

Werk

Label: Periodical issue

Jahr: 1934

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1934_0011|log3

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 11

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE
DER WESTLICHEN MEDITERRANGEBIETE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN

VON

HANS STILLE

No. 12

DIE POSTVARISCISCHE ENTWICKLUNG
DES KANTABRO-ASTURISCHEN
GEBIRGES (NORDWESTSPANIEN)

MIT 4 TAFELN UND 21 ABBILDUNGEN IM TEXT

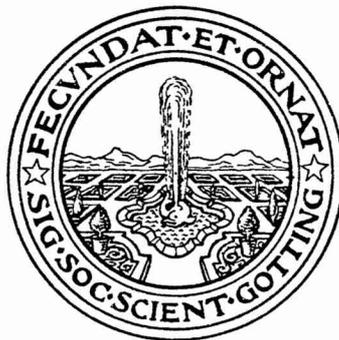
VON

HERBERT KARRENBERG

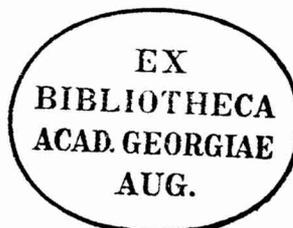
IN BERLIN



BERLIN
WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG
1934



Vorgelegt in der Sitzung am 12. Januar 1934 durch V. M. GOLDSCHMIDT.



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

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	1
A. Sedimentation und Sedimentationsraum in den einzelnen Zeitabschnitten	2
I. Perm	2
1. Die permischen Sedimente	2
2. Paläogeographische Betrachtung	3
II. Untere Trias (Buntsandstein)	4
1. Die untertriadischen Sedimente	4
a) Kantabrien	4
b) Asturien	5
2. Der Sedimentationsraum in der Unteren Trias	6
a) Der Rand der Asturischen Masse in Kantabrien und Asturien	6
b) Der Kantabrische Trog	7
c) Die Nordkantabrische Schwelle	7
d) Der Asturische Trog	8
III. Mittlere Trias (Muschelkalk)	8
1. Die mitteltriadischen Sedimente	8
a) Der kantabrische Muschelkalk	9
b) Der asturische Muschelkalk	11
2. Der Sedimentationsraum in der Mittleren Trias	11
IV. Obere Trias (Keuper)	13
1. Die obertriadischen Sedimente	13
a) Kantabrien	13
b) Asturien	14
2. Der Sedimentationsraum in der Oberen Trias	15
a) Der Kantabrische Trog und die Frage der Nordkantabrischen Schwelle	15
b) Der Asturische Trog	16
c) Die Ophite	16
V. Rät	17
VI. Jura	17
1. Die jurassischen Sedimente	17
a) Südwestkantabrien	17
b) Südostkantabrien	19
c) Nordkantabrien	19
d) Asturien	22
2) Paläogeographie der Jurazeit	23
VII. Wealden	24
1. Die Wealdensedimente	24
a) Kantabrien	24
b) Asturien	25

	Seite
2. Paläogeographie im Wealden	26
a) Jungkimmerische Bewegungen	26
α) Aufwölbungen epirogener Art	26
β) Orogene Bewegungen	27
b) Der Sedimentationsraum der Wealdenzeit	28
α) Der Rand des Sedimentationsraumes	28
β) Der Asturische Trog	29
γ) Der Kantabrische Trog	29
δ) Die Nordkantabrische Schwelle	30
ε) Die Ebroschwelle	30
VIII. Apt	30
1. Die Sedimente des Apt	30
a) Kantabrien	30
b) Asturien	33
2. Paläogeographie im Apt	35
a) Die Ingression im Unterbedoul	35
b) Die Ingression im Oberbedoul	36
c) Der Sedimentationsraum im Oberen Apt	38
IX. Alb	39
1. Die Sedimente des Alb	39
a) Nordkantabrien	39
b) Das Gebiet der kantabrischen Wasserscheide	40
c) Ostkantabrien	41
d) Südostkantabrien	42
e) Asturien	43
2. Die paläogeographischen Verhältnisse des Alb	43
X. Oberkreide	44
1. Die Sedimente der Oberkreide	44
a) Südkantabrien und La Lastra	44
b) Nordkantabrien	47
c) Asturien	49
2. Paläogeographie der Oberkreide	50
a) Der Sedimentationsraum in der Zeit vom Oberalb bis zum Mittleren Cenoman	50
α) Der Kantabrische Trog	50
β) Die Nordkantabrische Schwelle	51
γ) Schelfgebiete	51
b) Der Sedimentationsraum nach dem Mittelcenoman	51
α) Die Transgression des Obercenomans	51
β) Der Trog von Sedano	52
XI. Tertiär	53
1. Die Sedimente des Tertiärs	53
a) Becken von S. Vicente	53
α) Paleozän	53
β) Eozän	53
γ) Oligozän	54
b) Der Becken von S. Román bei Santander	55

	Seite
c) Südkantabrien	55
α) Paleozän, Eozän und Oligozän	55
β) Miozän	56
d) Asturien	57
2. Paläogeographie im Tertiär	59
a) Paleozän	59
b) Eozän	59
c) Oligozän	60
d) Miozän	60
XII. Quartär	61
Zusammenfassung über die epirogene Entwicklungsgeschichte Nordwestspaniens im Mesozoikum und Tertiär	61
B. Tektonik	64
I. Die regionale Verteilung der verschiedenen Bauformen	64
II. Regionale Übersicht auf Grundlage der einzelnen orogenen Baustile	65
1. Das Gebiet vorherrschenden normalen Faltenwurfes	65
a) Die nordwestlichen Ausläufer der Montes Obarenes	66
b) Die Faltenzone von Bribiesca—Cervera	68
2. Das Gebiet der disharmonischen Faltung	73
a) Die Tektonik im Liegenden der Abscherung	73
a) Abscherungserscheinungen	76
c) Die Tektonik im Hangenden der Abscherung	77
d) Die Frage nach der Entstehung der Abscherung	78
3. Das Gebiet vorherrschenden Sattelschollenbaues	79
a) Der Las Caldas - Sattel und der Sattel von Cabezón de la Sal.	79
b) Die Ejektivfaltung Nordkantabriens	80
c) Die Tektonik des Beckens von S. Vicente de la Barquera	81
d) Die junge Tektonik Asturiens	86
e) Die südliche Randüberschiebung des asturischen Paläozoikums	90
f) Zusammenfassung	91
III. Die orogenen Phasen	91
C. Die Beziehungen der orogenen Tektonik zur epirogenen Vorgeschichte.	96
1. Das Streichen	96
2. Die Vergenzen und ihre Deutung	96
Rückblick	98

Einleitung.

Tektonische und paläogeographische Untersuchungen im östlichen Mittelspanien, die seit mehreren Jahren von Göttingen aus betrieben wurden, haben in den Keltiberischen Ketten ein „Orogen 2. Ordnung“ erkennen lassen, d. h. ein Gebilde, das weithin germanotyp gebaut, in manchen Charakteren, so in seiner Entstehung aus einem einheitlichen Troggebiet, in einer gewissen Zweiseitigkeit der Faltung und in tektonischen Einzelformen, alpinotype Anklänge aufweist. Es streicht in nordwestlicher Richtung auf das ost-westlich verlaufende Nordkantabrische Küstengebirge zu, das in den Arbeiten von TERMIER (1905 u. 1918), BERTRAND (1912) MENGAUD (1912 u. 1920) und THOREAU (1925) als alpinotypes Deckengebirge betrachtet wurde. Auf TERMIER nahm auch SUESS¹⁾ Bezug. Es wurden große Deckenüberschiebungen von Süden nach Norden angenommen, durch die selbst Paläozoikum über Tertiär hinwegbewegt sein sollte.

Spanische Geologen, besonders PACHECO und CUETO, sowie W. KEGEL (1927) haben auf Grund von Einzelbeobachtungen die Deckenvorstellung zu widerlegen gesucht, und auch SCHRIEL (1930) kam zu der Auffassung, daß die Falten der Pyrenäen sich nicht bis nach Asturien fortsetzten, sondern daß die Südpynäen in den Montes Obarenes ihre westliche Endigung hätten, während der Nordpyrenäenstamm bei Bilbao ins Meer hinausstreiche. Schließlich hat sich auch MENGAUD (1932) vom Deckenbau des Asturo-kantabrischen Gebirges losgesagt.

Von Herrn Prof. STILLE erhielt ich die Anregung, mich mit der postvariscischen Geschichte des Kantabro-asturischen Gebirges im Hinblick auf dessen Bau und seine Beziehungen zu den pyrenäischen und keltiberischen Faltungen zu befassen, alles dieses auf Grundlage möglichst eingehender paläogeographischer Untersuchungen.

1) SUESS: Antlitz der Erde. Bd. III, 2, S. 271.

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

Die Untersuchungen im Raume des Kantabrischen Gebirges und des Beckens von Oviedo machten eine Kartenaufnahme 'notwendig, die in Ermangelung besserer Unterlagen im allgemeinen im Maßstab 1:200000 durchgeführt wurde. An einzelnen Stellen, so in der Umgebung von S. Vicente und bei Reinosa, wurden Spezialkartierungen im Maßstab 1:50000 ausgeführt, um ein klareres Bild von den tektonischen Verhältnissen zu bekommen. Bei Reinosa standen einige topographische Karten in diesem Maßstab zur Verfügung.

Für die Anregung und die ständige Förderung meiner Arbeit bin ich Herrn Prof. STILLE und Herrn Privatdozent Dr. LOTZE zu herzlichem Dank verpflichtet. Ebenso danke ich herzlich Herrn Dr. RICHTER für wertvolle Anregungen und Hinweise. Herr Dr. WENZ übernahm liebenswürdigerweise die Bestimmung einiger tertiärer Schnecken, Herr cand. geol. R. BEHRMANN die einiger Nummuliten. Auch diesen Herren möchte ich an dieser Stelle danken. Weiterhin möchte ich der liebenswürdigen Aufnahme gedenken, die mir Prof. J. G. DE LLARENA in Gijón gewährte, sowie der großen Freundlichkeit, mit der ich überall in Spanien aufgenommen worden bin.

Der ADOLF V. KOENEN-Gedächtnisstiftung zu Göttingen habe ich dafür zu danken, daß sie finanziell die Durchführung der Geländeuntersuchungen unterstützte.

A. Sedimentation und Sedimentationsraum in den einzelnen Zeitabschnitten.

I. Perm.

1. Die permischen Sedimente.

Südlich von Villaviciosa stehen im Sattel von Viñon und der Mulde von Cabranes (s. Abb. 20, Prof. 2) Ophite, Tuffe und bunt-sandsteinähnliche Letten und Sandsteine an, die das Paläozoikum stark diskordant überlagern²⁾. Nördlich des Karbonsattels von Viñon senkt sich die Serie, die hier bedeutend weniger Tuffe als südlich desselben und keinen Ophit mehr enthält, nach Norden ab. Über dieser verhältnismäßig weichen Folge liegt mit einem massigen

²⁾ Die Tuffe sind an der Straße südlich von Cabranes, der Ophit besonders in einem Steinbruch nördlich dieses Ortes aufgeschlossen.

basalen Sandsteinpaket erst der eigentliche Buntsandstein. Auch weiter östlich sind in der Verlängerung der Sattelachse diese Tuffe zu beobachten, so zwischen Bayones und Sta. Eugenia im Kern des dort langsam verklingenden Sattels von Viñon.

Ähnliche vulkanische Einschaltungen in buntsandsteinähnlichen Gesteinen finden sich auf der Wasserscheide zwischen Sama und Pola de Siero ³⁾.

Da bisher keine untertriadischen Eruptiva in Gebieten mit germanischer Buntsandsteinfazies bekannt sind, wohl aber zur Permzeit in den Pyrenäen intensive vulkanische Tätigkeit stattfand, ist es wahrscheinlich, daß auch diese asturischen Ophite und Tuffe permisch sind.

Noch etwas älter dürften die kohlenführenden Schiefer von Vergueres sein, doch sind auch sie zweifellos noch permisch. In ihnen hat nämlich PATAC 1920 *Callipteris conferta* BRONGN. und *Walchia piniformis* SCHLOTH. gefunden ^{3a)}.

In Kantabrien ist bisher das Perm noch nicht sicher nachgewiesen. Doch werden auch von dort bei der Besprechung der Trias Sedimente erwähnt werden, die vielleicht permisch sein könnten.

2. Paläogeographische Betrachtung.

Das Fehlen permischer Sedimente in großen Teilen Nordwestspaniens läßt vermuten, daß in diesen Gebieten nach der variscischen Faltung eine während des ganzen Perms anhaltende Abtragungsperiode einsetzte und daß die neue Sedimentation erst wieder in der Untertrias begann.

Eine Ausnahme bilden die Ophite, Tuffe und buntsandsteinähnlichen Letten und Sandsteine von Viñon, die zeigen, daß lokal die Sedimentation auch schon früher einsetzte als im übrigen Nordwestspanien.

3) Sie sind ganz in die Schichtfolge eingefügt, also nicht, wie BARROIS glaubte, als auf „Randverwerfungen des asturischen Beckens“ aufgedrungene Magmen zu deuten.

3a) Zusammen damit sollen Formen auftreten, die z. T. auf ein höheres Alter hinweisen. Nach W. HARTUNG, der die Abbildung PATAC's eingesehen hat, ist jedoch eine andere Bestimmung zulässig, so daß auch diese Formen nicht mit einem Rotliegend-Alter in Widerspruch zu stehen brauchen.

II. Untere Trias.

1. Die untertriadischen Sedimente.

a) In Kantabrien ist die Untertrias ganz überwiegend sandig ausgebildet.

Konglomerate treten basal im westlichen Teil des Las Caldas-Sattels auf, sowie untergeordnet auch in den hohen Buntsandstein-Sierren des Pico Cordel und der Peña Labra im Westen von Reinosa. Ein zweiter, oberer Konglomerathorizont, vergleichbar dem aus Keltiberien beschriebenen (TRICALINOS 1928, RICHTER & TEICHMÜLLER 1933), ist im Südwesten und Nordwesten der Provinz Santander zu beobachten. Doch ist er stets noch unbeständiger als die untere Konglomeratlage. Stärkere Konglomeratschüttungen zeigen Profile südwestlich von Reinosa:

5. 40 m bröcklige, gelbbraune Sandsteine mit Tonletteneinlagen und festeren Sandsteinbänken
 4. 5 m feste, meist feinkonglomeratische Sandsteine
 3. 120—140 m Sandsteinbänke mit sehr vielen Tonzwischenlagen und gelegentlichen Konglomeratbänken, die bis nußgroße Quarzitgerölle führen
 2. 20 m dunkel-violettrote, feinschichtige Tonschiefer, sehr muskowitzreich
 1. 20 m Basiskonglomerat aus ei- bis kopfgroßen Quarzitgeröllen, wechsellagernd mit eisenschüssigen, violettroten, feinschichtigen Sandsteinen.
-
- 205—225 m

Profil des Buntsandsteins bei Ruedes, östlich Cervera de Rio Pisuerga:

4. 30 m rote Sandsteine und Letten
 3. 4 m konglomeratische Sandsteinbank
 2. 40 m rote Sandsteine und Letten, selten mit Konglomerateinlagen
 1. 30 m dunkel-rotviolette, stark eisenschüssige Konglomerate mit dünn-schichtigen Sandsteinlagen
-
- 104 m

Eine als Röt anzusprechende Fazies des Oberen Buntsandsteins tritt im Gebiet von Reinosa auf. Ihr gegenüber bezeichne ich die liegende Hauptmasse der Sandsteine als „Hauptbuntsandstein“. Es handelt sich um eine mächtige Serie weicher, dunkel-roter Letten, die im oberen Teil reich an Gips sind. Einwandfrei ist die Lagerung dieses Röt nur westlich von Abiada (westlich von Reinosa), wo es fast horizontal von Muschelkalk überlagert wird. Darüber sind ganz lokal noch Keupertone erhalten geblieben. Die Grenze zum Hauptbuntsandstein ist besonders schön an einem kleinen Paß westlich von Población (südwestlich von Reinosa) aufgeschlossen:

(1494)

6. 100—120 m bunte Rötletten, nur im obersten Teil gipsführend
5. 1 m schwarze bis graue, bröckelige, kalkige Mergel
4. 0,50 m graue, sandige, feste Letten
3. 2 m ähnlich 5., doch weniger kalkig
2. 8—10 m rote Tonschiefer, oben mit schwarzen Zwischenlagen
1. 3 m graue, gelbverwitternde, feine Tonschiefer, mit Zwischenlagen von festeren sandigen Bänken

Liegendes: glimmerige, feinsandige, rote Tonschiefer des Hauptbuntsandsteins.

Der Übergang zum eigentlichen Buntsandstein vollzieht sich also ganz allmählich. Der helle, durchsichtige, in schönen Kristallen ausgebildete Gips ist am Fuße einer Muschelkalkkuppe westlich von La Lomba (westl. Reinosa) gut zu beobachten.

Das Gebiet der Rötfazies erstreckt sich von La Lomba bis nach Aldueso (östl. Reinosa). Weiter östlich mag sie unter der Jura-Kreide-Decke ebenfalls noch vorhanden sein, jedoch fehlt sie sicher sowohl weiter südlich und nördlich wie auch in Asturien.

Eine Rötfazies des Oberen Buntsandsteins ist auch aus Keltiberien mehrfach beschrieben worden.

b) In Asturien ist die Untertrias ähnlich wie in Kantabrien überwiegend sandig, besonders im Gebiet der großen Buntsandsteinverbreitung, südlich von Villaviciosa. Rötfazies fehlt. Die basalen Konglomerate sind sehr unbeständig, und ein oberer Konglomerathorizont wurde nicht beobachtet. Eine Tiefbohrung bei Caldones, deren Ergebnis P_{ATAC} (1920) wiedergibt, zeigt folgendes Profil:

9. 163 m Keuper, s. S. 14: Mindestmächtigkeit!
8. 53 m roter und grauer, mergeliger Kalk (Muschelkalk s. S. 11)
-
7. 18,50 m mergeliger Sandstein mit kalkigem Zement und einigen Lettenlagen
6. 8 m Quarzkonglomerat
5. 59,10 m Konglomerat zu gleichen Teilen aus Quarz- und Kalkgeröllen
4. 16,17 m Quarzkonglomerat
3. 2,03 m Sandstein
2. 2,25 m Konglomerat aus Quarz- und Kalkgeröllen
1. 3,95 m rote Mergel.

Liegendes: Kalke und Schiefer des Oberkarbons.

Bei Carrió, westlich von Musél, besteht die Untertrias zu unterst in ungefähr 20 m Mächtigkeit aus sehr groben, gerundeten Kalkblöcken. Darüber liegen 70—80 m normaler Buntsandstein. An der Küste, bei Candás, bildet eine ungefähr 20 m mächtige Brekzie aus den verschiedensten paläozoischen Elementen (Silur-

quarzit, Sandsteine, Kalke, Schiefer, usw.) den Basisteil des Buntsandsteins⁴⁾.

2. Der Sedimentationsraum in der Unteren Trias.

(s. Taf. 4, Fig. 1).

Zu Beginn der Trias treten zum ersten Male Sedimente auf, die fast im ganzen Untersuchungsgebiet zur Ablagerung kamen. Sie lassen — nach Fazies und Mächtigkeitsschwankungen zu urteilen — schon die meisten paläogeographischen Elemente hervortreten, die auch in der Folgezeit oft wieder in Erscheinung treten.

a) Der Rand der Asturischen Masse in Kantabrien und Asturien.

Südwestlich von Reinosa ist eine sehr plötzliche Abnahme der Buntsandsteinmächtigkeit von 800 m in der Sierra de Brañoseira auf etwa 200 m bei Cillamayor und schließlich auf 100 m bei Ruedes zu beobachten, also auf einer Entfernung von ungefähr 15 km. Damit muß man wohl schon bei Cervera de Rio Pisuerga den westlichen Rand des untertriadischen Sedimentationsbereiches annehmen. Für die Nähe eines Erosionsgebietes sprechen auch die violetten, schichtungslosen, unverfestigten basalen Geröllmassen. Sie sind vergleichbar denen, die F. LOTZE (1929) und E. SCHRÖDER (1930) vom Ostende der Guadarrama erwähnen.

In Nordkantabrien und Ostasturien fehlen solche Hinweise auf die Nähe eines Abtragungsgebietes. Kleine, tektonisch eingeklemmte Reste buntsandsteinähnlicher Gesteine am Collado de Pandébano (Picos de Europa) und im Puerto Sueve (an der Straße südlich des Miradór) lassen sich paläogeographisch nicht auswerten.

In Ostasturien jedoch ist wieder eine Mächtigkeitsabnahme von mindestens 500 m bei Sta. Eugenia auf 110 m bei Caldones und auf etwa 100 m westlich von Musél zu beobachten. Gleichzeitig mit ihr ändert sich die Fazies, indem Kalk- und Quarzitkonglomerate in zunehmendem Maße fast die ganze Untertrias zusammensetzen (vgl. die Profile S. 8). Das Hochgebiet, das dieses grobklastische Material lieferte, kann nicht weit entfernt gewesen sein.

Die westliche Grenze der Buntsandsteinverbreitung, die nach SCHRÖDER (1930), RICHTER & TEICHMÜLLER (1933) in Keltiberien von Checa über Riaza nach Onrubia verläuft, wäre also nach Nordwesten in Richtung auf Cervera de Rio Pisuerga zu verlängern.

4) Die Ausbildung als Brekzie ist im wesentlichen durch den eckigen Zerfall des Silurquarzits bedingt.

Das Zwischenstück ist durch das Tertiär des Dnerobeckens verdeckt. Der weitere Verlauf dieser Grenze ist nicht ganz sicher. Vermutlich verlief sie in einem nach Nordosten konvexen Bogen durch das heutige asturische Gebirge südlich von Oviedo vorbei, um dann westlich von Avilés nach Nordwesten in das heutige Meer hinauszustreichen. Das westlich bzw. südwestlich dieses Saumes liegende ausgedehnte Denudationsgebiet, die „Asturische Masse“, ist nur ein Teil der großen „Kastilischen Masse“.

b) Der Kantabrische Trog.

Westlich und nördlich von Reinosa wird der Buntsandstein im Valdecebollas, in der Sierra de Brañosera, sowie in der Sierra de Cordel bis zu 800 m mächtig. Im Tal des Rio Besaya hat er südlich Bárcena noch eine Mächtigkeit von mindestens 500—600 m, südlich von Los Corrales auch noch eine solche von mindestens 400 m (das Liegende ist in beiden Fällen nicht aufgeschlossen). Wie schon erwähnt, treten Konglomerate sehr stark zurück, und nur in den westlichen Sierren sind sie an der Basis der Schichtfolge noch vorhanden.

Es gibt sich also ein untertriadischer Trog im mittleren Teil der Provinz Santander zu erkennen, der als „Kantabrischer Trog“ bezeichnet sei.

