 279.
- Tableau stratigraphique des Pyrénées. — Bull. Carte géol. France 1904.
- SCHMIDT, H.: Das Palaeozoikum der spanischen Pyrenäen. — Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete Nr. 8. Abh. Ges. Wiss. Göttingen 1931.
- SCHMIDT, K.: Mitteilungen über die Kalisalzagerstätten Kataloniens. — Eclog. geol. Helvet. 1922/23.
- SCHRIEL, W.: Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges zwischen Ebromündung und Ampurdan. — Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete Nr. 2. Abh. Ges. Wiss. Göttingen 1929.
- SCHWAGER, W.: Foraminiferen der libyschen Wüste. — Palaeontographica 1883.
- v. SEIDLITZ, W.: Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin 1931.
- SELZER, G.: Geologie der südpynäischen Sierren in Oberaragonien N. J. f. M. etc. 1934, B. B. 71. S. 370.
- STEINMANN, G.: Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. — C. R. Congr. géol. internat. XIV₂, 1927.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.

- STILLE, H.: Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge. — Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete Nr. 1. Abh. Ges. Wiss. Göttingen 1927.
- Über Einseitigkeiten in der germanotypen Tektonik Nordspaniens und Deutschlands. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl., S. 379, 1930.
- SUAREZ DE VILLAR, L.: Cuenca cretácea de Berga. — Bol. Inst. geol. Espana. 1913.
- VASSEUR, G.: L'extension des poudingues de Palassou. — Bull. Carte géol. France 1893/94. Bd. 5. S. 359.
- VIDAL, L. M.: Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona. — Bol. Mapa geol. España. 1886.
- Sur le Crétacé supérieur de la vallée de la Muga. — Bull. Soc. géol. France 1898, S. 860
- Contribucion a la paleontologia del Cretaceo de Cataluña. — Mem. R. Acad. Barcelona 1921.
- VIENNOT, P.: Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales Françaises. — Bull. Carte géol. France 1927. Bd. 30.
- Les éruptions basaltiques permienes dans les Pyrénées. — C. R. Bull. Soc. géol. France 1929, S. 29.
- WURM, A.: Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias in Aragonien. — Z. deutsch. geol. Ges. 1911.
- Beiträge zur iberisch-balearischen Triasprovinz. — Verh. Naturhist. Vereins Heidelberg 1913.
- Beiträge zur Kenntnis der Trias von Katalonien. — Z. deutsch. geol. Ges. 1919, S. 153.
- Hinzugefügt während der Drucklegung:
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., Y SOLÉ SABORIS, L.: Nota geológica sobre el macizo cretácico de Montgri. Bol. Soc. Españ. Hist. nat. 1932 S. 243.