Im Kern des Las Caldas-Sattels und zwar an dessen Ostende treten lokal grobe Quarzitkonglomerate auf, die weiter westlich, d. h. in Richtung auf den Beckenrand zu, fehlen. Vielleicht verdanken sie ihre Entstehung einer örtlichen Aufragung, die irgendwo in der Nachbarschaft zu Beginn der Buntsandsteinsedimentation noch bestand, vielleicht sind sie aber auch älter als die basalen Sandsteine der weiter westlich folgenden Profile; so könnten sie permisch sein.

c) Die Nordkantabrische Schwelle.

Nördlich des Kantabrischen Trogs nimmt die Mächtigkeit des Buntsandsteins wieder ab. Sie beträgt bei Las Caldas 300 m, bei Puente Nansa nur etwa 150 m. Jedoch erfährt die Fazies keine Änderung; denn bei Las Caldas und in benachbarten Profilen besteht die ganze Untertrias ebenso wie weiter südlich aus konglomeratfreien Sandsteinen. Man muß also annehmen, daß die Asturische Masse sich nach Ostnordosten in der Form einer schmalen Schwelle fortsetzte, die relativ zu den benachbarten Trögen weniger stark einsank und in deren Bereich daher die Sedimente weniger mächtig wurden. Da Konglomerate fehlen, dürfte sie im Gegen-

satz zur eigentlichen Asturischen Masse kein Abtragungsgebiet gewesen sein. Diese Schwelle, die den Kantabrischen von einem Asturischen Trog trennt, sei „Nordkantabrische Schwelle“ genannt.

d) Der Asturische Trog.

Die bereits erwähnte starke Mächtigkeitsabnahme aus der Gegend südlich von Villaviciosa nach Caldones, Musél etc. hin und das Fehlen von Konglomeraten in den 500 m mächtigen Sandsteinprofilen von Sta. Eugenia-Bayones zeigen einen recht tiefen Trog im Nordosten des Beckens von Oviedo und eine Sedimentschüttung von Westen und Südwesten her an. Eine ältere Anlage dieses Troges mag durch die hier auftretenden permischen Gesteinsmassen angedeutet sein. Er sei „Asturischer Trog“ genannt.

Einen Überblick über den untertriadischen Sedimentationsraum und seine Untergliederung gibt die Fig. 1 auf Tafel 4. Die Mächtigkeiten und Faziesverhältnisse der Buntsandsteingebiete sind in Abb. 1 nochmals veranschaulicht.

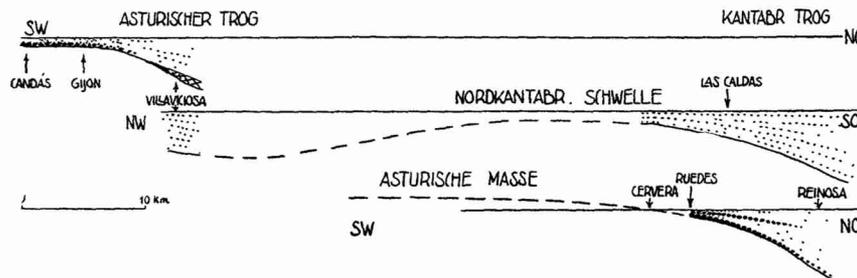


Abb. 1. Fazies und Mächtigkeit des Buntsandsteins in Nordwestspanien.

Feine Punkte: Sandsteine; dicke Punkte: Konglomerate;
Kreuze: permische Ophite und Tuffe.

III. Mittlere Trias.

1. Die mitteltriadischen Sedimente.

Marine Mittlere Trias war bisher in Nordwestspanien nicht bekannt. MAESTRE hatte zwar vorübergehend feste Kalke, die an der Straße bei Santiurde, nördlich von Reinosa, anstehen, als Muschelkalk angesprochen, sie dann später aber selbst in den Unteren Jura gestellt. Im Laufe meiner Untersuchungen hat sich aber eine kalkige Fazies zwischen Buntsandstein und Keuper, die dem Muschelkalk entspricht, sowohl in Kantabrien wie in Asturien nachweisen lassen.

(1498)

An Fossilien fand sich im kantabrischen Muschelkalk bisher nur *Nucula cf. strigilata* GOLDF., oft in dichter Packung.

Ihr Umriß ist eiförmig, dreiseitig. Der Wirbel steht vorne etwas vor und ist zum vorderen Ende hin verlegt. Die Schale ist schwach gewölbt und außen mit zarten konzentrischen Streifen versehen. Das Schloß ist leider an keinem Exemplar zu erkennen.

Westlich von Abiada fand sich im mittleren Teil der Serie, in festen Kalken, eine kleine Schnecke, die bis jetzt nicht näher zu bestimmen war. Der Umriß erinnert an *Neritaria*. Doch ist von der Nabelpartie nichts erhalten.

a) Der kantabrische Muschelkalk.

Im Bahneinschnitt am nördlichen Ausgang des Tunnels von Reinoso, sowie in unmittelbarer Nähe an der Straße südlich von Cañedo werden schwarze Kalke und graue Dolomite⁵⁾ von gips-haltigem Keuper überlagert. Folgende Profile wurden aufgenommen: Profil im Bahneinschnitt:

6. Keuper
5. 1,50 m kavernöse, carniolasartige Dolomite
4. 0,70 m mehr plattige, feinkristalline, graue Dolomite, z. T. ausgelaugt, kavernös
3. 1,50 m geschichtete bis undentlich bankige, dunkelgraue, dolomitische Kalke
2. 3 m graue, feinkörnige, massige Dolomite
1. 2,50 m schwarze, feinkristalline bis dichte Kalke, oben plattig, unten gröber gebankt

Profil im Steinbruch und am Kalkofen an der Straßenkurve südlich von Cañedo:

Hangendes (Keuper) ist nicht direkt aufgeschlossen.

7. 0,30 m mürbe, dünnplattige Dolomite
6. 2,50 m feinkörnige, kristalline, hellgraue, festere Dolomite, in Bänken zu etwa 30—40 cm
5. 0,30 m sehr grobkörniger, dunkler, kristalliner Dolomit
4. 1,35 m dunkelgraue, feinspätige Dolomite in Bänken zu 10—20 cm
3. 3,50 m ziemlich massige, feinkristalline, dunkelgraue Dolomite
2. etwa 3,50 m schwarze, plattige, feinkristalline Kalke
1. 8,00 m ziemlich massige, oben schwarze, unten mehr graue, z. T. dolomitisierte Kalke.

Leider ist in beiden Profilen, die derselben kleinen Antiklinale angehören, das Liegende nicht aufgeschlossen. Daher war die Altersfrage an dieser Stelle nicht mit Sicherheit zu beantworten. Wohl war aber dann an einer anderen Stelle der Muschelkalk im Verbands mit seinem Hangenden und seinem Liegenden nachzuweisen, und zwar 2,3 km westlich von Abiada (westlich von Reinoso). Er zeigt dort folgendes Profil:

⁵⁾ Daß es sich hier um Muschelkalk handeln könne, wurde zuerst von Herrn Dr. LOTZE auf einer gemeinsamen Exkursion ausgesprochen.

Hangendes: Keuper

6. etwa 3 m brekziöse, löcherig verwitternde Dolomite
5. 2,50 m schichtige, hellgraue Dolomite
4. 19,00 m gebankte, z. T. massige, schwarze, dichte Kalke
3. 5,00 m Wechsel von schwarzen, splittrigen, dichten, gebankten Kalken mit Lagen von 2. (sehr blättrig)
2. 1,20 m dünn-schichtige, z. T. fast blättrige, schwarze, etwas mergelige Kalke
1. 8,00 m schwarze, feinkörnige Kalke, besonders zu unterst mit Fossilagen

Liegendes: Röt.

Der vollständige Muschelkalk hat also eine Mächtigkeit von 38—39 m und besteht in seinem größeren unteren Teil aus festen schwarzen Kalken und im kleineren oberen aus hellen oder dunklen Dolomiten. Den oberen Abschluß bildet meist ein kavernöser Dolomit, der an die Carñiolas des Rät und Unterlias erinnert. Darüber legt sich mit scharfer Grenze der Keuper.

Der kantabrische Muschelkalk ist leicht mit den Carñiolas zu verwechseln und oft, besonders in gestörter Lagerung, von diesen kaum zu unterscheiden. Charakteristisch jedoch sind die grauen körnigen Dolomite (s. die beiden ersten Profile!) sowie eine ganz besondere Verwitterungsform der Kalke, nämlich bis 1 cm lange und ebenso tiefe, aber sehr schmale Spalten. Außerdem ist der angewitterte Muschelkalk schwarz, während die Carñiolas gewöhnlich eine graue bis gelbgraue Verwitterungsfarbe zeigen.

Das Auftreten der Dolomite im oberen Teil sämtlicher Muschelkalkprofile deutet auf ihren im wesentlichen primären Charakter hin. Jedoch schwankt ihre Mächtigkeit von Ort zu Ort. Dazu kann eine sekundäre Dolomitisierung an Störungen eintreten, wie der kleine Steinbruch kurz nach der Abzweigung der Straße Matamorosa-Villaescusa von der Hauptstraße zeigt. Dort vollzieht sich sowohl von Schicht zu Schicht wie auch innerhalb der dünnen Platten der Übergang von dichten Kalken zu körnigen Dolomiten.

Die Verbreitung des Muschelkalkes in der Umgebung von Reinosa ist aus der geologischen Karte (Tafel 1) ersichtlich.

Das westlichste Vorkommen wurde südöstlich von Sopena (westlich von Abiada), das südlichste bei Hoyos (südlich von Reinosa) festgestellt. An letzterer Stelle sieht man südwestlich des Dorfes das Profil Buntsandstein-Muschelkalk-Ophit. An der Ostflanke des Ophitberges stellt sich allmählich zwischen Muschelkalk und Ophit der Keuper ein. Der östlichste Muschelkalk ist im bearbeiteten Gebiet in einem kleinen Triasaufbruch in der nordwest-

lichen Verlängerung des Sattels von Soncillo in Form schwarzer Kalke und grauer Dolomite zu sehen⁶⁾.

b) Der asturische Muschelkalk.

Aus dem Becken von Oviedo wurde nie Muschelkalk erwähnt. Zwar sind im Profil von Caldones, das PATAC beschreibt (s. S. 5), 53 m „rote und graue mergelige Kalke“ durchbohrt, aber nicht als Muschelkalk angesprochen worden.

Fast überall im Becken von Oviedo ist die Übergangszone Buntsandstein-Keuper sehr schlecht aufgeschlossen, und schon deshalb ist wohl der Muschelkalk bisher dort nicht erkannt worden. Eine Ausnahme ist im Straßeneinschnitt nördlich von Grases gegeben, wo folgendes Profil (s. S. 12) zu sehen ist.

Dieses Profil zeigt, daß die Schicht y, durch Abnahme des Sandgehaltes aus dem typischen Buntsandstein hervorgegangen, nach oben in eine Wechsellagerung von ihr ähnlichen weichen Letten mit Mergelkalkknollen (x-b) übergeht, aus der sich durch Zurücktreten der Kalkknollen der Keuper entwickelt. Es handelt sich also lediglich um einen geringen kalkigen Einschlag in der Übergangszone vom Buntsandstein zum Keuper. Nach dem allgemeinen Brauch muß man diese Übergangsserie als „Muschelkalk“ bezeichnen, wenn auch der paläontologische Nachweis in Asturien nicht zu erbringen war. Es ist nicht einmal bestimmt zu sagen, ob die Kalke marin sind.

2. Der Sedimentationsraum in der Mittleren Trias.

(s. Taf. 4, Fig. 2.)

Da der Muschelkalk in Nordwestspanien bisher nicht bekannt war, nahm man an, daß die Westgrenze des germanischen Muschelkalkmeeres von Keltiberien nach Guipúzcoa verlief.

Wie gezeigt, ist der Muschelkalk jedoch in Kantabrien in einer der keltiberischen ähnlichen Fazies noch zur Ablagerung gelangt, und aus dem Fehlen jeglicher Sandeinschaltungen im kantabrischen Muschelkalk muß man schließen, daß das mitteltriadische Meer seine westliche Grenze auch hier noch nicht hatte. Wieweit es noch nach Westen reichte, ist nicht zu entscheiden, doch wird es den Rand des untertriadischen Sedimentationsraums wohl kaum überschritten haben. Bleibt doch auch südwestlich von Reinoso die Ausdehnung des Muschelkalkmeeres erheblich hinter der des Buntsandsteins zurück.

⁶⁾ Die erste Angabe über dieses Vorkommen verdanke ich Herrn Dr. HEINR. SCHLÜTER, der 1928 auch die ersten Proben von dort mitbrachte.

Ob das mitteltriadische Meer Kantabriens in direkter Verbindung mit dem Keltiberiens stand, ist ungewiß, da das Zwischenstück durch das Tertiär des Beckens von Burgos (Duerobecken) verdeckt ist. Den nördlichsten Muschelkalk Keltiberiens gibt SCHRIEL (1930) vom Südrande der Sierra de la Demanda an, wo es sich um geringmächtige Kalke und Letten handelt, während er

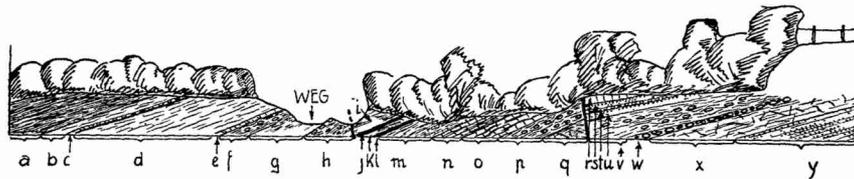


Abb. 2. Profil an der östlichen Seite der Straße Villaviciosa-Rozadas, unmittelbar nördlich von Grases.

- a) Keuper, hellrote Tone mit Gipsschnüren
- b) 0,30 m brekziöse, graugrüne Mergel
- c) 0,05 m hellgrauer Mergelkalk mit kleinen, eckigen Mergelbrocken
- d) 2,00 m schwarzgraue, gelbgrau verwitternde, z. T. feinsandige, brekziöse Letten, nach unten in gelbe, dolomitische Mergel übergehend
- e) 0,10 m festere Bank von grünlichem, dolomitischem, brekziösem Mergel
- f) 0,40 m rote Letten mit einzelnen Mergelkalkknollen
- g) 0,50—1,50 m schwarze bis graue, blättrige Letten
- h) 1,00 m Letten mit Mergelkalkknollen
- Störung
- i) 0,50 m graue, blättrige Letten
- j) 0,05 m Quarzlage
- k) 0,20 m graue, blättrige Letten
- l) 0,05 m Letten und Quarzlage
- m) 1,00 m gelbgraue, brekziöse, dolomitische Mergel
- n) 0,50 m sehr unregelmäßiger Wechsel von Kalken und Letten
- o) 0,70 m grobkolliger Mergelkalk mit unregelmäßigen Tonzwischenlagen
- p) 0,80 m schwarzgraue Letten mit kleinen Mergelkalkknollen
- q) graue feine Letten mit Quarzadern
- Störung
- r) 0,20 m hellgrauer Mergelkalk
- s) 0,20 m durch Erzlösungen (Mangan?) blauschwarz gefärbter, hellgrau bis braun verwitternder, feiner Sandstein mit unregelmäßigen Hohlräumen
- t) 0,10 m wie v
- u) 0,20 m wie s
- v) 1,00 m graue, blättrige Letten mit häufigen kleinen Linsen und Knollen von Mergelkalk
- w) 0,10—0,20 m Lage von hellgrauen Mergelkalkknollen
- x) 0,90 m graue, blättrige bis bröckelige Letten, ganz unregelmäßig von dünnen Quarzlagen durchzogen
- y) rote, feste, sandige Letten des höheren Buntsandsteins, im Verband mit den typischen, festen Sandsteinen der Unteren Trias.

(1502)

nach den Arbeiten von SCHRIEL am Nordrande der Sierra de la Demanda zu fehlen scheint. Diese Dinge wurden nicht überprüft. In den westlichen Montes Obarenes ist aber der Keuper das älteste zu Tage tretende Schichtglied⁷⁾. Die Verhältnisse am Nordrande der Sierra de la Demanda könnten auf eine schwache Bodenwelle hinweisen, die als ein östlich gerichteter Sporn von der Asturischen Masse ausging.

In Nordkantabrien fehlt der Muschelkalk im Bereich der untertriadischen Nordkantabrischen Schwelle. Das Muschelkalkmeer scheint also eine Bucht im Raume des in der Untertrias erkennbaren Kantabrischen Troges gebildet zu haben.

Das asturische Vorkommen bezeugt eine zweite Einbuchtung der Muschelkalkküste, die in demselben Raum lag, den schon der Buntsandsteintrog eingenommen hatte. Nach der Fazies der Sedimente, den Sandeinschaltungen und tonigen Niederschlägen und nach dem Fehlen von Fossilien dürfte es sich um eine ziemlich abgeschnürte, tote Meeresbucht gehandelt haben.

IV. Obere Trias.

1. Die obertriadischen Sedimente.

Die in Kantabrien und Asturien sehr verbreitete Obere Trias besteht aus bunten, vorwiegend hellroten Keupertonen.

a) Kantabrien.

Der kantabrische Keuper ist reich an Gips und Steinsalz. Der Gips ist in Form von Schnüren in fast allen Aufschlüssen zu sehen, das Steinsalz gibt sich in einer großen Anzahl von Solquellen zu erkennen, so bei Cabezón de la Sal, Treceño, Polanco (Prov. Santander), Salinas (Prov. Palencia), Poza de la Sal, und wird an mehreren dieser Stellen noch heute gewonnen. Kleine Quarzbiopyramiden⁸⁾ und kurzsäulige, pseudohexagonale Aragonitkristalle sind wie in den Pyrenäen und Keltiberien oft in großer Anzahl in die Tone eingebettet. Ein weiteres charakteristisches Merkmal sind die Ophite, die in Form von Stöcken auftreten. Bei

7) Die Sandsteine südlich von Oña, die SCHRIEL als Buntsandstein aufgefaßt hat, möchte ich zum Wealden stellen. Sie enthalten nämlich Einlagerungen verschiedenfarbiger Letten und vor allem grauer Mergel, die aus dem Buntsandstein bisher nicht bekannt, aber für den Wealden charakteristisch sind.

8) Gewöhnlich wird ihre c-Achse nicht länger als 3 mm. In der Sammlung des Prof. SAINZ, Reinosa konnte ich allerdings Stücke beobachten, die bis zu 3 cm hoch waren. Sie stammten von Fresno (Reinosa).

Cervatos, südlich von Reinosa, häufen sich diese Ophitstöcke und scheinen untereinander in Verbindung zu stehen. Das weite Ausstrahlen von Gängen ist besonders schön an der Westseite des großen Ophitberges von Cervatos zu beobachten.

Vollständige Keuperprofile sind nirgendwo aufgeschlossen. Ein Teilprofil ist nördlich von Reinosa in der Nähe des Dorfes Fresno zu sehen:

8. Mergelkalke und Mergel
7. graue mergelige Kalke, nach oben in 8. übergehend
6. 30 m kavernöse, dunkle, brekziöse Dolomite, dickbankig bis massig
5. 15 m dickbankige, dunkle Kalke
4. 10 m kavernöse Dolomite, nach oben in plattige Kalke übergehend
3. gelbe, graue Mergel mit eingeschalteten Carñiolasbänken
2. vorwiegend rote Mergel mit dolomitischen Bänken und zahlreichen dünnen verquarzten Lagen
1. reinere, bunte, vorwiegend rote Tone.

b) Asturien.

Die Bohrung von Caldones (s. PATAC, 1920) und eine Reihe kleiner Gipsbergwerke südlich von Gijón lassen folgende Untergliederung des asturischen Keupers erkennen:

Jura					
Trias	Keuper	oberer Gipskeuper	Flöz c Flöz b Flöz a	25—30 m	188—198 m
		mittlerer gipsfreier Keuper		86 m	
		unterer Gipskeuper		77 m	
	Muschelkalk				

Der 86 m mächtige mittlere, gipsfreie Keuper und der 77 m mächtige untere Gipskeuper sind bei Caldones durchbohrt worden. In den erwähnten Bergwerken sind 3 Gipsflöze vorhanden, von denen das zweite bis zu 3 m mächtig wird. Dieses wurde von ARANGO auf eine Entfernung von 14 km verfolgt. In Abb. 3 sind Profile dreier Bergwerke zusammengestellt, die die verhältnismäßig große Beständigkeit des mittleren Flözes und die Veränderungen besonders des oberen Flözes zeigen.

(1504)

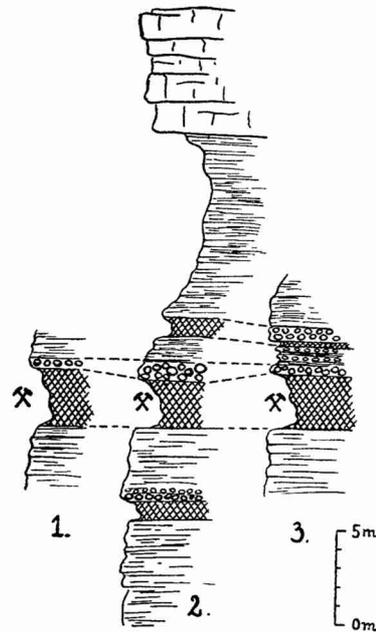


Abb. 3. Profile durch den Oberen Gipskeuper Asturiens.
 1 = Sotiello, südlicher Stollen; 2 = Sotiello, nördlicher Stollen;
 3 = Stollen südlich von Veriña.
 kariert: toniger gebankter Gips; Kreise: feste Lage aus reinen
 Gipsknollen („Tubón“); wagerecht gestrichelt: Letten.

2. Der Sedimentationsraum in der Oberen Trias.

(s. Taf. 4, Fig. 3.)

a) Der Kantabrische Trog

und die Frage der Nordkantabrischen Schwelle.

Die Mächtigkeit des Keupers läßt sich schwer mit Sicherheit angeben, da die plastischen Tone schon bei geringem tektonischem Druck wandern und heute in großen Gebieten fehlen können, in denen sie primär vorhanden waren (s. S. 76 f.). Bei Fresno und Cañedo, nördlich von Reinosa, sind sie minimal 100 m mächtig, bei Cillamayor und Ruedes jedoch nur noch 5 m. In dieser Mächtigkeitsabnahme gibt sich ähnlich wie in der Unteren Trias ein Hochgebiet im Südwesten, die Asturische Masse, und ein Sedimentationstrog im Gebiet von Reinosa, der Kantabrische Trog, zu erkennen. Eine klastische Randfazies wurde in den geringmächtigen Profilen nicht beobachtet, doch ist das Mächtigkeitsgefälle so stark,

daß man in der Gegend von Cervera de Rio Pisuerga die westliche Grenze des Sedimentationsraumes annehmen muß. Eine erhebliche Beckenerweiterung, wie sie in Keltiberien beobachtet wurde (RICHTER & TEICHMÜLLER 1933), hat zur Zeit der Obertrias in Kantabrien offenbar nicht stattgefunden. Die westliche Grenze verlief vermutlich nach Südosten quer durch das Duerobecken zum Ostende der Guadarrama, wo sie von E. SCHRÖDER (1930) festgelegt wurde.

Nördlich des eigentlichen Kantabrischen Trogs sind die Mächtigkeitsbestimmungen viel unsicherer, da der Keuper zwischen Reinosa und dem Las Caldas-Sattel meist tektonisch unterdrückt ist. Sein Fehlen auch auf dem ganzen Nordhang dieses Sattels ist wohl sekundärer Natur, da er schon in geringer Entfernung, bei Cabezón de la Sal und bei Polanco, wieder erhebliche Mächtigkeiten zeigt. Bei Polanco wurde der Keuper in einer 400 m tiefen Bohrung der Solvay-Werke noch nicht durchteuft. Bei Treceño wird seine Mächtigkeit in der Größenordnung 40—60 m liegen. Man darf also annehmen, daß der Keuper bei der Aufrichtung der Sierra nach Norden „abgeflossen“ ist und sich in den Sattelzonen in wechselnder Mächtigkeit angereichert hat.

Es fehlen also jegliche Anzeichen für die Existenz einer Nordkantabrischen Schwelle, wie sie in der Unteren Trias bestand.

b) Der Asturische Trog.

Nach Westen hin fehlt der Keuper heute, ebenso wie der Buntsandstein, bis zum Becken von Oviedo. Wie gezeigt, ist er im Gebiet südlich von Gijón 180—200 m mächtig und bei Caldones übertrifft er den Buntsandstein an Mächtigkeit um das eineinhalbfache. Auch bei Candás und südwestlich von Avilés ist er erheblich mächtiger als die Untertrias. Vermutlich griff er über die Grenze der Buntsandsteinverbreitung hinaus nach Westen und Südwesten auf das Paläozoikum über. Hier hätten wir also im Gegensatz zu Kantabrien Verhältnisse, die an diejenigen Keltiberiens erinnern.

c) Die Ophite.

Die räumliche Verbreitung der Ophite unterstützt das bisher gewonnene Bild von der Gliederung des Sedimentationsraumes; denn die große Masse der Ophitstöcke und -ergüsse ist an den Kantabrischen Trog gebunden (vgl. Taf. 4, Fig. 3). Im Norden der Provinz Santander liegen ein großer Deckenerguß nördlich von Villacariedo und eine große Anzahl kleiner Ophitstöcke (bei Herrera, südlich von Cabezón; nördlich von Puente Viesgo; zwischen (1506)

Herras und Solares; bei San Vitores, südwestlich von Solares) im Raum der untertriadischen Nordkantabrischen Schwelle. Weiter westwärts, im Bereich der Mesetamasse, fehlen die Ophite. Ebenso tritt im Becken von Oviedo kein Ophit mehr auf. Trotz der großen Keupermächtigkeit bleibt also der Asturische Trog jetzt hinsichtlich des Vorkommens der Ophite hinter dem Kantabrischen zurück.

V. Rät.

Rät wurde bisher in Nordwestspanien durch Fossilien nicht nachgewiesen. In Keltiberien stellt man aus verschiedenen Gründen die Carñiolas zum Teil noch zum Rät, ohne auch dort paläontologische Belege dafür zu besitzen.

In der Umgebung von Reinosa liegen an der Basis des Jura bis zu 40 m mächtige Dolomite (s. S. 14), die in ihrem untersten Teil noch rätisches Alter besitzen mögen. Dagegen ist ihre obere Abteilung sicher bereits Unterlias, wahrscheinlich schon Hettangien (s. S. 20). Die Tatsache, daß die marinen Bedingungen in den benachbarten Pyrenäen schon im Rät beginnen, berechtigt einstweilen zu der Annahme, daß auch im Gebiet von Reinosa der marine Einschlag über dem Keuper den Beginn des Räts bedeutet.

Südlich der Wasserscheide und im Norden der Provinz Santander beginnt der Jura mit fossilereen Kalken, über denen Mergelkalke des Mittleren Lias folgen. Es fehlen Gesteine von der Art der Carñiolas, sodaß das Vorhandensein mariner rätischer Sedimente sehr unwahrscheinlich ist. Auch in Asturien fehlen Dolomite, die den Carñiolas von Reinosa vergleichbar wären, vielmehr folgen über dem Keuper hier Mergelkalke, die vermutlich Sinémurien, höchstens Hettangien darstellen.

Der Kantabrische Trog hat also am Ende der Trias den ersten marinen Vorstoß aufgenommen. Freilich werden schon im Unteren Lias auch die übrigen Gebiete ziemlich gleichmäßig überflutet.

VI. Jura.

MAESTRE (1864) kannte aus Kantabrien nur Lias. PUIG und SANCHEZ (1888) und MENGAUD (1920) wiesen Dogger an vereinzelt Stellen Nordkantabriens nach. Der südkantabrische Jura wurde von LARRAZET (1896) bearbeitet, der asturische von SCHULZ (1858), MENGAUD (1920) und DUBAR (1925 u. 1926).

1. Die jurassischen Sedimente.

a) Südwestkantabrien.

Südlich der kantabrischen Wasserscheide beginnt im Gebiet zwischen Mataporquera, Cervera und Becerril der Jura mit festen,

fossilleeren Kalken, deren Alter ungewiß ist. Darüber liegen weiche Mergel, die westlich von Aguilár de Campoó folgendes Profil zeigen:

- | | | |
|----------|---|--|
| Toarcien | } | g) feste, graue, gebankte Kalke, fossilleer |
| | | f) harte Mergelkalke mit Papierschiefer wechselnd, fossilleer. Darunter Mergel mit Fossilniveau 3 (Lias ε — ξ_1): <i>Coeloceras crassum</i> ? PHILL., <i>Harpoceras (fluitans)</i> , <i>Dumortieria striatucostata</i> QUENST., <i>Rhynchonella</i> (? <i>forbesi</i> DAVIDSON), <i>Gervillia</i> cf. <i>oblonga</i> , <i>Terebratula lycetti</i> DAVIDSON, <i>Arca egaea</i> D'ORB. |
| | | e) Wechsel von festeren, hellgrauen Mergelkalken mit weichen Mergeln. Fauna in den Kalkbänken kalkig, in den Mergeln eisenoxydisch
Fossilniveau 2 (Lias ε): <i>Coeloceras subarmatum</i> YOUNG und BIRD, <i>C. crassum</i> PHILL., <i>C. acanthopsis</i> D'ORB., <i>Lioceras subplanatum</i> OPP., <i>Grammoceras</i> sp., <i>Hildoceras levisoni</i> SIMPS., <i>Rhynchonella tetraedra</i> SOW., <i>Terebratula</i> (? <i>spheroidalis</i> SOW.), <i>Belemnites</i> sp. |
| | | d) blaue, weiche, fast fossilleere Mergel |
| | | c) etwas dolomitische, gelbliche Mergel mit großen Pecten an der oberen Grenze. Zu unterst
Fossilniveau 1 (Lias ε): <i>Hildoceras levisoni</i> SIMPS., <i>H. cf. levisoni</i> SIMPS. |
| | | b) feste, graue, gebankte Kalke |
| | | a) Keupertone. |

Im Hangenden dieser Mergel folgen massige, fossilleere Kalke, die offenbar den Dogger und vielleicht auch einen Teil des Malms vertreten. In ihnen ließen sich nur bei Becerril Fossilien nachweisen. Folgendes Profil wurde dort aufgenommen:

- | | | |
|-----------------------|---|--|
| Bathonien + Callovien | } | 13. 5 m helle, feste, ziemlich dichte, gebankte Kalke, z. T. brekziös aus verschiedenen Gesteinsarten zusammengesetzt. Unten mit Zwischenlagen weicherer Mergel |
| | | 12. 20 m rote Tone und Sandsteine mit Kalkkonglomeratbänken |
| | | 11. 7 m sehr feste, gebankte, teils oolithische, teils reine, dichte Kalke |
| | | 10. 5 m knollige Mergelkalke mit Einlagen von roten Tonen |
| | | 9. 16—17 m ähnlich 11., doch weniger oolithisch |
| | | 8. 20 m hellgraue bis hellbläuliche, dünne Mergelkalkbänke mit Zwischenlagen von weichen Mergeln, fossilleer |
| | | 7. 6 m hellgraue, etwas knollige Mergelkalke |
| | | 6. 9 m petrographisch ähnlich 8., hier <i>Parkinsonia</i> (? <i>planulata</i>), <i>Perisphinctes martinsi</i> D'ORB., <i>P. sp.</i> , <i>Oppelia</i> sp., <i>Rhynchonella</i> sp. |
| | | 5. 11 m etwas knollige Mergelkalke |
| | | 4. 40—50 m petrographisch ähnlich 8., mit <i>Pholadomya</i> sp., <i>Rhynchonella</i> sp. |
| Bajocien | } | 3. 55 m oben braune bis gelbe, dünngebankte, sehr harte, spätige, dolomitische Kalke (zuckerkörnig), unten mehr hellgraue, grobgebankte, dichte Kalke |
| | | 2. 200 m feste, gebankte Kalke, fossilleer |
| | | 1. Keupertone. |
| Lias | } | |
| | | |

Das Profil von Becerril zeigt den für Südwestkantabrien bezeichnenden Übergang des Jura zum Wealden. Er vollzieht sich so, daß die Jurakalke etwas oolithische Struktur annehmen (9 und 11), zwischen den Kalkbänken sich dünne, rote Tonlagen einstellen

(10) und dann als ein recht konstantes Schichtglied eine Serie von roten Tonen und Sandsteinen oder feinen Quarzkonglomeraten mit einigen Bänken teils oolithischer Kalkkonglomerate folgt. Die Kalkoolithe können einen Durchmesser von 5 cm annehmen. Darüber legt sich noch einmal eine Kalkbank, und erst dann folgt die eindeutige Wealdenserie. Im Gebiete südwestlich von Salinas (Prov. Palencia) werden diese Sand- und Konglomeratschüttungen im obersten Teil des Jura sehr mächtig. Man beobachtet einen häufigeren Wechsel von Sandsteinen, Kiesen, Konglomeraten einerseits und typisch jurassischen Kalken andererseits. Doch läßt sich, da Fossilien fehlen, nicht sagen, ob hier auch tiefere Horizonte des Jura bereits durch Konglomerate und Sandsteine vertreten werden.

b) Südostkantabrien.

Westlich von Bribiesca stehen ungefähr 60 m mächtige kompakte jurassische Kalke an, in denen sich keine Fossilien fanden. Bei Poza de la Sal und in den Sätteln von Calderechas und Barcina de los Montes wies LARRAZET über basalen fossilleeren Kalken sämtliche Zonen des Lias, Dogger und Unteren Malm durch reiche Faunen nach. Die jüngsten Zonen scheinen diejenigen mit *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. und *Reineckia anceps* REIN. (Callovien) zu sein.

c) Nordkantabrien.

Nördlich der kantabrischen Wasserscheide ist der Jura sehr weit verbreitet, doch zeigt er in seiner Ausbildung erhebliche Unterschiede gegenüber Südkantabrien. In der Umgebung von Reinosa liegen an seiner Basis die bereits erwähnten 40 m mächtigen Carñiolas, die durch feste, plattige Kalke meist in zwei Dolomitpartien geteilt werden. Der untere Teil gehört wohl dem Rät an (s. S. 17). Bei Matamorosa, 3 km südlich von Reinosa, sind den Dolomiten außer den schwarzen Kalken noch Ophite, Ophitmandelsteine und Tuffe eingeschaltet. Das gut aufgeschlossene Profil ist in Abb. 4 (S. 20) wiedergegeben.

Die Ophite lassen sich als Einlagerung innerhalb der Carñiolas auf eine Entfernung von etwa 100 m verfolgen. Die Tuffe reichen einige 100 m weiter und keilen dann ebenfalls aus. Die Tatsache, daß die Eruptivgesteine der Keuper- und die der Carñiolaszeit räumlich hart nebeneinander liegen und sich petrographisch gleich sind, deuten auf genetische Zusammengehörigkeit in dem Sinne hin, daß die Carñiolas-Ophite nur das letzte Ausklingen der viel größeren Eruptionstätigkeit der Keuperzeit bedeuten. Sonst sind

Eruptiva in Carniolasgesteinen bisher nur aus den Pyrenäen bekannt geworden (s. DUBAR 1925, S. 44 ff., S. 214—216, Fig. 31), und dort wurden sie dem Unteren Hettangien zugewiesen. Auch die kantabrischen Ophite mögen dieses Alter haben, d. h. es wären

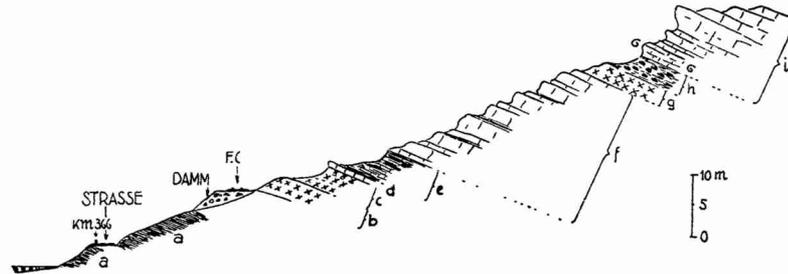


Abb. 4. Profil durch die Ophit-Carniolas-Serie bei Matamorosa.

- a. Keuper
- b. 3 m Ophit
- c. 3,50—4,00 m Ophitmandelstein
- d. 0,50 m grauer bis gelblicher, dichter, dolomitischer Kalk
- e. 5,00—5,50 m weiche, hellgraue, dolomitische Mergel
- f. 23—25 m zellige Carniolas-Dolomite
- g. 3—4 m Ophitmandelstein;
- h. 4—5 m rote Tuffe
- i. plattige schwarze Kalke und graue Dolomite.

der obere Teil der Carniolasdolomite und die festen Kalke, die aus den Dolomiten allmählich hervorgehen, Oberes Hettangien und vielleicht auch Sinémurien. Aber diese ganze Schichtfolge ist fossilieer. Fossilien des Unteren Lias wurden überhaupt bisher in Nordkantabrien nicht sicher nachgewiesen. Denn MAESTRE'S Bestimmung von *Schloth. angulata* (Lias α 3) bei Pozazál und Puente Nansa muß man anzweifeln, da die von ihm angeführte Begleitfauna sowie die eigenen Aufsammlungen mehr für Mittellias sprechen.

Mittlerer Lias ist in ganz Nordkantabrien in einer fossilreichen Mergelkalkfazies vertreten. Die Fauna besteht im unteren Teil überwiegend aus Brachiopoden, während Ammoniten sehr zurücktreten. Diese „Brachiopodenfazies“, wie MENGAUD sie in Anlehnung an CHOFFAT nannte, wurde von MENGAUD bei Santander gefunden, ließ sich dann aber in ganz Nordkantabrien (Boó, Orejo, Santiurde de Reinos, Villapaderne etc.) nachweisen. Bezeichnend für diese Fazies des Mittleren Lias sind *Rhynchonella bidens* PHILL., *Zeilleria punctata* var. *radstockiensis* DAV., *Z. numismalis* LAM., *Z. indentata* Sow., *Z. trilineata* YOUNG u. BIRD etc.

(1510)

Oberer Lias ist wie fast immer in Keltiberien recht ammonitenreich. MAESTRE führte von Ontaneda—Alceda an: *Am. guibalianus* D'ORB., *Am. jurensis* ZIETFN. MENGAUD sammelte bei Villacariedo: *Hildoceras bifrons* BRUG., *Grammoceras radians* REIN., *Harpoceras costula* REIN., bei Limpias *Coeloceras crassum* D'ORB., bei Gibaja *Hildoceras bifrons* BRUG.

Der Dogger ist im Gegensatz zu Südkantabrien mergelig ausgebildet und ziemlich reich an Ammoniten. Nördlich von Reinosa war Bathonien mit *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. nachzuweisen. Von Puente Nansa nennt MENGAUD *Parkinsonia inflata* QUENST., *P. compressa* QUENST., *Stepheoceras extinctum* QUENST., von Corbera *Parkinsonia parkinsoni* SOW., *P. compressa* QUENST., *P. schloenbachi* SCHLIPPE, *Patoceras annulatum* SOW., *Perisphinctes martinsi* D'ORB., *Cadomites linguiferus* D'ORB., von Abiondo (Villacariedo) *Parkinsonia parkinsoni* SOW., *Perisphinctes procerus* NEUM. Bei Ramales fand ich im Flußbett westlich des Ortes *Macrocephalites* sp., *Peltoceras* sp., *Ochetoceras* sp. etc. In ganz Nordkantabrien sind also der Untere und Mittlere Dogger und zwar stets in gleicher Kalkmergelfazies bekannt, sodaß man für deren Ablagerungszeit eine im wesentlichen lückenlose Sedimentation in diesem ganzen Gebiet annehmen darf.

Das Callovien wurde bisher nur an einer Stelle, bei Villacariedo, von MENGAUD durch *Sphaeroceras bullatum* D'ORB. belegt. Im Gebiet zwischen Reinosa und dem Las Caldas-Sattel geht aus dem Mittleren Dogger nach oben durch Zurücktreten der Kalkbänke ein blaugrauer Kalkmergel und schließlich ein rötlicher und grünlicher, bröckeliger Mergel⁹⁾ hervor, der schon auf die kommende Verlandung hindeutet. Durch Einschaltung dünner Sandbänke geht diese Schichtfolge in den eigentlichen Wealden über. Es ist also eine Übergangsserie vorhanden, und eine größere Unterbrechung der Sedimentation scheint nicht stattgefunden zu haben. Da Leitfossilien in den Kalkmergeln und bunten Mergeln fehlen, ist fraglich, welche Horizonte in ihnen vertreten sind, und der Beginn der „Wealden“-Sedimentation läßt sich hier nicht genau festlegen. Im Küstenbereich der Provinz Santander, bei Boó, Liérganes, Santander, Cabezón de la Sal etc., ist der Dogger durchweg durch die nachkimmerische Erosion abgetragen worden und das gleiche gilt für den Malm, falls auch dieser hier abgelagert wurde. Meist fehlt jetzt auch der Lias ganz oder teilweise.

9) In diesen bunten Mergeln fand sich nordnordwestlich von der Station Montabliz in etwa 840 m Höhe, in einem Hohlweg, ein etwa 50 cm langer Unterkiefer und einige Wirbel eines Reptils. Die Reste sind für die Altersstellung der Schichten aber nicht von Belang.

d) Asturien.

In ganz Ostasturien ist heute der Jura erodiert; er tritt erst wieder im Gebiet zwischen Ribadesella, Gijón und Oviedo auf.

Dolomite von Art der Carñiolas fehlen. Der Jura beginnt mit fossilleeren Kalken, die wohl zum Sinémurien gehören. Auch das Lotharingien ist noch in der Form fester Kalke ausgebildet, die am Kap S. Lorenzo eine Reihe Ammoniten geliefert haben.

Der Mittlere und Obere Lias ist nur lokal bei Ribadesella noch in einer der kantabrischen ähnlichen Kalkmergelfazies vertreten. Eine Übersicht über die von DUBAR (1925) nachgewiesenen Stufen gibt die folgende Tabelle:

	Stufen	Cabo de S. Lorenzo	Ribadesella
Toarcien	<i>bifrons</i> (ε)	Lücke	<i>Hild. bifrons</i> ? BRUG. <i>Dact. commune</i> SOW. <i>Coel. fibulatum</i> SOW.
Domérien	<i>spinatus</i> (δ)	Lücke	<i>Amalth. spinatus</i> BR.
	<i>margaritatus</i> (δ)		<i>Amalth. margaritatus</i> M. <i>Gramm. algovianum</i> OPP.
Pliensbachien	<i>davoei</i> (γ)		<i>Microc. capricornu</i> SCH.
	<i>jamesoni</i> (γ)		<i>Polymorphites</i> ?
Lotharingien	Ober-Lothar.	<i>Echioc. nodotium</i> D'ORB. var. <i>raricost.</i>	<i>Echioceras</i> <i>Arietites cf. bonnardi</i> D'ORB.
	Mittel-Loth.	<i>Oxynot. oxynotum</i> QU. <i>Aegoc. biferum</i> QU.	
	Unter-Loth.	<i>Asteroc. stellare</i> SOW.	
Sinémurien		fossilleere Kalke	fossilleere Kalke

Höchster Lias (Aalénien), Dogger und Untermalm sind in nachkimmerischer Zeit erodiert worden. Erst Obermalm konnte von DUBAR bei Ribadesella nachgewiesen werden. Er fand dort in einer Sandstein-Letten-Serie *Aspidoceras longispinum* SOW., *Trigonia ovidensis* LYCETT, *Tr. variegata* CREDNER, *Tr. infracostata* LYCETT, *Tr. bronni* AG., *Astarte elegans* ZIET. und stellte danach die Schichten zum Kimmeridge (s. S. 25). Trigonien fanden sich ebenfalls bei Tazones und Villaverde.

(1512)

2. Paläogeographie der Jurazeit.

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

Wie wir sahen, drang das Meer am Ende der Trias zunächst in den Kantabrischen Trog ein. Aber schon im Unterlias wurden ganz Kantabrien und Nordwestasturien vom Meere überflutet, und nach dem Fehlen jeglicher Sandschüttungen im Lias und Dogger muß man annehmen, daß die damalige Küste weit entfernt lag, und daß noch wesentliche Teile der Asturischen Masse vom Meere bedeckt waren. Immerhin lassen Mächtigkeit und Fazies auch im Jura einige paläogeographische Elemente wiedererkennen, die schon in der Trias in Erscheinung getreten waren.

Im Gebiet zwischen Reinosa und dem Las Caldas-Sattel beträgt die Mächtigkeit des gesamten Jura (Rät—Bath) etwa 400 m, bei Poza de la Sal (Unterlias—Bath) nur 80 m. In den südöstlichen Profilen sind vor allem die höheren Jurahorizonte sehr geringmächtig.

Auch die Fazies ändert sich, wenn auch in geringem Maße. So ist der Untere Dogger in Südwestkantabrien vorwiegend durch feste Kalke, nördlich von Reinosa dagegen durch weiche, dunkle Mergel mit Mergelkalkbänken vertreten. Die Konglomerate, Sandsteine und Kalkoolithe im oberen Teil des Jura (Oberer Dogger—Unterer Malm?) sind auf Südwestkantabrien beschränkt.

Der Untere Mittellias scheint in der „Brachiopodenfazies“ nur in Nordkantabrien aufzutreten, dagegen in den südlichen Gebieten durch fossilleere Kalke vertreten zu sein.

So erkennt man unschwer an der Mächtigkeit und der mehr mergeligen Fazies in der Gegend von Reinosa den schon seit der Trias vorhandenen Kantabrischen Trog im Jura wieder. Demgegenüber macht sich in Südwestkantabrien ein Hochgebiet, die Asturische Masse, bemerkbar. Angedeutet ist eine Schwelle auch in Südostkantabrien. In Asturien ist lediglich der Übergang der basalen, gelben, etwas dolomitischen, gebankten Kalke in schwarze, reine, dünnplattige Kalke von Westen nach Osten bemerkenswert. Größere Mächtigkeitsschwankungen oder gar Sandsteineinschaltungen wurden nicht beobachtet.

Alles in allem sind aber die Unterschiede in Mächtigkeit und Fazies der jurassischen Sedimente gering, sodaß man auf eine epirogen sehr ruhige Zeit schließen muß.

VII. Wealden.

1. Die Wealdensedimente.

GONZALES LINARES (1878, 1881 und 1889) fand als erster in Kantabrien Süßwasserfossilien, die mit den Wealdenfaunen aus England und Hannover große Ähnlichkeit haben, und erst damit war den ersten Bearbeitern die Möglichkeit gegeben, Trias und Wealden zu trennen. Später befaßten sich CALDERON (1885), PUIG und SANCHEZ (1888), MENGAUD (1913 und 1920) mit dem kantabrischen Wealden. Die entsprechenden Sedimente Asturiens wurden schon von SCHULZ (1858), BARROIS (1880) und DUBAR (1925 und 1926) beschrieben, aber nicht als Wealden angesprochen.

a) Kantabrien.

Im allgemeinen handelt es sich um eine petrographisch sehr wechselvolle Serie, nämlich um grobe oder feine Konglomerate der verschiedensten Zusammensetzung, bunte Kiese, feste oder lockere, gelbe, braune oder rötliche Sandsteine, fleischfarbene Kalksandsteine, die zu einem lockeren Grus verwittern, sandige Mergel und Tonschiefer, sowie reine Tone und dunkle Kalkmergel, dieses alles in bunter Wechselfolge. Dazwischen finden sich an einigen Stellen Lignitbänkchen, die bei Las Rozas (östlich von Reinosa) sogar abgebant werden, gelegentlich auch dünne Yetlagen („azabache“) und Pyritkonkretionen. Die Zusammensetzung ändert sich schon auf geringer Entfernung sehr stark, sodaß eine Untergliederung des mächtigen Wealden auf große Schwierigkeiten stößt. In Südkantabrien ergibt sich eine Dreigliederung dadurch, daß der mittlere Teil der hier im allgemeinen sandigen Serie überwiegend konglomeratisch ist. Die bis faustgroßen Quarzitzerölle sind besonders zwischen Alár S. Quirce und Aguilár de Campó zu beobachten. Bei Bárcena del Ebro und Polientes sind sie noch eigroß und verteilen sich auf mehrere Niveaus. Aber besonders hier im Ebrothal ist zu beobachten, daß unter den Konglomeraten noch eine mächtige Sandstein-Letten-Serie liegt, die wohl noch jurassisch ist. Nach Norden verschwinden diese Konglomerate, sodaß dort eine Dreigliederung wie in Südkantabrien nicht mehr möglich ist. Im Tal des Rio Pas fallen sehr feste, dickbankige Sandsteine auf.

Fossilien treten nur örtlich auf, dann aber meist in großem Individuenreichtum. Bisher wurden beschrieben (MENGAUD 1920) *Unio valdensis* MANTELL 1846, *Corbula striatula* Sow. 1827, *Paludina* cf. *fluviorum* Sow. 1813, *Glauconia* (*Melania*) *strombiformis* SCHLOTH. 1820, *Gl.* cf. *renevieri* CoQU. 1866.

Diese Fauna vermag nichts darüber auszusagen, ob eine Schichtlücke zwischen Jura und Wealden vorhanden, bzw. wie groß diese ist. Wie bei der Besprechung des Jura schon näher ausgeführt, besteht im Gebiet zwischen Reinosa und dem Las Caldas-Sattel (1514)

ein allmählicher Übergang zwischen den beiden Schichtfolgen. Es ist also möglich, daß hier die Wealdenfazies bereits im Oberen Weißjura beginnt.

Auch in Südkantabrien war keine scharfe Grenze zwischen Jura und Wealden zu ziehen. Die Sande und Quarzkonglomerate, die dort mit jurassischen Kalken (? Unterer Dogger) wechsellagern, haben schon ganz das Aussehen des Wealden. Die groben Quarzkonglomerate des eigentlichen Wealden liegen jedoch höher.

In Nordkantabrien ist die Grenze erheblich schärfer, da der Wealden hier meist auf ältere Schichten übergreift.

Die obere Grenze des Wealden ist überall in Kantabrien durch das erste Auftreten der Orbitolinen gegeben. Aber da diese innerhalb der höheren Sandsteinbänke zunächst ganz sporadisch vorkommen, ist auch diese Grenze nicht scharf. Den völligen faziellen Umschwung bringt erst das in den einzelnen Gebieten zu verschiedenen Zeiten eindringende Aptmeer.

Die Wealdenfazies beginnt also in Kantabrien ohne scharfe Grenze vermutlich im Oberen Malm und reicht mindestens bis zur Grenze Barrême—Apt; in einzelnen Gebieten umfaßt sie auch noch das Untere Bedoul.

b) Asturien.

Im Becken von Oviedo wird der Lias von einer wechselvollen Serie von Quarzkonglomeraten, Sandsteinen, Letten und Tonen überlagert, die SCHULZ (1858) als Lias und DUBAR (1925) auf Grund mariner Fossilien bei Ribadesella (s. S. 22) als Kimmeridge auffaßten.

Marine Fossilien kommen nur im Küstenbereich, im Nordosten des Beckens von Oviedo (von Villaverde bis nach Ribadesella), vor, während sie weiter südlich fehlen. Dagegen fand sich östlich der „carretera carbonera“ südlich von Llantones im mittleren Teile der Schichtfolge eine kleine, der kantabrischen ähnliche Brackwasserfauna. Wir haben es also mit einer überwiegend klastischen Serie zu tun, die, mag sie auch in der Hauptsache festländisch sein, doch im mittleren Teil ihres Verbreitungsgebietes brakische und im äußersten Nordosten sogar marine Einschaltungen enthält.

Infolge der Verzahnung mit marinen Sedimenten läßt sich einiges über das Alter des „Wealden“ sagen. Die Fundstelle des schon erwähnten *Aspidoceras longispinum* Sow. liegt nämlich bei Ribadesella nur etwa 50 m über der Basis der mächtigen klastischen Serie, die hiernach also mit dem Ober-Kimmeridge beginnen

dürfte. Es wird dabei vorausgesetzt, daß die DUBAR'sche Bestimmung der Formen, die mir nicht vorgelegen haben und die auch nicht abgebildet sind, zutrifft und daß *Asp. longispinum* wirklich eine Leitform für Ober-Kimmeridge ist und nicht auch noch im Portland auftritt. Doch hält Prof. SALFELD nach freundlicher Mitteilung letzteres durchaus für möglich.

Die obere Grenze des asturischen Wealden wird, wie in Kantabrien, durch das Vordringen des Aptmeeres angegeben. Das Alter dieser Ingression ist in den einzelnen Gebieten verschieden. Bei Antromero (Luanco) hört die Wealdensedimentation vielleicht schon im Barrême (s. S. 34 f.), weiter südlich, bei Pola de Siero, erst im Mittleren Apt auf.

2. Paläogeographie im Wealden.

Wie wir sahen, war die Reliefenergie im Jura sehr gering. Klastische Sedimente traten sehr stark zurück. Durch tektonische Bewegungen im Oberjura tritt ein scharfer Umschwung in der Sedimentationsgeschichte ein.

a) Jungkimmerische Bewegungen.

(vgl. Taf. 4, Fig. 5).

α) Aufwölbungen epirogener Art.

Vorwealdische weitspannige Aufwölbungen geben sich in dem Übergreifen der Wealdenkonglomerate über verschiedene ältere Sedimente zu erkennen. Das Unterlager des Wealden ist in Fig. 5 auf Tafel 4 veranschaulicht. Man sieht, daß in einer Zone, die in einem Bogen von Avilés über Oviedo ostwärts auf Llanes zu verläuft, Wealden direkt auf Paläozoikum liegt, wie z. B. bei Nava, südlich von Pola de Siero, bei Sama, südlich von Tiñana u. s. w. zu beobachten ist¹⁰⁾. Bei den kleinen, im Paläozoikum eingeklemmten Unterkreide-Vorkommen von Llanes und vom Cabo Prieto ist nicht sicher zu entscheiden, ob das Paläozoikum hier das primäre Liegende gebildet hat. Nordwestlich von Sama stellt sich in einer nordwestlich streichenden Muldenzone der Buntsandstein unter dem Wealdenkonglomerat ein, während es im nördlichen Teil des Beckens von Oviedo, so auch am Kap S. Lorenzo (östlich von Gijón), auf verschiedenen Stufen des Unterlias liegt und bei Riba-

10) Die Verhältnisse im Südwesten von Oviedo und das Kreidevorkommen in der Peña Mayor werden weiter unten besprochen. S. Kap. Cenomantransgression, S. 51.

desella schließlich auf Mittlerem Lias, d. h. dem jüngsten Sediment, das in Asturien unter dem Wealden erhalten geblieben ist.

In Kantabrien setzt sich die Zone, in der Wealden unmittelbar dem Paläozoikum auflagert, bogenförmig aus der Gegend von Llanes über Panes nach Cervera de Rio Pisuerga fort, wie bei Panes und Merodio und besonders schön an der Straße von Cervera nach Valle zu sehen ist. An letzterer Stelle liegt Wealden mit einer Diskordanz von 40—50° über produktivem Oberkarbon. Der weitere Verlauf der Zone entzieht sich der Verfolgung¹¹⁾. Nach Osten stellen sich allmählich jüngere Sedimente unter dem Wealden ein. So liegt er bei Reinosa, südlich von Quintanilla und westlich von Soncillo dem Keuper, im übrigen Mittel- und Südkantabrien dem Callovien auf.

Man erkennt also wieder die alte Asturische Masse, die am Ausgang der Jurazeit eine erneute Heraushebung gefunden hat.

β) Orogene Bewegungen.

Aber auch Störungen entstanden im höheren Jura. So ist nach dem Verteilungsbild der Schichten im Liegenden des Wealden zu erkennen, daß in Nordkantabrien schon vorkretazisch einige Sättel aufgewölbt wurden. Das gilt z. B. für den Las Caldas-Sattel, dessen Südstörung bereits vorkretazisch angelegt sein muß. Denn während auf der Nordseite des Sattels die ganze Schichtfolge im Hangenden des Buntsandstein unter dem Wealden fehlt, ist auf seiner Südseite sogar noch Callovien erhalten. Dagegen bestehen für die Annahme größerer Störungen in den übrigen Sätteln, den von Cabezón, Polanco, Peñagos, Santander und Boó, keine Unterlagen.

Auch in Asturien wechseln häufig die den Wealden unterlagernden Sedimente auf engem Raume. So liegt er südlich des Sattels von Muño—Peñas Careses (s. Abb. 20) auf Paläozoikum und nördlich desselben auf Lias, d. h. an letzterer Stelle sind mindestens 400 m Sedimente erhalten geblieben, die wenige hundert Meter weiter südlich bei Ablagerung des Wealden schon beseitigt waren. Die Störung am Nordrande des Sattels muß also zur Hauptsache jungkimmerisch sein.

11) Bezüglich der Kreide am Südrand des Asturischen Gebirges s. Kap. Cenomantransgression S. 51.

b) Der Sedimentationsraum der Wealdenzeit.

(vgl. Taf. 4, Fig. 6).

α) Der Rand des Sedimentationsraumes.

Im Südwesten des Beckens von Oviedo hat der Wealden nur eine Mächtigkeit von 100—200 m, und dabei bestehen seine unteren 50 m aus den erwähnten groben Quarzkonglomeraten („*pedra fabuda*“¹²⁾). Nach Nordosten nimmt die Mächtigkeit dieser Konglomerate ab. Sie beträgt nämlich im mittleren Becken von Oviedo, bei S. Pedro und Villabona, sowie am Kap S. Lorenzo etwa 20—30 m, bei Tazones ungefähr 5 m und bei Ribadesella nur noch 0,5 m. Gleichzeitig verringert sich die Größe der Gerölle des Basalkonglomerates von maximal 15 cm im Südwesten des Beckens auf maximal 3—4 cm bei Ribadesella (s. Abb. 5).

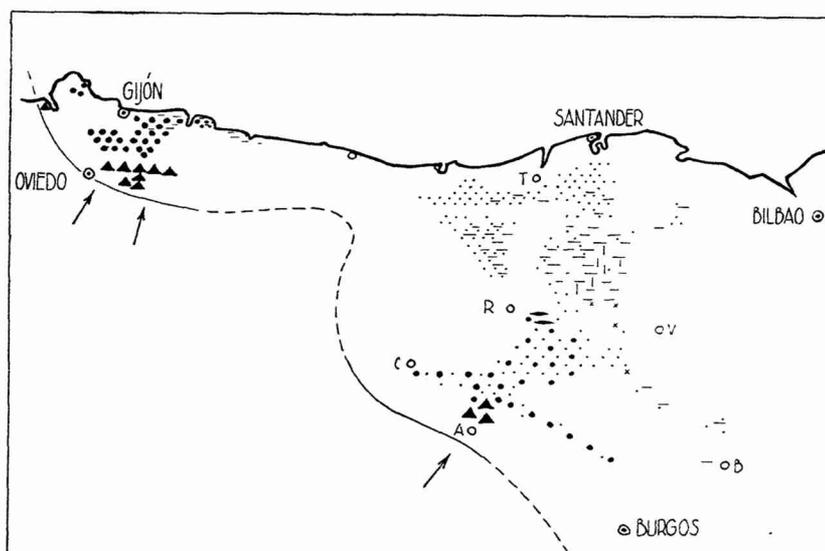


Abb. 5. Die Fazies des Wealden in Kantabrien und Asturien.
 Dreiecke: kopfgroße Gerölle; große Punkte: eigroße Gerölle; feine Punkte: Sandsteine; horizontale Striche: tonige Fazies; vertikale Striche: kalkige Fazies; dicke horizontale Striche: Kohlen; Kreuze: Asphalt sandstein.
 Abkürzungen der Ortsnamen wie in Tafel 4.

Man erkennt also deutlich eine Sedimentzuführung von Südwesten her, und es muß — nach der Größe der Gerölle und der Mächtigkeit ihrer Aufschüttung zu urteilen — der Rand dieses

12) Übersetzt: „Erbsenstein“.

schuttliefernden Hochgebietes, der Asturischen Masse, ungefähr mit dem heutigen Beckensüdrand zusammenfallen.

Weiter östlich ist in Ostasturien und Nordwestkantabrien keine derartige deutliche Randbildung erhalten. Aber die geringe Mächtigkeit des gesamten Wealden von etwa 150 m bei Panes und das Auflager auf Paläozoikum an dieser Stelle zeigen, daß dieses Gebiet damals wenig gesunken ist.

Auch bei Cervera de Rio Pisuerga in Südwestkantabrien ist der Wealden nur 200 m mächtig, und an dieser Stelle und zwischen Alár S. Quirce und Aguilár de Campoó treten wieder grobe Quarzkonglomerate auf, die den westasturischen ähnlich sind (s. Abb. 5). Sie weisen zusammen mit dem Übergreifen des Wealden auf Paläozoikum bei Cervera auf die Nähe der alten Masse hin.

Als Grenze zwischen der schuttliefernden Asturischen Masse und den Wealdentrögen im Norden und Osten ergibt sich etwa die bogenförmige Linie Avilés—Oviedo—Sama—Nava—Panes—Cervera (s. Taf. 4, Fig. 6). Sie wird unter dem Tertiär des Duerobeckens her in südöstlicher Richtung nach Tejada (südlich von Burgos, westlich von Salas) zu verlängern sein, wo RICHTER & TEICHMÜLLER (1933) ebenfalls grobe Konglomerate als Randfazies des Wealden feststellten.

β) Der Asturische Trog.

In der Asturischen Mulde nimmt die Mächtigkeit des Wealden von Süden nach Norden allmählich zu. Sie mag in Westasturien maximal 4—500 m erreichen, doch hat das Trogzentrum sicherlich erst nördlich der heutigen Küste gelegen.

γ) Der Kantabrische Trog.

In Südwestkantabrien steigt die Mächtigkeit des Wealden nach Nordosten zunächst nur ganz allmählich an. Westlich und östlich von Aguilár de Campoó beträgt sie etwa 400 m, südöstlich von Reinosa 5—600 m und erst im Gebiet nördlich von Soncillo 1000 m. Ob der Wealden weiter ostwärts noch mächtiger wird, ist nicht zu sagen, da jüngere Sedimente ihn dort verdecken. Dabei ändert sich die Fazies derart, daß bis eigroße Quarzitgerölle in großer Mächtigkeit bis in die Gegend von Reinosa und Bárcena del Ebro reichen und erst weiter nordöstlich die konglomeratfreien Sandsteine und Letten auftreten. In diesem nordöstlichen Teil finden sich untergeordnet auch einige Kalkbänke (s. Abb. 5).

Der Kantabrische Trog hat also im Wealden seine größte Tiefe gegenüber der Triaszeit ostwärts verlegt, während die Tiefen-

zone des triadischen Trogs, nämlich die Gegend von Reinosa, jetzt zu einem wenig sinkenden Randgebiet mit groben Konglomeratschüttungen und Kohlebildung geworden ist (vgl. dazu auch die verschiedenen Abstände der Linien gleicher Mächtigkeit in Fig. 6 auf Tafel 4). Diese Trogverlagerung wird für die tektonische Entwicklung des Kantabrischen Gebirges von Bedeutung.

δ) Die Nordkantabrische Schwelle.

Vom Kantabrischen Trog aus sinkt die Mächtigkeit des Wealden sehr schnell nach Norden ab. Sie beträgt nordwestlich von Ramales nach einer genauen Messung noch 570 m und südlich von Reocín nur noch etwa 300 m. Dabei treten die Tone zugunsten der Sandsteine stark zurück. Es deutet sich hier zwischen dem Kantabrischen und Asturischen Trog wieder ähnlich wie in der Triaszeit eine Schwelle oder wenigstens eine Zone geringeren Sinkens an.

ε) Die Ebrochwelle.

Südlich des Kantabrischen Trogs sinkt die Wealdenmächtigkeit auf etwa 350 m bei Oña, auf 200 m bei Poza de la Sal und schließlich auf maximal 100 m westlich von Bribiesca. An letzterer Stelle könnte allerdings unter den Utrillasschichten ein Teil des Wealden erodiert sein.

Die Mächtigkeitsabnahme zeigt das Vorhandensein einer Schwelle bzw. Untiefe in Südostkantabrien an, die den Kantabrischen Trog von dem Moncayo-Trog (s. RICHTER & TEICHMÜLLER 1933) im nördlichen Keltiberien trennte. Das Fehlen grobklastischen Materials weist darauf hin, daß diese Schwelle ebensowenig wie die Nordkantabrische Schwelle ein Denudationsgebiet war.

VIII. Apt.

1. Die Sedimente des Apt.

Apt ist in Nordkantabrien von Santoña—Ramales bis nach Udias—Comillas sehr verbreitet und bildet mit seinen mächtigen Kalkmassen ein bedeutsames morphologisches Element. Es fehlt südlich des Las Caldas-Sattels bis nach Reinosa fast ganz und ist erst von der Linie Reinosa—Soncillo ab südwärts wieder etwas häufiger, tritt aber morphologisch dort nicht mehr in Erscheinung. In Asturien liegt Apt fast nur in der Nähe der Küste.

a) Kantabrien.

Im Küstenbereich der Provinz Santander findet sich die vollständigste und ammonitenreichste Ausbildung, die schon von MENGAUD eingehend behandelt wurde.

(1520)

Die ersten marinen Anzeichen im höchsten Teil der Wealdenserie sind sporadisch auftretende Orbitolinen¹³⁾. Über den Sandsteinen, die diese Orbitolinen enthalten, liegt ein bis zu 60 m mächtiger, heller, dichter, grobgebankter Massenkalk, der u. a. kleine Exemplare von *Pseudotoucasia santanderensis* DOUV. und *Requienia* enthält. Er wird von dem faunenreichen „Zwischenmergel“ überlagert, der aus einer unteren 40—50 m mächtigen fossilereen Sandstein-Letten-Serie und einer oberen, ebenfalls 40—50 m mächtigen Folge weicher, grauer Mergel und härterer Kalkbänke besteht und sich zwischen Comillas und Santander, bei Udias, Oreña, Casar de Periedo, Reocín, nördlich von Barreda, bei Puente Arce, Riancho (Camargo) etc. wiedererkennen läßt. Aus dem Mergelpaket¹⁴⁾ wurden bei Reocín durch die Aufsammlungen der dortigen Bergwerksleitung und durch MENGAUD's und meine Bestimmungen bisher bekannt: *Nautilus neckerianus* PICTET, *Pseudobelus aptiensis* STOLLEY = *Bel. (Neohibolites) aptiensis* (STOLLEY) KILLIAN, *Douvillierceras* cf. *tschernyschewi* SINZOW, *D. cf. tschernyschewi* SINZ. var. *laticosta* SINZ., *D. sp.* MENGAUD 1920, *Ammonitoceras* cf. *ucetiae* DUMAS, *Exogyra latissima* LAM. (= *Ostrea aquila*), *Plicatula placunea* LAM.

Diese Fauna spricht ganz für Oberes Bedoul (Oberes Unterapt). Daraufhin stellte MENGAUD den liegenden Massenkalk ins Untere Bedoul (Unteres Unterapt). Typische Barrémefossilien wurden bisher nicht gefunden.

Der Ammonitenmergel wird von einem zweiten, meist dolomitierten und vererzten Massenkalk überlagert, der an Fossilien fast nur für die Altersbestimmung indifferente Rudisten enthält. MENGAUD schrieb diesem Kalk Gargasalter (= Oberapt) zu. Die Dolomitisierung und Vererzung sind stets an Störungen gebunden.

Eine Abweichung von diesem Normalprofil tritt bei Roiz, La Florida und in den Tälern der Flüsse Nansa und Deva insofern auf, als der untere Teil des Apt dort stark reduziert ist. Im Tal zwischen Roiz und Bustriguado ist folgendes Profil zu sehen:

Alb	150—160 m	Tone, Letten, Sande etc.
Gargas	{	50—60 m Massenkalk
		etwa 150 m Dolomit
		50—60 m Massenkalk
Oberbedoul	70 m	bunte, sandig-glimmrige Letten und Tone und lockere, mergelige Sande, reich an Brauneisenstein in Konkretionen und Lagen

13) Zwei Orbitolinenbänke auszuscheiden, wie MENGAUD es gemacht hat, ist nicht angängig.

14) Der von MENGAUD bei Reocín durchgeführten Untergliederung des Mergelpaketes in 3 Zonen folge ich hier nicht, da diese nur lokale Bedeutung hat.

Unterbedoul	15 m gebankte, sehr feste, z. T. lumachellige Kalke, deren Schichtflächen häufig von kleinen Orbitolinen übersät sind.
Wealden	Sandsteine, bunte Tone, Letten, Mergel etc.

Auch im Osten und Südosten der Provinz Santander ist das Profil abgeändert; denn dort tritt zwischen La Cabada, Límpias und Ramales nur ein Massenkalk auf, der den Wealden unmittelbar überlagert. Zunächst möchte man annehmen, daß der Kalk dem Gargaskalk des Normalprofils entspricht; aber aus paläogeographischen Gründen (s. S. 37) muß er auch das Oberbedoul vertreten. Das Unterbedoul scheint noch in Wealdenfazies ausgebildet zu sein.

In südlicheren Profilen tritt an der Basis des Gargaskalkes wieder eine Mergelserie mit der Zwischenmergel-Fauna des Normalprofils auf. Am Puerto de las Estacas ist folgendes Profil zu sehen:

Gargas	170—180 m ziemlich reiner, weißer bis hellgrauer Riffkalk
Oberbedoul	15—20 m, weiter nördlich bis zu 50 m dunkelgrauer, schwach sandiger Kalkmergel mit festeren Mergelkalkbänken
Unterbedoul	etwa 20 m sandige, ostreenführende, kalkige und konglomeratische Sandsteine
Wealden	feste Sandsteine und Konglomerate

Das Oberbedoul ist an der Straße nördlich von km 19,8 gut erschlossen und reich an *Exogyra latissima* LAM. (*Ostrea aquila*), sehr großen *Natica aptiense*, *Cidaris*, Orbitolinen etc. Bei km 22,9 fand sich *Oppelia* aff. *nisoides* D'ORB. und ? *Amm. ferandianus* D'ORB.

Das Unterbedoul ist auch in diesen Profilen nicht mehr marin entwickelt.

Nach Süden zu reduzieren sich das Mittlere und Obere Apt sehr schnell. Bei Espinosa—Santelices—Soncillo sind nur noch 30—60 m Kalke und Sandsteine vorhanden, die aus paläogeographischen Gründen (s. S. 37) im wesentlichen als Vertreter des Oberbedoul aufgefaßt werden. Über ihnen fanden sich an der Straße östlich von Quisicedo u. a. *Parahoplites* cf. *steinmanni* Jac. und *Terebrirostra neocomiensis* D'ORB. In dieser Ausbildung und dieser geringen Mächtigkeit ist das Apt noch bis Arroyo (6 km östlich von Reinosa) und fast bis nach Sedano verbreitet. Bei den Stauwerkarbeiten für die Ebrotalsperre war 1931 bei Arroyo folgendes Profil aufgeschlossen:

16. Sande, Letten, Mergel des Alb
15. etwa 1 m glaukonitischer, blauer Kalksandstein,
14. etwa 5 m sandige Kalke mit weichen, dünn-schichtigen, sandigen Mergel-lagen wechselnd, reich an *Terebratula*, *Toucasia*, *Orbitolina*, Korallen etc.

- Apt (Oberbedoul ?)
13. 14 $\frac{1}{2}$ m gebankter, blauer Kalk mit mergeligen Lagen wechselnd, reich an Orbitolinen
 12. 2 $\frac{1}{2}$ m grauer, sehr fossilreicher, knolliger Kalk mit großen Toucasien
 11. 1,50 m grauer, ziemlich dichter Kalk mit großen Fossilien und verstreuten großen Quarzkieseln
 10. 1,50 m gelber Kalksandstein
 9. 4—4,50 m festes grobes Quarzkonglomerat
 8. 0,15 m graue Tone
 7. 3,20 m graugelbliche oder grünliche, z. T. glaukonitische, feste Kalksandsteine in dünnen Bänken, mit weichen sandigen Mergellagen wechselnd. Reich an Orbitolinen
 6. 0,50 m graue Kalksandsteinbank mit kleinen Orbitolinen
 5. 0,70 m sandig-glimmrige Mergel (1. Auftreten der Orbitolinen)
 4. 1,00 m gebankte braune Kalksandsteine mit großen Quarzkörnern
 3. ungefähr 2 m rote und graue, feste Mergel, nach oben Mergelschiefer
 2. 0,25 m gelbe, dolomitische Bank
 1. Sande des „Wealden“

Eine sichere Zuteilung zu einer der drei Aptzonen Nordkantabriens ist nicht möglich; Ammoniten kommen nicht mehr vor. Doch dürfte auch hier die ganze Serie dem mittleren Niveau, dem Oberbedoul, angehören.

Im Ebrotal ist das Apt zwischen Orbaneja und Valdelateja nur noch in 10—20 m mächtigen, blauen, fast fossilereen Kalksandsteinen entwickelt; das Alter ergibt sich aus der Möglichkeit der kontinuierlichen Verfolgung der Kalksandsteine bis zum nordkantabrischen Apt. Mit dem Auskeilen des Alb nach Süden ist die Möglichkeit einer sicheren Abtrennung des Apt vom überlagernden Cenoman nicht mehr gegeben. So könnte man im Ebrodurchbruch zwischen Incinillas und Valdenoceda die drei Kalksandsteinbänke unter dem Oberkreidekalk ebenso gut als Apt wie als Basis des ingredierenden Oberkreidemeeres betrachten¹⁵⁾.

Schließlich findet man bei Sta. Cruz, Barcenillas etc. nur noch einige Ostreenbänke am Übergang vom Wealden zur Oberkreide. Sie lassen sich nicht mehr als Apt ansprechen, sondern stellen die Basis des Cenomans dar, das auch in Keltiberien stets mit derartigen Ostreenbänken beginnt.

b) Asturien.

Kleine tektonisch eingeklemmte Aptvorkommen sind seit langem bei Llanes und am Cabo Prieto bekannt und von BARROIS (1880) und MALLADA (1904) beschrieben worden. MALLADA gibt von

15) SCHRIEL (1930) faßte sie auf Grund einiger Orbitolinen als Apt auf, doch können auch einige schlechterhaltene Orbitolinen die Frage nicht entscheiden.

Llanes folgendes Profil an (die Formationsbezeichnungen sind von mir hinzugefügt):

Alb	}	9.	Sandstein, reich an Orbitolinen, Nerineen und Kohlenresten
		8.	1,50 m brauner Sandstein mit Orbitolinen
		7.	4 m graublauer, kompakter Kalk, mit Ostreenbänken an der Basis
Gargas	}	6.	10 m hellgrauer Kalk mit dünnen, geschichteten oder knolligen Lagen wechselnd, die <i>Polyconites verneuili</i> , <i>Ostrea</i> , Bivalven, <i>Nerinea</i> sp. etc. einschließen
Oberbedoul		5.	4 m graublauer, kompakter Kalk mit <i>Rhynchonella depressa</i>
	}	4.	1 m bläulicher Kalk mit kohligen Mergellagen
		3.	0,20 m kalkiger Sand mit schwarzen „Knollen“ und abgerollten Stücken älterer Kalke
Unterbedoul	}	2.	1 m sandiger Kalk und schiefrige Mergel mit <i>Glauconia lujani</i> , <i>Gl. strombiformis</i>
		1.	1 m weißer oder roter, kalkiger Sandstein ohne Fossilien

Derselbe Autor gibt vom Cabo Prieto an:

Gargas	}	4.	etwa 15 m fossilarme Kalksandsteine
		3.	2 m sandige Mergel mit <i>Orbitolina conoidea-discoidea</i> , <i>Scaphites (asterianus?)</i> , <i>Ancyloceras pulcherrimus</i> , <i>Ammonites fissicostatus</i> PHILLIPS (= <i>consobrinus</i> D'ORB. = <i>Parahoplites deshayesi</i> LEYM.), Echiniden
Oberbedoul	}	2.	3 m Mergel mit Orbitolinen
Unterbedoul		1.	3 m Kalksandstein mit vielen Exemplaren von <i>Ostrea macroptera</i> und abgerundeten Stücken paläozoischer Kalke.

In beiden Profilen ist die Dreigliederung des kantabrischen Apt wiederzuerkennen, weniger gut zwar bei Llanes, aber um so besser am Cabo Prieto. Die schon aus dem westlichen Kantabrien erwähnte Reduzierung besonders der unteren Schichtglieder ist hier noch weiter fortgeschritten. Die Fossilfunde erweisen die Identität mit der kantabrischen Schichtfolge.

Ein bedeutend vollständigeres Profil ist an der Küste bei Antromero (östlich von Luanco) aufgeschlossen:

Gargas	mehr als 20 m feste Kalke, in einer kleinen Insel noch erhalten („Kalk von Luanco“)		
Oberbedoul	}	2,50 m	gelblicher bis rötlicher Kalk mit Bivalven und Rhynchonellen
		3,00 m	Orbitolinenschichten
		11,70 m	Wechsel von grauen, sandigen Mergeln und Kalkbänken mit Orbitolinen, Glauconien und Ostreen
		6,00 m	sandige Kalke mit großen <i>Natica</i>
Unterbedoul	}	12,00 m	Wechsel von gelblichen bis grauen mergeligen Sanden mit Kalksandsteinbänken
		15—20 m	graue, feinspätige, feste Kalke
		18,50 m	Wechsel von sandigen oder tonigen Mergeln mit Luchmellenkalken und mit mergeligen Kalkbänken, die reich an Glauconien und Ostreen sind. Orbitolinen treten zum ersten Mal im höheren Teil dieser Serie auf.

Wealden 28 m Quarzkonglomerate, Sandsteine mit Kohlenschmitzen und Tonlagen

Liegendes: Paläozoikum.

Auch hier ist wieder die Dreigliederung des Apt zu erkennen. Die marine Schichtfolge wird eingeleitet durch eine Reihe Ostreen- und Glauconienbänke. Orbitolinen erscheinen erst etwas höher. Es ist denkbar, daß in diesen unteren Bänken auch noch Barrême marin vertreten wäre. Darüber liegt eine festere Kalkfolge, die dem Unterbedoul-Kalk Kantabriens entsprechen dürfte. Der im Hangenden dieses Kalkes folgende Wechsel von Kalken, Sanden und Letten läßt sich mit dem „Zwischenmergelniveau“ Kantabriens (Oberbedoul) vergleichen. Leitfossilien wurden nicht gefunden. Darüber liegt — bei Antromero nur noch z. T. erhalten, aber sehr schön bei Luanco selbst aufgeschlossen — der Gargaskalk mit reicher Rudistenfauna.

Aber mit Ausnahme dieses nördlichen Küstenstreifens hat das Apt in Asturien nur geringe Bedeutung, und weiter südlich ist die untere Abteilung des Profils überhaupt nicht mehr entwickelt. Bei S. Pedro ist das höhere Apt noch durch eine kleine *Pseudotoucasia santanderensis* Douv. in festen, noch ziemlich reinen Kalken nachgewiesen. Südöstlich von Pola de Siero jedoch findet man nur mehr Kalksandsteine als Vertreter des Oberapt, an deren Basis in dunklen Mergeln *Exogyra latissima* LAM. (*Ostrea aquila*) in schönen Exemplaren vorkommt. Diese Mergel dürften dem Oberbedoul angehören.

Von Con, östlich Cangás de Onis, erwähnt BARROIS fossilführendes Apt, das aber trotz genauerer Nachprüfung in diesem ganzen südöstlichen Bereich nicht mehr festgestellt werden konnte.

2. Die Paläogeographie des Apt.

Wie gezeigt, umfassen zumindest in Kantabrien die Süß- und Brackwasserabsätze des Wealden noch das ganze Barrême. Erst im Apt greift das Meer wieder von Norden her nach Kantabrien und Asturien vor, und seine Bewegungen sind während der drei Aptstufen sehr schön zu verfolgen.

a) Die Ingression im Unterbedoul (vgl. Tafel 4, Fig. 7).

Der Trog von Udias.

Mit Beginn des Bedoul dringt das Meer in den Asturischen und z. T. auch in den Kantabrischen Trog ein. Auch auf der ganzen Erstreckung zwischen den beiden Buchten wird die Küste

nach Süden vorgeschoben, wobei zum ersten Male seit dem Buntsandstein sich ein Trog zwischen Santander und S. Vicente bildet.

Diese neue Senke, die ich „Trog von Udias“ nennen möchte, enthält bei Udias, Comillas, Reocin etc. 40—60 m mächtige Massenkalk des Unterbedoul. Sie werden schon südlich von Roiz durch 15 m mächtige, hier noch ziemlich reine Kalk und bei Cimiano durch 10—12 m weiße Kalksandsteine vertreten. Diese Verhältnisse lassen vermuten, daß der Rand des marinen Beckens nicht mehr weit entfernt lag.

Der Kantabrische Trog.

Ähnliche Kalksandsteine wie bei Cimiano treten, zuweilen Orbitolinen und Ostreen enthaltend, im Gebiet des Castro de Valnera nordwestlich von Espinosa mit einer Mindestmächtigkeit von 10 m auf. Auch nordwestlich von Ramales und bei Arredondo wurden sie beobachtet, während bei Reinosa und weiter südlich Schichten ihres Alters gänzlich fehlen. Es ist also ein mariner Vorstoß des Unterbedouls in den Kantabrischen Trog zu erkennen, der aber nach Westen nur wenig über das Gebiet des Castro de Valnera hinausgegangen ist.

Da zwischen dieser Bucht und der von Udias, also in der Gegend Solares—Cabaña—Rucandio, kein marines Unterapt zu finden ist, muß man hier wohl wieder die Nordkantabrische Schwelle annehmen.

Der Asturische Trog.

Westlich des Trogs von Udias ist bei Llanes und am Cabo Prieto das Unterapt nur durch sehr geringmächtige Kalk (s. S. 34) vertreten, dagegen kam bei Antromero (Luanco) in dieser Zeit eine 30—38 m mächtige marine Folge zur Ablagerung¹⁶⁾. Sie ist sehr unbeständig und konnte weiter südlich nicht mehr nachgewiesen werden.

b) Die Ingression im Oberbedoul

(vgl. Tafel 4, Fig. 8).

In allen drei Buchten, der kantabrischen, der von Udias und der asturischen, wird die Fazies der Sedimente im Oberbedoul mergelig, ammonitenreich, „landferner“. Die Grenze der marinen Sedimentation wird durchweg südwärts verschoben.

16) Das Schichtpaket vertritt zumindest im oberen Teil das Unterapt. Die tiefere Kalk-Sand-Letten-Serie ist vielleicht schon Barrême (s. S. 35).

Der Trog von Udias.

Die landfernste Entwicklung zeigt das Oberbedoul im Norden, in der Playa de Patrocinio (östlich von Suances), wo 80 m sandfreie, sehr ammonitenreiche Mergel abgelagert wurden. Weiter südlich ist bei Camargo, Reocín, Udias etc. die ganze untere Partie sandig ausgebildet, während sich im höheren Teile Kalkbänke einschalten. Noch sandiger und ganz fossilleer ist das Oberbedoul südlich von Roiz, und schließlich wird es bei Cimiano nur noch durch 10—15 m fossilleere, schwachsandige Kalkmergel vertreten. Der südliche Beckenrand dürfte von hier nicht mehr weit entfernt gelegen haben.

Der Kantabrische Trog.

Wie gezeigt, treten im östlichen Teil des Kantabrischen Beckens, im Gebiete des Castro de Valnera, noch bis zu 50 m mächtige Mergel mit der Fauna des Oberbedoul im Liegenden des Oberaptkalkes auf. Dieser überlagert aber nur wenig weiter nördlich, im Bereich der alten Nordkantabrischen Schwelle, unmittelbar den Wealden; die Mergelfazies fehlt hier also, und sie ließ sich auch nicht weiter südlich und weiter westlich (bei Arroyo) nachweisen. Vielmehr folgt in diesen Gebieten ein nur geringmächtiges, ziemlich einheitliches Kalksandsteinpaket im Hangenden des Wealden. Gegen die Annahme, daß das mergelige Oberbedoul nur in einem so engen Raume Ostkantabriens zur Ablagerung gelangt sei, spricht seine oben beschriebene „landferne“ Fazies. Vielmehr muß man eine seitliche fazielle Vertretung der Mergel durch Massenkalk bzw. Kalksandsteine annehmen.

Diese Auffassung liegt der Abb. 6 zu Grunde.

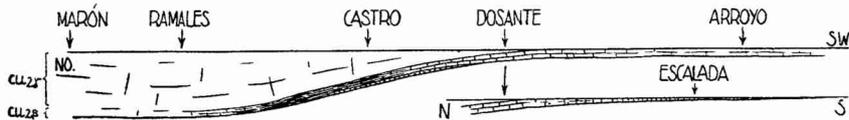


Abb. 6. Die Fazies der Aptsedimente in Ost- und Südkantabrien. $cu_{2\beta}$ = Oberbedoul; $cu_{2\gamma}$ = Gargas; fein gestrichelt: Mergelfazies.

Danach hätte also das Meer im Oberbedoul die Nordkantabrische Schwelle überflutet und wäre weit nach Westen und Süden in das brackische Wealdenbecken vorgedrungen. Es hat nach der geringen, aber auf großen Entfernungen recht konstanten Mächtigkeit der Sedimente in Süd- und Westkantabrien ein großes Schelfmeer bestanden, dessen Westgrenze noch westlich von Reinosa lag und dessen Südgrenze ungefähr von Aguilar de Campoó über Sta.

Cruz nach Sedano sich hinzog. Der weitere Verlauf dieser Grenze nach Osten ist wegen der zweifelhaften stratigraphischen Stellung der in Betracht kommenden Schichten nicht ganz sicher. Faßt man die Kalksandsteine im Sattelkern südlich von Incinillas (s. S. 33) als Apt auf, so hätte auch hier und im Gebiete des Beckens von Medina ein Schelfmeer in dieser Zeit bestanden. Faßt man sie aber als Cenoman auf, so würde die Südgrenze des Aptmeeres etwa mit dem Nordrand des heutigen Tertiärbeckens von Medina zusammenfallen.

Der Asturische Trog.

Auf das Vordringen des Oberbedoul-Meeres in Asturien deuten am Cabo Prieto die „landfernen“ ammonitenführenden Mergel hin. Bei Luanco, im Norden des Beckens von Oviedo, ist das Oberbedoul zwar nur durch sandige Mergel und Kalke vertreten, die bisher keine Ammoniten geliefert haben, aber nach dem Funde von *Exogyra latissima* LAM. weiter südlich bei Pola de Siero muß man annehmen, daß das Meer in dieser Zeit ungefähr bis zum heutigen Südrand des Beckens von Oviedo vorgriff.

c) Der Sedimentationsraum im Oberen Apt

(vgl. Tafel 4, Fig. 9).

Im Trog von Udias wird der Massenkalk des Oberen Apt, in dem vielleicht auch noch das Untere Alb vertreten ist (s. S. 39), bis zu 200 m mächtig. Nach Westen hin beträgt seine Mächtigkeit bei Panes nur etwa 60–80 m, nach Osten im Bereich der Nordkantabrischen Schwelle ebenfalls nur 60–100 m.

Auffallend ist die große Mächtigkeit im östlichen Teile des Kantabrischen Trogs, die 400 m erreicht. Sie nimmt nach Süden hin aber sehr schnell ab und beträgt zwischen Espinosa und dem Castro de Valnera 170–180 m, bei Santelices nur noch maximal 50–60 m. In letzterem Wert dürfte überdies noch das Oberbedoul enthalten sein. Daß die geringmächtigen Kalksandsteine, die in dem Schelfgebiete weiter westlich und südlich auftreten und im wesentlichen für Oberbedoul gehalten werden (s. oben), auch noch das Oberapt umfassen, ist sehr unwahrscheinlich. Vielmehr sprechen die Massenkalkfazies in den Troggebieten und das schnelle Abklingen der Mächtigkeit aus dem Kantabrischen Trog nach Süden für eine Regression des Oberaptmeeres etwa bis zur Linie La Población–Soncillo–Gayangos.

Der Asturische Trog scheint im Oberapt nur wenig eingesunken zu sein; denn bei S. Pedro beträgt die Mächtigkeit nur (1528)

15 m. In den Küstenprofilen ist sie nicht anzugeben, da das Hangende nicht erhalten ist.

IX. Alb.

1. Die Sedimente des Alb.

PUIG und SANCHEZ (1888) erwähnen als erste das Alb aus der Provinz Santander, konnten es jedoch nicht vom Cenoman trennen. Die Abgrenzung des nordkantabrischen Alb führte MENGAUD (1920) durch. Es ist in Nordkantabrien in vorwiegend mariner Fazies, in Südkantabrien dagegen in festländischer Ausbildung vertreten. In Asturien ist Alb noch nicht sicher nachgewiesen.

a) Nordkantabrien.

Im unteren Teil des nordkantabrischen Alb handelt es sich um eine wechselvolle Serie von groben oder feinen Sandsteinen, sandigen oder reinen Tonen, Lignit- und Pyritlagen, „Bänder-tonen“¹⁷⁾ etc., meist ohne Fossilien. Ungefähr in der Mitte dieser 150 m mächtigen Serie treten Kalkmergel mit großen Bivalven und gelegentlich mit Ammoniten auf. MENGAUD stellte diesen Mergelhorizont zum ersten Male am Punta Miradorio bei Comillas fest und fand in den ausgezeichneten Aufschlüssen u. a. *Cnemiceras* (*Placenticerias*) *ebroyi* LOR. und *Cnemiceras* (*Placent.*) *uhligi* CHOFF. Dieser Fossilhorizont ist aber keine lokale Erscheinung; vielmehr konnte ich ihn an mehreren Stellen, so bei Vallines (südöstlich von S. Vicente) und bei Camijanes im Tal des Rio Nansa, nachweisen. Er dürfte dem höchsten Alb angehören, da *Cn. uhligi* bisher nur aus der Stufe der *Schloenbachia inflata* Sow. bekannt ist. *Cn. ebroyi* scheint außer von Comillas bisher nur von Ebray bekannt zu sein, wo er in der Stufe des *Hoplites dentatus* Sow. auftritt. Dem *Cn. uhligi* möchte ich größere Bedeutung für die Altersstellung des Fossilniveaus von Comillas beimessen. Da tiefere Horizonte des Alb bisher nicht nachgewiesen wurden, ist ungewiß, ob die klastische Fazies — wie MENGAUD annahm — schon mit Beginn des Alb einsetzt. Wahrscheinlicher ist, daß sie ähnlich wie in Keltiberien und Portugal erst im Oberalb (*dentatus*-Stufe) beginnt, da der erwähnte Fossilhorizont wohl schon dem höchsten Alb angehört und da bei Quisiceda westlich von Espinosa de los Monteros unmittelbar über den Aptkalken ein Ammonit aus der Gruppe des *Parahoplites steinmanni* (*dentatus*-Stufe) gefunden wurde¹⁸⁾.

17) Der Ausdruck wird gebraucht für Sedimente mit sehr schnellem Wechsel dünner dunkler Ton- und heller Sandlagen.

18) Da diese Annahme bisher nicht sicher paläontologisch belegt ist, wird der unterlagernde Kalk auch weiterhin als Oberaptkalk bezeichnet.

Diese klastische Serie wird von 50—60 m mächtigen dunkelgrauen bis graublauen, festen, gebankten Kalken überlagert, denen MENGAUD in Analogie zu ähnlichen Sedimenten Portugals und auf Grund des Vorkommens von *Caprina choffati* Vracon-Alter zuschrieb. Diese Auffassung konnte durch den Nachweis von Untercenoman im Hangenden des Kalkes (s. S. 47) bestätigt werden.

In der folgenden Tabelle ist die Altersstellung des Kantabrischen Alb durch den Vergleich mit der Gliederung in Deutschland und Portugal veranschaulicht.

	Stufen in Deutschland	Kantabrien	Portugal (nach CHOFFAT)
Alb		Vracon	Vracon
	<i>Schloenbachia inflata</i> SOW.	<i>Cnemiceras (Placentic.) uhligi</i> CHOFF.	<i>Schloenb. inflata</i> SOW. <i>Placent. uhligi</i> CHOFF.
	<i>Hoplites dentatus</i> SOW.	<i>Cnemiceras ebrayi</i> LOR.	<i>Acanth. mammillat.</i> SCHLOTH. <i>Bel. minimus</i> LIST.
	<i>Hoplites tardefurcatus</i> LEYM.		
	<i>Parahoplites nolani</i> SEUN.		Almargem-Schichten.

Das eben geschilderte Profil ist nördlich des Las Caldas-Sattels immer wieder zu beobachten, vor allem auch in den Tälern der Flüsse Nansa und Deva. MENGAUD's Angabe, daß in diesen Tälern eine mächtige Lumachelle auftritt, beruht wohl auf einer Verwechslung mit Urgon. Nördlich von Cuchia und Suances sind die Albsande zum größten Teil vor Ablagerung des Vracon erodiert. So sind nördlich von Cuchia nur noch 20 m Albsande vorhanden, an deren Basis ein rotes, eiseninkrustiertes, geringmächtiges Konglomerat liegt. An der Punta del Dichoso (Suances) fehlt das Alb sogar ganz, und das Vracon ruht fast unmittelbar auf Oberapt. Am Kap Sta. Catalina, von wo MENGAUD ein abweichendes Profil angibt, sind die Schichten stark gestört. Aus diesem Grunde und wegen der schweren Zugänglichkeit der Steilküste war die Stratigraphie des Alb an dieser Stelle nicht zu klären.

b) Das Gebiet der kantabrischen Wasserscheide.

Südlich des Las Caldas-Sattels ist Alb nur sehr vereinzelt erhalten. Es wurde östlich von S. Felices de Buelna (Los Corrales) schon von MENGAUD erkannt, und es tritt auch lokal bei Arroyo (1530)

(östlich von Reinosā) auf. An letzterer Stelle¹⁹⁾ handelt es sich um eine 105—110 m mächtige Folge von feinen oder konglomeratischen Sandsteinen, sandigen Mergeln, dunklen kohligen Mergelschiefern und vereinzelt dünnen Kohlenflözchen. Diese dem nordkantabrischen Alb sehr ähnlichen Schichten werden von einer Serie von Sandsteinen und Kalkbänken überlagert, die man mit dem nordkantabrischen Vraconkalk vergleichen möchte. Die Kalke lieferten bei Arroyo einige schlecht erhaltene Fossilien. Nach Süden zu keilen das ganze Alb und Vracon sehr schnell aus. Im Mte. Vernorio liegt folgendes Profil vor:

Ob. Turon	}	10 m grauer, knolliger Mergelkalk mit Hippuriten, Ostreen und Bivalven
Ob. Cen.—Unt. Tur.		30 m graugelber, geschichteter Kalksandstein
	}	15 m weiche, sandig-glimmrige Mergel mit Echiniden
Unt. Cen.—Alb		30—40 m feinkörnige, lockere, glimmerreiche Sande, oben sehr glaukonitisch
	}	0,50 m grauer, dichter Kalk
		10 m brauner Sandstein
Apt		20—25 m ostreenreiche Kalksandsteine und Lumachellenbänke, mit braunen Sandsteinen wechselnd

Sandsteine des Wealden

An dieser Stelle läßt sich also noch deutlich eine Trennung des Apt vom Obercenoman durch eine 40—50 m mächtige sandige Schichtfolge erkennen, die im unteren Teile noch dem Alb angehören dürfte. Schon bei Mave (südöstlich von Aguilár) bilden nur noch einige dünne Kalksandsteinbänke den Übergang vom Wealden zum kalkig-mergeligen Obercenoman.

c) Ostkantabrien.

Im Gebiete zwischen Santander und Ramales tritt eine auffällige Faziesänderung der Albsedimente ein, sodaß deren Profile mit denen der bisher erwähnten Gebiete kaum mehr vergleichbar sind.

Über dem Oberaptkalk liegt auch hier zunächst eine Sand-Letten-Serie, deren Mächtigkeit von 0—150 m schwankt und die dem tieferen Alb der westlicheren Gebiete entsprechen dürfte. Darüber folgt eine mächtige Serie massiger Kalke, die mit Sandsteinpartien wechsellagern. Es handelt sich um fast fossillere Riffkalke, die die Fazies des Oberen Apt nach einer kleinen Unterbrechung durch die erwähnte Sandschüttung im Alb fortsetzen. Keilt diese Sandsteinfoolge des tieferen Alb einmal ganz aus, wie

19) Bei Arroyo waren 1931/32 durch die Arbeiten zum Ebrostauwerk das Alb und Vracon recht gut aufgeschlossen (s. auch Apt; S. 32—33).

es bei S. Miguél (südwestlich von Limpias) zutrifft, so ist die Grenze zum Apt nur sehr schwer zu ziehen. Doch stellen sich seitlich bald Sandsteinbänke innerhalb der bei S. Miguél einheitlichen Riffkalke ein, die nach Nordwesten zu in die Sandsteinserie des tieferen Alb übergehen. Mit dem ersten Auftreten der Sandbänke über dem Gargaskalk muß man also das Alb beginnen lassen²⁰⁾. Nach oben läßt sich das Alb nur schwer abgrenzen, da sich außer einigen schlecht erhaltenen Rudisten nur Orbitolinen und gelegentlich Terebrateln finden. Ebenso wenig ist eine Gliederung nach petrographischen Gesichtspunkten durchzuführen, da die Sedimentation in der beschriebenen Kalkfazies bis zum Mittleren Cenoman reicht. Wegen dieser Schwierigkeit der Abgrenzung läßt sich auch nur die Gesamtmächtigkeit Alb bis Mittelcenoman angeben, die westlich von Arredondo 800 m beträgt.

Weiter südlich ändert sich zwischen Ramales und Espinosa-Bercedo die Fazies abermals sehr rasch. Denn in diesem Gebiet machen die weiter nördlich noch so mächtigen Riffkalke sehr schnell einer überraschend gleichmäßigen und mächtigen detritischen (flyschähnlichen) Schichtfolge Platz. Sie besteht hier aus einer Wechselfolge meist dünngebankter Sandsteine, dunkelgrauer, sandiger oder reiner Mergel und schwarzer Tonschiefer. Gröberklastische Sedimente treten nicht auf, reine Kalke nur untergeordnet. Der Unterschied in der morphologischen Erscheinung dieser leicht verwitternden Sedimente gegenüber der Riffkalkausbildung weiter im Norden ist überaus stark, und damit ist eine Abgrenzung gegen den Massenkalk des Oberapt hier sehr leicht. Dagegen ist die Abgrenzung des Alb nach oben noch schwieriger als in Nordostkantabrien. Die Sedimentation reicht auch hier in gleicher Weise bis ins Mittlere Cenoman. Daher läßt sich auch hier nur die Gesamtmächtigkeit Alb bis Mittelcenoman angeben, die zwischen Bercedo und Ramales 1800—2000 m beträgt.

Ähnliche Sedimente vertreten das Alb im Gebiet zwischen Santoña und Santander.

d) Südostkantabrien.

Westlich von Bribiesca liegen bei Salinas, Buezo, Quintanovides etc. zwischen den Sandsteinen des Wealden und dem Cenoman weiße und rötliche, lockere Kaolinsande und feine Kiese,

20) Diese Auffassung wurde auch der Kartenaufnahme zu Grunde gelegt. Wenn dabei die Formationsgrenze Apt—Alb in der Gegend von S. Miguél und Santoña angegeben ist, so ist diese nur in dem geschilderten Zusammenhang zu verstehen.

die den Utrillas-Schichten Keltiberiens ähneln. Die Verbreitung dieser Sedimente ist sehr beschränkt. Westwärts treten in den Profilen von Ubierna und Huérmece die Kaolinsande schon stark zu gunsten der Kiese zurück, und wenig weiter westlich verschwinden auch diese. Ebenso schnell verklingen sie nach Norden. Denn bei Poza de la Sal sind nur noch geringmächtige Sedimente dieser Art vorhanden.

Da das Apt in diesem Gebiet nicht mehr sedimentiert wurde, ist eine genaue Abgrenzung gegen den Wealden etwas schwierig und eine sichere Altersbestimmung nicht durchzuführen. Aber die auffällige Fazies sowie das beschränkte Vorkommen dieser Sedimente machen es wahrscheinlich, daß es sich tatsächlich um Utrillas-Schichten handelt, also um eine epikontinentale Fazies des in Nordkantabrien vorwiegend marin ausgebildeten Alb.

e) Asturien.

Im Becken von Oviedo war Alb bisher nicht bekannt. Auch in den schönen Unterkreide-Profilen an der Küste ist nichts jüngerer als Gargaskalk erhalten, wohl aber war weiter südlich, an der Straße südlich des Tunnels von S. Pedro, im Hangenden des Apt folgendes Profil zu sehen:

5. 2,00 m massige Kalkbank wie 3.
4. 8—10 m dünnplattige (!), mergelige Kalke
3. 1,00 m Bank von weißgrauem, sehr feinem (fast mehligem) Mergeldolomit (!)
2. 0,80 m schwarze bis dunkelgraue, feinsandige Letten
1. etwa 0,80 m hellgraue, dünngebankte, feinkörnige Kalke

Da diese Schichten vollkommen fossilleer sind und irgendwelche Sedimente, mit denen man sie vergleichen könnte, in ganz Asturien fehlen, ist ihr Alter schwer anzugeben. Es läßt sich nur sagen, daß sie jünger als Gargas und älter als Obercenoman, also möglicherweise Alb sind. Dasselbe mag für die fossilleeren Sande zutreffen, die weiter südlich und östlich zwischen Apt und Obercenoman liegen.

2. Die paläogeographischen Verhältnisse des Alb.

Wie ausgeführt, sind Fazies und Mächtigkeit des Alb innerhalb des Bearbeitungsgebietes starken Schwankungen unterworfen. Es lassen sich eine Trog-, eine Riff-, eine Schelf- und eine Kontinentalfazies erkennen, die vier paläogeographische Elemente bezeichnen, nämlich eine Geosynklinale im Osten, eine Schwelle im Nordosten, einen Schelf im Nordwesten und Südwesten und ein Schwellengebiet im Südosten Kantabriens.

Die ersten drei paläogeographischen Elemente werden später zusammen mit den Verhältnissen im Cenoman behandelt (s. S. 50), da die Sedimentation in gleicher Weise wie im Alb bis zum Mittelcenoman reicht, die paläogeographischen Verhältnisse also kaum eine Änderung in dieser Zeit erfahren haben. Bezüglich des kontinentalen Faziesbereichs und der Entwicklung der Ebroschwelle sei auf die zusammenfassenden Ausführungen auf S. 63 hingewiesen.

X. Oberkreide.

1. Die Sedimente der Oberkreide.

Die Oberkreide tritt im wesentlichen in drei Gebieten auf, nämlich erstens in Südkantabrien und in der La Lastra, einem isolierten Bergmassiv etwa 6 km von Reinoso, zweitens im Küstenbereich der Provinz Santander und drittens im Becken von Oviedo.

a) Südkantabrien und La Lastra.

Die Ausbildung der Oberkreide Südkantabriens ähnelt derjenigen Keltiberiens und Portugals, zeigt aber gegenüber der in Nordkantabrien größere Abweichungen.

Das Untercenoman (= Bellasien Portugals) ist ähnlich wie in Keltiberien und Portugal durch weiche Sandsteine, Mergel und gelegentliche Kalkbänke und durch Ostreen charakterisiert. Eine Untergliederung auf Grund der Ostreen, wie sie LARRAZET (1896) bei Ontoria del Pinar aufstellte, läßt sich regional nicht durchführen, da die petrographische Zusammensetzung und die Fossilführung wechseln.

Dieses Untercenoman geht nach oben allmählich durch Zurücktreten des Sandgehaltes in den „1. Oberkreidemergel“ über, der stets durch eine reiche Ammonitenfauna gekennzeichnet ist und im Normalfall Obercenoman und Unterturon umfaßt.

Das Obercenoman ist in der Fazies hellgrauer oder gelblicher, teils knolliger, teils bankiger Kalkmergel ausgebildet, die im unteren Teile noch einige Kalksandsteinbänke enthalten. Die reichsten Fossilfundstellen liegen zwischen Soncillo und Sedano. Östlich von Soncillo wurden in der Nähe des Dorfes S. Cibrián von SCHLÜTER und mir u. a. *Acanthoceras pentagonum* BROWN & HILL, *Ac. (Calycoceras) naviculare* MANT., gesammelt. Nach Süden sowohl wie nach Westen wird die Fauna spärlicher und zugleich nimmt in diesen Gebieten die Sandschüttung zu und die Mächtigkeit des typischen, reinen Kalkmergels ab. Auch konnte weder bei Poza de la Sal noch an irgend einer anderen Stelle des südlichsten Kantabrien eine Ammonitenfauna des Obercenomans gefunden

(1534)

werden. Zwar sammelte LARRAZET bei Ontoria del Pinar in seiner Zone 5 einige unbestimmbare Ammonitenreste, die er zum Cenoman stellte; doch kann es sich ebenso bereits um turone Formen handeln. Ähnlich ammonitenarmes Obercenoman findet sich in ganz Keltiberien, und erst aus Portugal ist wieder eine vergleichbare Fauna bekannt.

Das Unterturon (= Ligérien) ist in der gleichen Fazies wie das Obercenoman entwickelt, sodaß eine petrographische Trennung nicht möglich ist. Im oberen Teil des 1. Oberkreidemergels fanden sich in der Gegend von Soncillo *Mammites revelianus* COURT., *Mamm. nodosoides* nov. var., *Mamm. subconciatium* CHOFF. Diese Fauna belegt unterstes Turon, das von LARRAZET mit *Amm. rochebruni* auch an verschiedenen Stellen der benachbarten Provinz Burgos nachgewiesen wurde.

Über dem 1. Oberkreidemergel liegt in Südkantabrien der 1. Massenkalk der Oberkreide, dessen Altersstellung nicht ganz sicher ist, da er keine Fossilien enthält. Aber da er im Gebiet von Soncillo von Unterturon unterlagert und von sicherem Emscher überlagert wird, ist ein oberturones Alter (= Angoumien) wahrscheinlich. In Portugal, wo eine ganz ähnliche Schichtfolge zu bestehen scheint, enthält der nämliche Kalk *Biradiolites arnaudi* CHOFF., *Sphaerulites lusitanicus* BAYLE und *Sph. peroni* CHOFF. etc., Formen des Mittleren und Oberen Turon. In Keltiberien sind keine Fossilien dieses Alters bisher bekannt geworden. In Ostkantabrien und den westlichen Montes Obarenes scheint die Massenkalkfazies schon früher, vermutlich schon im Unterturon, einzusetzen, da die Mächtigkeit des typischen ersten Oberkreidemergels nach Osten zu immer mehr zu Gunsten des Kalkes reduziert wird. Im Ebrodurchbruch wurden südlich von Incinillas zwischen den im Alter fraglichen basalen Kalkbänken (s. S. 33) und dem Massenkalk des Oberturons nur noch einige kleine Gastropoden in geringmächtigem Mergel gefunden; Ammoniten scheinen hier ähnlich wie weiter südlich recht selten zu werden.

Dieser Kalk wird in Südkantabrien von dem „2. Oberkreidemergel“ überlagert. In ihm fanden sich auf der Peña Dulla u. a. *Hemitissotia* sp., *Natica* sp., *Trigonia scabra* LAM., *Cardium productum* Sow., *Venus matheroni*, und südöstlich von Cubillos del Royo (Soncillo) *Peroniceras subtricarinatum* D'ORB., *Pleurotomaria* (? *coezi*), *Vola* cf. *dutemplei* D'ORB., *Cardium productum* Sow., *Cyprina modesta*, *Rhynchonella eudesi* COQU., *Terebratula nanclasi* Aus der Gegend von Soncillo stammen *Mortoniceras texanum* GROSS., *M. bourgeoisi* D'ORB. sp. emend. GROSS., *Barroisiceras haberfellneri* F. v. HAUER var. *alsta-*

densis, *Plesiotissotia* nov. spec.²¹⁾ und einige große Exemplare von *Cardium productum* Sow. Bei Pesquera sowie bei Masa wurden mehrere Exemplare von *Mortoniceras texanum* GROSS. gesammelt, in der La Lastra (östlich von Reinosa) im entsprechenden Niveau u. a. *Gauthiericeras roquei* PERON und *Hemitissotia* cf. *galeppei*. Ungleich viel reichhaltigere Faunen stammen von Turzo (westlich von Orbaneja) und Castrecías (südöstlich von Aguilar de Campoó), deren eingehende Bearbeitung später erfolgen wird.

Die Verbreitung dieses Horizontes ist überraschend groß. Denn er wurde in ganz Südkantabrien, im nördlichen León, in Keltiberien und Portugal durch ähnliche Faunen nachgewiesen.

Zur Frage der Parallelisierung dieses Mergelhorizontes mit Emscher- und Untersenonstufen Deutschlands sei auf folgende Tabelle verwiesen:

	Stufen in Norddeutschland	Ammoniten der süd-kantabrischen Oberkreide	Fazies der süd-kantabrischen Kreide
Santon	<i>Inoceramus patootensis</i> LOR.	—	massige Kalke (2. Oberkreidekalk)
	<i>Inoceramus pinniformis</i> WILL.		
Coniac	<i>Inoceramus cordiformis</i> SOW. <i>Hauericeras clypeale</i> SCHLÜT.	<i>Mortoniceras texanum</i> GROSS.	weiche gelbliche Mergel festere graue Kalkmergel
	<i>Inoc. undulato-plicatus</i> ROEM.	<i>Mortoniceras bourgeoisi</i> D'ORB. em. GROSS.	
	<i>Inoceramus involutus</i> SOW.	<i>Barroisic. haberfellneri</i> HAUER	
	<i>Inoceramus koeneni</i> G. MÜLL.	<i>Peroniceras subtricinatum</i>	

Es ist aus der Tabelle zu ersehen, daß der 2. Oberkreidemergel das Coniac (= Emscher im Sinne von HEINE 1929) und das unterste Santon (Stufe des *Hauericeras clypeale* SCHLÜT. und des *Inoceramus cordiformis* Sow.) umfaßt.

Dieser faunenreiche Mergel wird überall von grauen, festeren Kalkmergeln überlagert, die nach oben allmählich in einen kompakten Kalk übergehen, den 2. Massenkalk der Oberkreide. Er ist meist nicht so dicht und rein wie der des Oberturons, sondern etwas mergelig und häufig feinsandig und kann bis zu 200 m mächtig werden. Fossilien wurden in ihm bisher nicht festgestellt, doch dürfte er das Obersanton vertreten.

21) Die Beschreibung dieser Art erfolgt später.

Im Gebiet von Sedano und Ciudad del Ebro ist über diesem Obersanton noch eine mächtige Folge von Sanden, Mergeln und Kalken erhalten, die Rudisten des Campan und vermutlich auch des Maastricht führen. Die besten Profile sind südlich von Sedano zu beobachten:

Hangendes: Garumnium

9. 12—15 m gelbbraune, feinsandige Mergelkalke, unten lumachellig, oben mehr dolomitisch. Im mittleren Teil mit Rudisten und Foraminiferen
8. 50 m gelbe, weiche Mergel mit gelegentlichen dünnen Kalkbänken
7. 20 m Wechsel von sandigen Kalken und gelben Mergeln
6. 5 m reine Kalke
5. 10 m weiche, blaugraue Mergel mit Rudisten und Foraminiferen
4. 35 m Wechsel von grauen, sandigen Kalkbänken und braunen Kalksandsteinen, die zu rotem Sandstein verwittern
3. 55 m „Rotsandserie“; braune eisenschüssige Kalksandsteine, die zu rotem Sandstein und braunem Sand verwittern
2. etwa 20 m „Krebsscherenmergel“: graublau, feinsandige Mergel, sehr reich an weißen, schlechterhaltenen Bruckstücken von Krebschalen.

Das Liegende ist an dieser Stelle nicht aufgeschlossen, doch läßt sich bei Tubillo das Profil leicht nach unten ergänzen:

2. 30 m „Krebsscherenmergel“
 1. 30 m blauer, feinsandiger Foraminiferen-Mergel
- 250 m

Liegendes: Massenkalk des Obersanton.

b) Nordkantabrien.

Die Stratigraphie der Oberkreide nördlich des Las Caldas-Sattels wurde schon eingehend von MENGAUD (1920) behandelt.

Das Cenoman besteht im unteren Teil aus dünnen Sandsteinbänken, geflamten, sandigen Mergeln, „Bändertonen“ und gelegentlichen Kalksandsteinbänkchen. Diese dem Alb sehr ähnelnden Sedimente folgen im Hangenden des Vraconkalkes (s. S. 40) und wurden von MENGAUD lediglich auf Grund von *Orbitolina aperta* ERM. zum Cenoman gestellt. Nun fanden sich im Straßeneinschnitt westlich von Tagle (Suances) bei km 6,2 in einer sandigen Mergelkalkbank *Acanthoceras (Calycoceras) naviculare* MANTELL nov. var. und *Metoicoceras* nov. spec. Die Schichten dürften gemäß der Auffassung MENGAUD's dem Untercenoman angehören, da sie von einer mächtigen, ebenfalls noch cenomanen Schichtserie überlagert werden.

In ihrem Hangenden folgen 60—70 m ockergelbe, harte, sandige Kalke, aus denen MENGAUD *Acanthoceras rhotomagense* DEFR. und *Orbitolina aperta* ERM. angibt.

Sie werden von grauen Mergeln überlagert. MENGAUD fand in

(1537)

ihnen an verschiedenen Stellen Ammoniten des Oberen Cenoman, u. a. *Acanthoceras rhotomagense* DEFR., *Ac. newboldi* KOSSM., *Ac. naviculare* MANTELL und *Ac. mantelli* SOW. So darf man annehmen, daß die gelben Kalksandsteine, die die Mergel unterlagern, Mittel cenoman sind, und danach wären die den Kalk unterlagernden Sande, wie erwähnt, Unter cenoman.

Die grobe Brekzie an der Küste östlich von S. Vicente, die MENGAUD als Cenomankonglomerat aufgefaßt hat, stellt ein sehr grobes Oligozänkonglomerat dar (s. S. 54)²²⁾.

Unterturon wurde in Nordkantabrien von MENGAUD nur an einer Stelle, nämlich in der Bucht La Rabia (westlich von Comillas), durch *Mammites revelieranus* COURTILLER nachgewiesen.

Oberturon ist überhaupt noch nicht bekannt, und es könnte für diese Zeit eine Schichtlücke bestehen. Sie mag auch in der glaukonitischen Fazies des Unterturonmergels angekündigt sein.

In ganz Nordkantabrien treten über fossilleeren, sandigen Mergeln hellgraue Kalkmergel auf, die einen erstaunlichen Reichtum an *Micraster coranguinum* KLEIN., *M. turonensis* BAYLE, *M. mengaudi* LAMB. etc. zeigen²³⁾. Nordwestlich des Cabo Menor (Santander) fand MENGAUD *Mortonoceras texanum* ROEM. und *Parapachydiscus* cf. *carezi* GROSS. Etwas weiter westlich fand ich ein Bruchstück von *Gauthiericeras* aff. *margae* SCHLÜTER. MENGAUD stellte diese „Micraster-Schichten“ im wesentlichen auf Grund der durch LAMBERT bestimmten Echiniden ins Santon, doch dürfte in ihrem unteren Teil auch noch Coniac enthalten sein.

Campan besteht am Cabo Mayor (Santander) aus sandigen Mergeln mit Sandsteinbänken, und im höheren Teil aus gebankten, verkieselten Kalksandsteinen, in denen MENGAUD u. a. *Parapachydiscus* cf. *colligatus* v. BRINKHORST, *Pyrina petrocoriensis* DESM., *Exogyra spinosa* MATH., *Rhynchonella eudesi* COQU. fand.

Maastricht ist westlich des Cabo Mayor durch graue oder gelbliche, sandige Kalke vertreten, die zuweilen sehr reich an Bryozoen, Schwämmen, Seeigelstacheln, Orbitoiden etc. sind, und aus denen MENGAUD u. a. *Orbitoides socialis* LEYM., *Crania* cf. *ignabergensis* RETZ., *Hemipneustes pyrenaicus* HEB., *Nerita rugosa* HOERN. anführt.

Dan ist paläontologisch bisher nicht belegt.

22) Auch die angeblich cenomanen „pudinga de Posada“ Asturiens, die MENGAUD mit den Brekzien von S. Vicente verglich, gehören ins Tertiär (s. S. 58).

23) Ausführliche Fossiliste bei MENGAUD 1920.

c) Asturien.

Cenoman und Turon sind in Asturien in ihrer Verbreitung an den südlichen Teil des Beckens von Oviedo gebunden. Das beste Profil ist an der Straße östlich von Castiello zu sehen:

etwa 15 m fester, heller Kalk

etwa 15 m hellgraue, knollige Mergelkalke, oben fossilifer, im unteren Teil mit Gastropoden („tuffeau de Castiello“ von BARROIS)

10—12 m dunkelgraue bis bläuliche, teils sandige Mergel mit Kalkbänken. Die Mergel enthalten Terebrateln, *Exogyra columba* etc. („tuffeau de S. Bartolomé“ von BARROIS)

etwa 8 m hellgraue bis bläuliche, gebankte Mergelkalke mit weichen Mergelagen, die Terebrateln enthalten).

Es ist das einzige Profil, das einwandfrei die unmittelbare Überlagerung des „tuffeau de S. Bartolomé de Nava“ (Nava-Schichten) durch den „tuffeau de Castiello“ (Castiello-Schichten) zeigt.

Das Cenoman, dem bisher nach dem Vorschlag von BARROIS nur die Nava-Schichten zugewiesen wurden, besteht zuunterst ganz ähnlich wie in Kantabrien in einer Mächtigkeit von mehr als 50 m aus Sanden mit dünnen Kalksandsteinbänken, die bei Otero und an der Straße südlich von Infiesto, sowie bei Nava einzelne *Exogyren* und *Orbitolina aperta* ERM. enthalten. Ob diese Folge in ihrem unteren Teil noch dem Alb angehört, ließ sich faunistisch nicht belegen. Im Bahneinschnitt von Nava folgt darüber ein 10—15 m mächtiger Kalksandstein mit großen Ostreen, der dem Mittelcenoman Kantabriens entsprechen dürfte, dann eine 11—12 m mächtige Serie dicker Kalksandsteinbänke mit dunklen Mergeln und erst darüber die 18—20 m mächtigen, fossilreichen Nava-Schichten, aus denen schon BARROIS *Ostrea africana* COQU., *Orbitolina concava* etc. anführte.

Sie werden von den 10—15 m mächtigen²⁴⁾ Castiello-Schichten überlagert, in denen BARROIS bei Castiello (s. obiges Profil) *Amm.* (*Mammites*) *rochebruni* COQU., *Amm.* cf. *deverianus*, *Amm.* cf. *lewesiensis*, *Inoceramus labiatus*, *Periaster verneuilli* fand. Durch diese Funde sind die Schichten eindeutig als Unterturon bestimmt.

Dieses ist an zahlreichen anderen Stellen mit reicher Gastropoden- und Bivalvenfauna aufgeschlossen, so bei Ceceda, zwischen Villamayor und Goleta, bei Cua, Villaverde (Straße von Cangás de Onis nach Rebollada) etc., doch sind Ammoniten nirgends wieder gefunden worden.

24) Wenn BARROIS von Ceceda 50 m, von Castiello 40 m Mächtigkeit angibt, so hat er in beiden Fällen die liegenden Navaschichten und vermutlich auch einen Teil des Oberturon darin einbezogen. Er erkannte nicht die Überlagerung der Castiello- und Navaschichten.

Die Kalkmergel des Unterturons gehen nach oben allmählich in feste Kalke über (bei Ceceda, Castiello, S. Claudio, Infiesto etc.), die den oberturonen Kalken Kantabriens entsprechen. In ihnen fand BARROIS *Hippurites organisans*, *H. cornuaccinum* und *Nerinea monolifera*.

Senon ist in Asturien bisher nicht nachgewiesen worden.

2. Paläogeographie der Oberkreide.

Die im wesentlichen gleiche Ausbildung der Oberkreide im ganzen Untersuchungsgebiet weist auf einen weiten, nur wenig gegliederten Sedimentationsraum für diese Zeit hin. Eine Ausnahme bilden hauptsächlich das Unter- und Mittelcenoman, doch geben auch in der übrigen Oberkreide einige Faziesänderungen und Mächtigkeitsschwankungen einen Hinweis auf gewisse Gliederungen des Sedimentationsraumes.

a) Der Sedimentationsraum in der Zeit vom Oberalb bis zum Mittleren Cenoman

(vgl. Taf. 4, Fig. 10).

α) Der Kantabrische Trog.

Im Nordosten und Norden Kantabriens werden die Sedimentationsverhältnisse des Oberalb im Unteren und Mittleren Cenoman fortgesetzt.

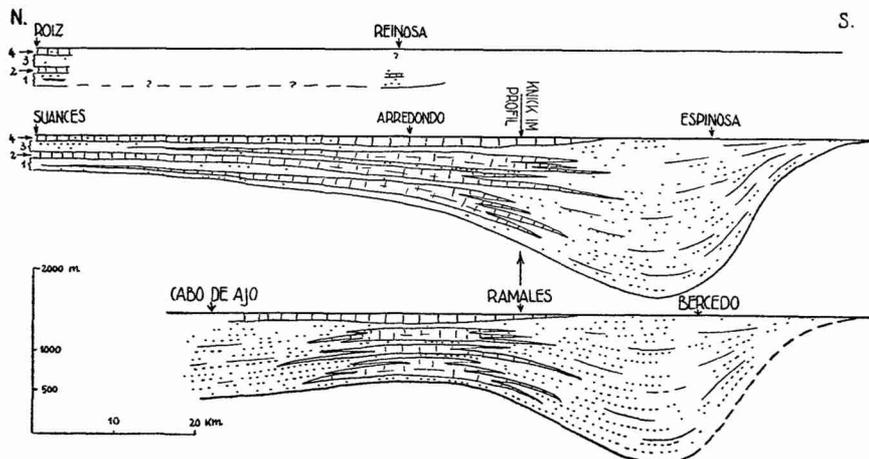


Abb. 7. Die Faziesverhältnisse Nord- und Ostkantabriens in der Zeit vom Oberalb bis zum Mittelcenoman.

1 = Alb; 2 = Vracon; 3 = Untercenoman; 4 = Mittelcenoman.

Die fischähnlichen Sedimente zwischen Rames und Espinosa des los Monteros, die vom Oberalb bis zum Mittelcenoman reichen, (1540)

werden bis zu 2000 m mächtig und zeigen einen tiefen Trog in diesem Gebiet an, dessen Geosynklinalcharakter noch besonders durch das überraschend schnelle Auskeilen dieser mächtigen Schichtfolge nach Süden unterstrichen wird. Sie ist schon bei Soncillo nur noch etwa 50 m mächtig, und in den westlichen Montes Obarenes ist kein marines Alb und Untercenoman mehr bekannt. Der Südrand dieser ost-westlich streichenden Geosynklinale fällt ungefähr mit dem Nordrand des Tertiärbeckens von Medina zusammen (s. Abb. 7).

β) Die Nordkantabrische Schwelle.

In der Gegend von Arredondo werden in dem Zeitraum vom Oberalb bis zum Mittelcenoman bis zu 800 m mächtige Riffkalke abgelagert, die hier eine Schwelle gegenüber der Region der mächtigen Flyschentwicklung anzeigen. Nördlich dieser Schwelle keilen die Kalkmassen ebenso schnell aus wie südlich derselben. Hier tritt im Gebiet zwischen Santander und Santona wieder eine mehr als 900 m mächtige Sandstein-Letten-Serie gleichen Alters auf, die eine Region stärkeren Sinkens anzeigt. Von wo diese Sande stammen, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen. Von Westen oder Südwesten können sie nicht gekommen sein, da hier einerseits weit ausgedehnte Schelfgebiete, andererseits die Nordkantabrische Schwelle lagen. Für ein nördliches Ursprungsgebiet hat man keine weiteren Anhaltspunkte. Es bleibt die Möglichkeit, daß Strömungen das detritische Material vom südlichen Festland her am östlichen Ende der Nordkantabrischen Schwelle vorbei hierher verfrachteten.

γ) Schelfgebiete.

Das Unter- und Mittelcenoman ist in Nordwestkantabrien, wo die Trennung vom Alb möglich ist, nur 200—220 m mächtig²⁵⁾ (vgl. Abb. 7). In Südkantabrien ist es noch bedeutend geringermächtig oder überhaupt nicht zur Ablagerung gelangt. Der Sedimentationsraum dieser Sedimente ist in Fig. 10 auf Tafel 4 veranschaulicht.

b) Der Sedimentationsraum nach dem Mittelcenoman
(vgl. Taf. 4, Fig. 11).

α) Transgression des Obercenomans.

Am ganzen Südrande des Asturischen Gebirges liegen geringmächtige, lockere Kaolinsande und weiße Kiese dem Paläozoikum

²⁵⁾ In Nordwestkantabrien hat die ganze Schichtfolge vom Alb bis Mittelcenoman, die dem weiter östlich als Einheit aufgefaßten Schichtpaket entspricht, eine Mächtigkeit von etwa 450 m.

auf und werden unmittelbar vom Obercenoman-Turon überlagert.

Sie lassen sich nicht als Wealden ansprechen, da dessen Sedimentationsbereich ja — nach Mächtigkeit und Fazies zu urteilen — bereits bei Cervera seine westliche Grenze haben dürfte. Faziell haben sie große Ähnlichkeit mit den Utrillas-Schichten Keltiberiens, dürften aber wohl nicht wie diese das Oberalb, sondern eine utrillas-ähnliche Fazies an der Basis des transgredierenden Obercenomans darstellen. Paläontologisch läßt sich das genaue Alter nicht belegen.

Ähnliche Sedimente treten in Asturien südwestlich von Oviedo²⁶⁾ auf und sind auch dort nicht als Wealden aufzufassen, da sie auch dort südlich der Grenze der Wealdenverbreitung liegen (s. S. 28 u. Abb. 5). Sie dürften ebenfalls dem Obercenoman angehören.

Dieses Übergreifen des Obercenomans in so großen und weit-entfernten Gebieten, das Fehlen von Sandschüttungen in der übrigen Oberkreide (mit Ausnahme des Campan in Ostkantabrien) und vor allem das gänzliche Fehlen von Quarzgeröllen in den oligozänen Konglomeraten (s. S. 60) zeigen, daß das Oberkreidemeer weithin das Asturische Gebirge bedeckte.

β) Der Trog von Sedano.

Die faunenreiche Ausbildung des ersten Oberkreidemergels ist auf das Gebiet von Soncillo-Sedano beschränkt. Der Oberturonkalk zeigt eine Mächtigkeitszunahme von Südwestkantabrien (Cervera, Castrecías etc. etwa 50 m) und Südkantabrien (Humada, Sta. Cruz, Huérmece etc. etwa 60—70 m) zum Gebiet von Soncillo-Sedano hin (bis zu 150 m). Ebenso scheint die Mächtigkeit des Obersantonkalkes von Südwest- und Südkantabrien (Cervera, Castrecías, Gama etwa 60—80 m) nach Nordosten (Sedano, Peña Dulla etc. 200 m) anzusteigen. Auch diese Schwankungen scheinen primär zu sein, wenn auch das Hangende des Obersanton in Südwestkantabrien nicht erhalten ist.

Im Obercenoman, Turon und Untersenon besteht also noch ein schwaches Troggefälle nach Nordosten ähnlich wie in früheren Zeiten. Das ändert sich mit Beginn des Campan.

Campan und Maastricht haben bei Sedano eine Mächtigkeit von 230 m, weiter nördlich dagegen, nämlich östlich von Pesquera, nur noch von 150 m. Gleichzeitig ändert sich die Fazies. Denn

26) Auch aus der Peña Mayor, einem Bergmassiv südlich von Nava, beschreibt CANTELI (1926) ein isoliertes Vorkommen von Kreidesanden, die — nach dem Fehlen von Konglomeraten zu urteilen — wohl mit den übergreifenden Schichten südlich von Oviedo identisch sind.

bei Sedano zeigen u. a. die Sandsteine im unteren Teil des Campan einen maximalen Korndurchmesser von 1 mm, während bei Pesquera, Ciudad del Ebro etc. bis wallnußgroße Quarzitgerölle auftreten. Da im Küstenbereich der Provinz Santander wieder nur feinkörnige Sandsteine auftreten, mag in dem Zwischengebiet eine, vielleicht nur örtliche Auftragung gelegen haben, die die Mächtigsabnahme bedingt und die groben Gerölle geliefert hat. Die Auftragung könnte ein Vorstülpung des südlichen Festlandes gewesen sein.

XI. Tertiär.

In Nordkantabrien ist das Altertiär auf zwei kleine Becken, die von S. Vicente und S. Román, beschränkt, während es in Südkantabrien, in den Becken von Medina und Manzanedo und im westlichen Duerobecken (Provinz Palencia und León), weit verbreitet ist. Ebenso ließ sich Tertiär im Becken von Oviedo in weiter Verbreitung nachweisen.

1. Die Sedimente des Tertiärs.

a) Becken von S. Vicente.

DE VERNEUIL (1849) erwähnt zum ersten Mal das Nummulitique aus der Gegend von S. Vicente de la Barquera. Später wurde das marine Paleozän, Eozän und Oligozän von dort durch ARCHIAC (1850), MAESTRE (1864), GASCUE (1877), CAREZ (1881), MALLADA (1904) und sehr eingehend vor allem durch MENGAUD (1908—1920) bearbeitet.

α) Paleozän.

Fazies und Fossilführung des Paleozäns (= Eocène inférieur) wechselt auf sehr engem Raume. Es beginnt mit einem geringmächtigen Konglomerat, das ohne Winkeldiskordanz das Campan überlagert. Über ihm folgen in der Peña Sarin 25—30 m helle, feinkörnige, splittrige Kalke und dann 50—60 m Miliolidenkalke, die MENGAUD auf Grund ihrer Fauna mit den Miliolidenkalken des Thanet in den Kleinen Pyrenäen vergleicht. Sie gehen nach Westen in geringmächtige graue, sandige Mergel und nach Süden gar in etwa 50 m weiße Sandsteine über.

Das Hangende dieses Thanet bilden mächtige Alveolinenkalke, deren oberer Teil lokal auch in der Fazies von Lithothamnienkalken ausgebildet sein kann. Nach ihrer Fauna (*Nummulites globulus* LEYM.-guettardi D'ARCH, *N. atacicus* LEYM., *Alveolina oblonga* D'ORB., *A. subpyrenaica* LEYM. etc.) betrachtet MENGAUD sie als Sparnac. Ihre Mächtigkeit beträgt in der Peña Sarin etwa 200 m, nimmt nach Westen aber sehr schnell ab.

β) Eozän.

Die Fazies des Eozäns (= Eocène moyen + Eoc. supér.) ist konstanter als die des Paleozäns. Es beginnt mit einer 10—40 m

mächtigen Folge von lockeren Sanden und bunten Kiesen, die nach MENGAUD dem Unter-Cuise angehören. Sie werden von den „Kalken des Peña-Sarin-Gipfels“ überlagert, die *Nummulites ataticus* LEYM., *N. planulatus* LAM., *Assilina granulosa-leymeriei* D'ARCH., *Alveolina oblonga* D'ORB., *A. subpyrenaica* LEYM. etc. enthalten und wohl Ober-Cuise darstellen. In ihrem Hangenden folgen die „Kalke mit großen Assilinen“, in denen MENGAUD *Assilina granulosa* D'ARCH., *A. aff. exponens* SOW., *A. aff. spira* DE ROISSY, *Num. uroniensis* HEIM, *Alveolina elongata* D'ORB. fand und die er daher an die Grenze Cuise-Lutet stellte. Erst die „Kalke von Colombres“ mit *Num. aturicus* J. & L., *N. millecaput* BOUB., *Ass. exponens* SOW. etc. erweisen sich eindeutig als Lutet. Doch ist nicht sicher, ob das ganze Lutet in ihnen enthalten ist. Sie werden von dem „Sandstein von Acebosa“ und dieser noch von einem weichen, hellgrauen Mergel überlagert, die aber beide nur wenige, für die Altersbestimmung indifferente Fossilien geliefert haben.

γ) Oligozän.

Das Lutet wird diskordant von einem weißlichen bis fleischfarbenen dichten Korallenkalk (calcaire rose à Polypiers bei MENGAUD) überlagert, den MENGAUD auf Grund von *Orthophragmina* sp. zum Priabon stellt. Eine solche Altersbestimmung ist aber auf Grundlage der wenigen von ihm gemachten Fossilfunde nicht zu rechtfertigen. Nun fanden sich in ihm südlich von La Braña einige Nummuliten, die Herr BEHRMANN als *Nummulites intermedius* D'ARCH., *N. boucheri* DE LA HARPE, *N. cf. vascus* JOLY & LEYM. bestimmt hat. Der Kalk ist also oligozän, und zwar vermutlich unteroligozän, da er von einer mächtigen oligozänen Mergelserie noch überlagert wird.

Eine fazielle Vertretung dieses Korallenkalkes stellen östlich des Kap Oriambre vermutlich rote Mergel, Sandsteine und Korallenkalkbänke dar. Sie werden von groben Brekzien und Konglomeraten überlagert, die MENGAUD an einigen Stellen als „Cenoman“ —, an anderen als Oligozänkonglomerat aufgefaßt hat. Genaue Profil-aufnahmen an der Küste zwischen S. Vicente und dem Kap Oriambre ergaben aber, daß das Konglomerat stets im unteren Teil der Oligozänserie liegt, daß es in seiner Zusammensetzung und Verbreitung sehr unbeständig ist und bei seiner Einschaltung in eine weiche Mergelserie fast stets unter disharmonischen Lagerungsverhältnissen auftritt.

Im Hangenden dieses Konglomerates folgt die von MENGAUD

beschriebene mächtige, faunenreiche Mergelserie des eigentlichen Oligozäns.

b) Das Becken von S. Román bei Santander.

Über dem sicher nachgewiesenen Maastricht liegt nordwestlich von Santander ein gelblicher, spätiger, fossilleerer Kalk unbekanntes Alters, den MENGAUD dem Aussehen nach mit dem „calcaire nankin“ der Kleinen Pyrenäen vergleicht. Er kann sowohl dem Dan wie dem Mons angehören.

Darüber folgt ein weißer, feinkörniger, splittriger Kalk, der nur vereinzelt Lithothamnien und Milioliden enthält und nach oben in einen Lithothamnienkalk übergeht, in dessen unterem Teil außer *Lithothamnium* noch Bryozoen und *Orthophragmina* vorkommen. In einer Bank im mittleren Teil dieses Kalkpaketes fand MENGAUD *Operculina* (aff. *thouini* D'ORB.), *O. cf. ammonica* LEYM. und im oberen Teil desselben *Nummulites globulus* LEYM.-*guettardi* D'ARCH., *N. atacicus* LEYM., *Alveolina oblonga* D'ORB., *A. subpyrenaica* LEYM., *Conoclypeus cotteaudi* LAMB. Das jüngste Schichtglied sind die „*Schizaster*-Schichten“ („grès à *Schizaster*“ MENGAUD's) mit *Schizaster cantaber* LAMB., *Num. atacicus* LEYM., etc. Auf Grund dieser Fauna werden die Lithothamnienkalke als Paleozän, die mergeligen *Schizaster*-Schichten als Eozän betrachtet.

c) Südkantabrien.

Südlich der kantabrischen Wasserscheide tritt das Tertiär in sehr veränderter Fazies auf.

α) Paleozän, Eozän und Oligozän.

Im Becken von Manzanedo und am Westrande des Beckens von Medina sowie westlich von Sedano folgt über dem Maastricht eine 160—180 m mächtige Serie von blutroten, grünen und gelben, bröckeligen Letten, Sandsteinen, feinen Quarzkonglomeraten und dünnen, reinweißen Mergelkalkbänken²⁷⁾. Die Schichten erinnern sehr an die im wesentlichen limnische Garumnium-Entwicklung der Pyrenäen, doch dürften sie in Kantabrien zumindest teilweise marin sein. Das zeigen einige marine Bivalven, die sich in einer Kalkbank nördlich von Manzanedo (südlich von Soncillo) fanden. Es ist nicht zu entscheiden, ob dieses Garumnium ebenso wie in den Pyrenäen das Dan und das ganze Paleozän umfaßt. Denn westlich des Tertiärbeckens von Medina wird es von einem fossil-

27) Ein bei Incinillas aufgenommenes Profil durch diese Serie gibt SCHRIEL 1930 (Abb. 8, Schicht cu 5 und a—d). Sie ist irrtümlich als „Utrillasschichten und tiefste Obere Kreide“ bezeichnet.

leeren, sehr feinkörnigen, hellgrauen Kalksandstein überlagert, der sowohl dem Oberen Paleozän wie dem Cuise angehören könnte. Hierüber folgt eine in der Mächtigkeit schwankende Folge bunter Kiese und Sande und in derem Hangenden ein schon von LARRAZET erwähnter Alveolinenkalk des Unteren Lutet.

Dieser wird im Norden des Beckens von Medina von 500 m mächtigen groben Konglomeraten überlagert, die sich ganz aus Kreidekalkgeröllen zusammensetzen und in die sich zuweilen braunrote Sandsteinbänke einschalten. Fossilien sind bisher aus ihnen nicht bekannt geworden. LARRAZET (1896) faßte sie als Obereozän-Oligozän und SCHRIEL (1930) als Miozän auf. Über ihnen folgt der „Kalk-Weißmergel“ SCHRIEL's (auf der Karte, Taf. 1, durch schräge Schraffur gekennzeichnet), der nun an der Straße zwischen Medina und Villarcayo in einem kleinen Steinbruch eine Fauna lieferte, die Herr WENZ in Frankfurt die Freundlichkeit hatte zu bestimmen. Es fanden sich:

Poiretia (Palaeoglandina) costellata cf. *abbreviata* (F. E. EDWARDS)

Galba (Galba) longiscata (BROGN.)

Planorbina (Planorbina) cf. *pseudoammonius castrensis* (NOULET)

Ichurostoma formosum formosum (BOUBÉE)

Herr WENZ schreibt dazu: „Was das Alter der Ablagerung betrifft, so deutet das Vorkommen von *Ichurostoma formosum formosum* auf Lud — Sannois, während für die älteren Horizonte *I. formosum minutum* (NOULET) bezeichnend ist. Andererseits spricht das Auftreten einer Planorbide der *pseudoammonius* — Gruppe und das Fehlen von *Coretus crassus* gegen Sannois, sodaß die größte Wahrscheinlichkeit besteht, daß die Kalke dem Lud angehören“. Danach müssen also die ganzen liegenden Konglomerate ins Obereozän und die im Hangenden des Kalk-Weißmergels folgende mächtige Serie von Sandsteinen und feinen Konglomeraten ins Oligozän gestellt werden.

Den liegenden Konglomeraten ähnliche Sedimente sind in gleicher Mächtigkeit am ganzen Südrand des Asturischen Gebirges verbreitet, haben aber auch dort bisher keine Fossilien geliefert. Erst am äußersten Westende des Duerbeckens ist bei Zamora und Salamanca Mitteleozän und Oligozän durch Fossilien belegt. Alle diese konglomeratischen Bildungen stimmen petrographisch überein und sind gleichaltrig.

Miozän.

Diese älteren Bildungen werden am ganzen Nordrande des Duerbeckens von einer Serie brauner Sandsteine mit unter-

(1546)

geordneten Quarz-Kalk-Konglomeraten oder auch von braunroten Letten überlagert, die im Gegensatz zu den älteren Konglomeraten auf verschiedene ältere Schichtglieder übergreifen. CIRY (1928) erwähnt solche Lagerungsverhältnisse vom Südrand des Asturischen Gebirges, und auch SCHRIEL stellte fest (1930, S. 72), daß z. B. bei Briviesca die Basalkonglomerate (jetzt als Obereozän festgelegt) fehlen, und das Tertiär erst mit einer der höheren Stufen beginne, die ihrerseits transgredierend auf älteren Schichten auflagere²⁸). Es ist also eine Diskordanz zwischen den beiden Schichtgliedern vorhanden.

Diese obere, meist geringmächtige übergreifende Serie gehört ins Miozän und zwar wohl, wie auch sonst sehr häufig in Spanien, zum Torton, zumal sie meist von einem hellen Mergel oder Mergelkalk überlagert wird, der an verschiedenen Stellen in den Becken von Miranda und Bribiesca Mollusken des Sarmats geliefert hat.

Bei Burgos liegt über dem Sarmat der pontische Paramoskalk, im Becken von Bribiesca dagegen noch eine mehrere 100 m mächtige Folge von Letten, Kalken und Gipsen, die wohl eine fazielle Vertretung des in der Umgebung von Burgos viel geringermächtigen und gipsfreien Obersarmats und Ponts darstellen.

d) Asturien.

Die in Betracht kommenden Sedimente Asturiens sind schon seit langem bekannt. SCHULZ (1858), BARROIS (1879) und MALLADA (1907) haben sich mit ihnen befaßt, sie aber stets als Oberkreide betrachtet.

Da sich die Fazies der tertiären Sedimente sehr schnell ändert, stößt eine stratigraphische Gliederung auf große Schwierigkeiten.

Bei Oviedo liegt über dem Oberturonkalk konkordant und mit kaum feststellbarer Grenze²⁹) ein weißer Mergelkalk, der nach oben allmählich in den mergeligen Gips von Oviedo übergeht. Darin fand ARANGO (s. ROYO 1927 und LLARENA 1928) *Palaeotherium magnum* CUV., *P. curtum* und *Cynodictis* sp., die das obereozäne Alter des Gipses beweisen. Der Gips tritt nur ganz lokal auf und geht nach Norden hin sehr schnell in gipshaltige oder reine Mergel über, die in den Bahneinschnitten im nördlichen Stadtteil von Oviedo mehrmals aufgeschlossen sind. Ungefähr gleichen Alters dürften garumniumähnliche rötliche Letten sein, die weiter

28) Das Auflager auf Keuperophit ist besonders schön in einem kleinen Einschnitt nördlich von Salinas (westlich von Bribiesca) aufgeschlossen. Der Basisteil des Tortonens enthält dort eckige Brocken von Ophit und kleine Quarz- und Kalkgerölle.

29) Dieses Auflager ist mehrfach westlich von Oviedo aufgeschlossen.

östlich, z. B. südlich von El Berrón, unter dem noch zu erwähnenden „marga rosa“-Kalk auftreten. Die Gipsmergel von Oviedo werden weiter nördlich, am Südhang des Naranco, von einer mächtigen Mergelserie überlagert, die teilweise, so in einem Hohlweg, gut aufgeschlossen ist und dort folgendes Profil zeigt:

9. reine Sandsteine und Quarzkonglomerate (Gerölle bis 4 cm Durchmesser)
8. rötliche Mergel, oben sandig
7. weißer Mergelkalk
6. 5–6 m rötliche Mergel
5. 2 m weißer Kalk, seitlich in Mergel übergehend
4. etwa 20 m rötliche Mergel, unten sandig
3. 2 m Konglomeratbank aus Quarzgeröllen (bis zu 5 cm groß), Kreidekalken und tertiären Mergeln (bis zu 10 cm groß)
2. 2,50 m grobe, lockere Sande und Kiese (Gerölle bis zu 4 cm)
1. helle Mergel und Kalke.

Dieselbe Serie tritt weiter nördlich bei Llanera wieder auf und ist im Eisenbahneinschnitt von Lugo de Llanera (s. LLARENA 1928) gut aufgeschlossen. Sie enthält auch dort Gips- und Kalkkonglomeratlagen. Eine Bohrung, die bei Granda de Llanera niedergebracht wurde (s. MALLADA 1904 Bd. V.) zeigte, daß das Tertiär hier mehr als 300 m mächtig ist und mehrere bis zu 20 m mächtige Konglomeratlagen enthält. Allerdings ist nicht sicher, ob diese ganze Serie dem Obereozän von Oviedo und Lugo entspricht, vielmehr könnte auch noch Oligozän darin enthalten sein.

Die groben Konglomerate treten in dem kleinen Tertiärbecken nur am Nordrande auf, verschwinden nach Süden sehr schnell und werden durch sandige Mergel und schließlich durch Mergelkalk („marga rosa“) teilweise ersetzt. Letzterer hat an verschiedenen Stellen Limnäen und Planorben geliefert.

Diese ganze Serie wird von Kalkkonglomeraten überlagert, die von den ähnlichen Bildungen des Obereozäns äußerlich nicht zu unterscheiden sind, wohl aber durch eine Diskordanz vom Liegenden getrennt werden. Sie überlagern z. B. im Bahneinschnitt von Lugo horizontal das aufgerichtete Eozän, und ihnen dürften auch die Konglomerate von Posada entsprechen (s. „pudinga de Posada“ bei LLARENA 1929). Ich möchte sie ebenso wie LLARENA (1929) mit den groben Konglomeraten von Villaverde de Tarilonte auf der Südseite des Asturischen Gebirges vergleichen und sie für oligozän halten.

2. Paläogeographie im Tertiär.

(vgl. Taf. 4, Fig. 12).

a) Paleozän.

Nach Ablagerung des Maastricht zog sich das Meer sehr weit zurück; denn Dan und Mons sind in ganz Nordwestspanien bisher nicht paläontologisch nachgewiesen. Lediglich im Becken von S. Román könnten in den gelben, spätigen Kalken im Hangenden des Maastricht Sedimente dieser Zeiten vorhanden sein. Erst im Thanet dringt das Meer wieder etwas nach Süden vor, dürfte aber — nach der Unbeständigkeit von Fazies und Mächtigkeit der betreffenden Sedimente in den Becken von S. Vicente und S. Román zu urteilen — nur wenig über die heutigen Südränder dieser Becken vorgegriffen haben. Denselben Raum nahm das Meer im Sparnac ein (Fig. 12, Tafel 4).

Zur gleichen Zeit bestand ein Garumniumbecken in Südkantabrien, das wohl keine dauernde Verbindung mit dem offenen Meer im Norden hatte. Nur das Kalksandsteinpaket im Hangenden des Garumnium könnte eine Ausdehnung des Oberpaleozänmeeres bis nach Südkantabrien andeuten. Das Garumniumbecken liegt in demselben Raume, den der im Campan neuangelegte Trog von Sedano einnahm.

b) Eozän.

In Nordwestkantabrien scheint an der Grenze Paleozän-Eozän eine örtliche Regression mit nachfolgender Transgression eingetreten zu sein; darauf deuten die Kiese des Unter-Cuise im Becken von S. Vicente hin, die weiter östlich im Becken von S. Román nicht mehr auftreten. Aber schon im Ober-Cuise hat das Meer in Nordkantabrien ungefähr wieder denselben Raum wie im Thanet und Sparnac eingenommen, und im Unterlutet transgrediert es weit nach Süden und Südosten. In dieser Zeit ist offenbar eine Verbindung des nordkantabrischen mit dem nordostspanischen Meere hergestellt worden, wie die unterlutetischen Alveolinenkalke im Becken von Medina, Miranda und im westlichen Ebrobecken zeigen. Die Südküste dieses Meeres verlief in südöstlicher Richtung zwischen den Becken von Medina und dem von Bribiesca, da in ersterem die Mächtigkeit der Alveolinen-Kalke von Norden nach Süden stark abnimmt (bei Ciguenza, westlich von Villarcayo, 40 m; bei Villalain nur 8 m), und in den Becken von Bribiesca und Burgos Sedimente dieses Alters nicht mehr vorkommen. Vom Mittellutet an hat sich das Meer offenbar schrittweise wieder zurückgezogen, da in Südkantabrien keine jüngeren Ablagerungen als Unterlutet

(1549)

und in Nordkantabrien keine jüngeren als solche des Oberlutet bekannt sind.

Das asturische Obereozän ist wohl zur Hauptsache festländischer Entstehung.

c) Oligozän.

Erst mit Beginn des Oligozäns drang das Meer wieder in das Becken von S. Vicente ein, doch dürfte seine Ausdehnung nicht viel größer als das heutige Verbreitungsgebiet dieser Sedimente gewesen sein. Das zeigt sich darin, daß an der Nordküste unter der groben Brekzie weiche Mergel auftreten, die wenig weiter südlich durch Korallenkalke vertreten werden, vor allem aber in einer brackischen Fauna (Limnäen zusammen mit Lepidocyclinen) östlich des Kap Oriambre in Schichten, die westlich dieses Kaps rein marin entwickelt sind.

Das Meer blieb in diesem Becken während des ganzen Oligozäns stehen, während das gesamte übrige Nordwestspanien Festland war.

Doch entstehen auf diesem Festlande einzelne verhältnismäßig rasch sinkende Zonen, die den Schutt ihrer Umgebung bis zu großen Mächtigkeiten (1000 m) aufnehmen. Vor allem wird er von Norden nach Süden getragen und in Schuttkegeln entlang der Linie La Robla-Villarcayo abgelagert. Aber auch nach Norden werden zum Becken von S. Vicente und dem Asturischen Trog hin die Sedimente transportiert. Solche Sedimentationsverhältnisse, nämlich ein einheitliches, ost-westlich verlaufendes Denudationsgebiet im ganzen Kantabro-asturischen Gebirge und Sedimentationströge im Norden und Süden desselben, treten zum ersten Mal im Oligozän auf. Es teilt sich also die in allen früheren Zeiten einheitliche Asturisch-kastilische Masse entlang der ost-westlich verlaufenden Linie (Cervera-La Robla) in ein nördliches Gebiet, das als Asturische Masse auch weiterhin aufsteigt, und in ein Südgebiet, das als Duerobecken ins Sinken kommt und eine Tertiärbedeckung erhält. Da sich alle Oligozänkonglomerate aus groben Kalkgeröllen oberkretazischen Ursprungs zusammensetzen, während andere Bestandteile (quarzitische oder gar paläozoische) fehlen, muß man annehmen, daß die Hochbewegung des Asturischen Gebirges zunächst noch gering, und das Paläozoikum durch die Erosion noch nicht freigelegt war.

d) Miozän.

Das eben gegebene allgemeine Bild der Verteilung von Hoch- und Senkungsgebieten bleibt im Miozän im wesentlichen bestehen. Das ganze Kantabro-asturische Gebirge steigt weiterhin auf und
(1550)

liefert den Schutt für die südlichen Beckenräume. Sehr bald wird bei der geringen Sedimentüberdeckung auch das Paläozoikum durch die Erosion freigelegt. Es entsteht die nacholigozäne (? praetortonische) Rumpffläche³⁰⁾ des Asturischen Gebirges, die jetzt in Ostasturien, in der Peña Labra, bis zu 2000 m Höhe reicht, nach Osten aber schnell auf 1100 m abfällt.

In den Trogebieten südlich und östlich des Gebirges lagert sich das Miozän an die in savischer Zeit (s. S. 94) entstandenen Faltenzüge an. Die Becken von Medina, Manzanedo, Bribiesca und Burgos haben keine oder nur geringe Verbindung untereinander gehabt.

Die Sedimentationsgeschichte ist bis zum Pont zu verfolgen. Jüngere Sedimente sind nicht vorhanden.

XII. Quartär.

Diluviale Faunen und menschliche Artefakte sind aus den zahlreichen Höhlenbildungen Kantabriens und Asturiens mehrfach beschrieben worden. Glaziale Ablagerungen wurden durch PENCK (1897) und STICKEL (1929) aus Asturien bekannt, Terrassenbildungen diluvialen und alluvialen Alters beschreibt auch MENGAUD (1920) aus Nordkantabrien. Die junge morphologische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges wurde von STICKEL (1929) untersucht.

In ganz Nordwestspanien läßt sich eine Verebnungsfläche nachweisen, die ganz allgemein als pliozän (STICKEL, PACHECO und ROYO) aufgefaßt wird. Überlagert von Flußschottern liegt sie in León 1200 m, in Südkantabrien etwa 1000 m hoch, und in Nordkantabrien sinkt sie ziemlich schnell auf etwa 700 m ab. Gleichzeitig senken sich die vermutlich altdiluvialen Terrassen von 860—900 m bei Reinosa auf etwa 3—400 m an der Küste ab. Das Gefälle ist wohl zu bedeutend, um primär zu sein, sondern wenigstens zum Teil wohl der Ausdruck junger Aufwärtsbewegung des Gebietes.

Zusammenfassung über die epirogene Entwicklungsgeschichte Nordwestspaniens im Mesozoikum und Tertiär
(vgl. Tafel 4).

Wir sahen bei der Betrachtung der Sedimentationsverhältnisse der einzelnen Zeitabschnitte, daß einige paläogeographische Ein-

³⁰⁾ STICKEL (1929) bezeichnet die Fläche als oligozän. Es wurde aber oben gezeigt, daß im Oligozän das Asturische Gebirge noch von einem Sedimentmantel überdeckt war.

heiten immer wieder in Erscheinung getreten sind, andere dagegen nur zeitweilig Bedeutung gehabt haben.

Die in paläozoischer Zeit konsolidierte Asturische Masse bildet den nördlichen Teil der großen Kastilischen Masse und gibt sich in fast allen Zeitabschnitten als sedimentlieferndes Hochgebiet mit fast immer den gleichen Konturen zu erkennen. Sie tritt zum ersten Male im Buntsandstein deutlich hervor, zeichnet sich dann in der Keuperzeit durch das Fehlen der Ophite in ihrem Bereich aus, erfährt nach einer teilweisen Überflutung im Jura eine neue Hochbewegung in jungkimmerischer Zeit, liefert die gewaltigen Schuttmassen des Wealden, wird von dem vordringenden Aptmeere nicht überflutet und nur in der Oberkreide mit einem verhältnismäßig dünnen Sedimentmantel bedeckt, der bis ins Alttertiär hinein das Paläozoikum vor Abtragung schützte. Präoligozän entsteht zum ersten Mal eine Gliederung nach einer ost-westlich verlaufenden Linie derart, daß der nördliche Teil als Asturische Masse von neuem schwach aufgewölbt wird, während der südliche Teil einsinkt und nun zum Boden des Duerobeckens wird. Die Aufwärtsbewegung des nördlichen Teiles setzt sich im ganzen Tertiär und Diluvium fort und bedingt das heutige morphologische Hochgebirge Asturiens. In diesem nördlichen Teil der Masse handelt es sich also um ein sehr flachgründiges Gebiet, in dem maximal 2—300 m Sedimente während des ganzen Mesozoikums und Tertiärs zur Ablagerung gekommen sind.

Der Schutt dieser Masse wurde von tiefen Senken im Norden und Osten aufgenommen, die ihrerseits durch Schwellen untergliedert waren.

Der Kantabrische Trog gibt sich als eine ostnordöstlich streichende Senkungszone zu erkennen, die im älteren Mesozoikum bis westlich von Reinosa reichte und dort ein sehr plötzliches Ende fand. Bei Reinosa sank er allein in der Trias um 950—1000 m ein, auch liegen die zahlreichen obertriadischen Ophitergüsse gerade im Gebiet von Reinosa. Auch im Jura reichte der Trog noch bis hierher. In jungkimmerischer Zeit fanden verhältnismäßig starke epirogene und orogene Bewegungen statt, und diese führten neben der bereits erwähnten verstärkten Heraushebung der Asturischen Masse im Bereich der Nordkantabrischen Schwelle zur Bildung einer ausgedehnten Sattelzone und zu zahlreichen kleineren Aufbrüchen. Im Wealden sank — nach Fazies und Mächtigkeit der Sedimente zu urteilen — das Gebiet von Reinosa nur noch sehr wenig, während sich das Westende des Kantabrischen Trogs nach Ostnordosten, d. h. zum Gebiet nordöstlich von Soncillo, verschob.

Diese Verlagerung des Troges setzte sich im Apt und Alb weiter fort. Denn nunmehr liegt das Gebiet großer Sedimentmächtigkeit zwischen Ramales und Espinosa, während das hauptsächlichliche Trogegebiet der vorangegangenen Zeiten jetzt nur noch ganz geringmächtige Sedimente enthält. In der Oberkreide läßt sich trotz der gleichmäßigen Entwicklung noch ein Trogefälle nach Nordosten zum Trog von Sedano hin erkennen. Seit dem Oligozän ist der Raum des früheren Kantabrischen Trogs Hochgebiet, und sein Schutt wandert nach Süden.

Die Ebroschwelle ist im Jura und Wealden in der Gegend von Bribiesca als eine ost-westlich verlaufende Aufwölbung zu erkennen, die als eine Zone geringeren Sinkens den keltiberischen Moncayo-Trog und den Kantabrischen Trog voneinander schied. Ihr Scheitel liegt etwa in der Gegend von Bribiesca. Im Alb ist eine kleine Verlagerung der Schwelle nach Norden hin zu erkennen; denn es greifen die Utrillas-Schichten im südöstlichen Kantabrien über das seitherige Schwellengebiet hinweg, während das Alb weiter nördlich im Westteil des Tertiärbeckens von Medina fehlt. Auf dieser Schwelle der jüngeren Unterkreidezeit entsteht im höchsten Eozän das Becken von Medina; sein Nordrand fällt mit dem Südrand der tiefen Apt- und Alb-Geosynklinale zusammen. Darin gibt sich also eine völlige Umkehr in der Trogentwicklung zu erkennen. Im Raume des mesozoischen Kantabrischen Troges erscheint zur Tertiärzeit die Schwelle (s. oben), im Raume des mesozoischen Schwellengebietes Südkantabriens bilden sich die tertiären Randsenken. Diese sinken im Oligozän und Miozän weiter ein, während nördlich davon ein Hochgebiet bleibt.

In Nordkantabrien lag, von dem Kantabrischen Trog durch die Nordkantabrische Schwelle getrennt, der Trog von Udias, der besonders im Apt erkennbar ist. Im Alb sank er nur wenig, in sämtlichen Stufen des Alttertiärs dagegen umso stärker ein.

Der Asturische Trog nimmt insofern eine besondere Stellung in der paläogeographischen Entwicklung Nordwestspaniens ein, als in ihm die permischen Sedimente und Ophite zur Ablagerung gelangt sind. Auch die Trias zeigt hier noch große Sedimentmächtigkeit, doch fehlen die obertriadischen Grünen Gesteine im Gegensatz zum Kantabrischen Trog. In jungkimmerischer Zeit fanden ebenso wie in Kantabrien stärkere Bewegungen statt. Der Wealden wurde noch in verhältnismäßig großer Mächtigkeit abgelagert, aber alle jüngeren Sedimente zeigen weiterhin nur noch ein schwaches Einsinken des Trogegebietes an.

B. Tektonik.

I. Die regionale Verteilung der verschiedenen Bauformen.

Die durch die besprochenen paläogeographischen Verhältnisse bedingte Verschiedenartigkeit der Sedimente hat eine Verschiedenartigkeit in der Reaktion auf die tektonische Beanspruchung bedingt. Wie RICHTER & TEICHMÜLLER (1933) gezeigt haben, lassen sich in Keltiberien verschiedene Baupläne für einzelne Formationsgruppen im Sinne einer „Stockwerktektonik“ unterscheiden. Sie weisen aber bereits darauf hin, daß an der Einzelstelle immer nur eine tektonische Form zu beobachten ist, da die tieferen „Stockwerke“ nicht zugänglich sind. Dadurch ergibt sich eine regionale Gliederung in Gebiete mit verschiedenen tektonischen Bauplänen. Sind nun die Unterschiede in der Art der Sedimente sehr groß und diese Sedimente in bestimmten Räumen besonders verbreitet, so ergeben sich „Provinzen“ mit untereinander verschiedenen Bauformen. Es ist von vornherein zu erwarten, daß sie etwa mit den großen paläogeographischen Einheiten zusammenfallen. Im wesentlichen lassen sich drei solcher Provinzen unterscheiden.

Die erste ist durch die weite Verbreitung der leicht faltbaren Oberkreide und das Fehlen des Urgons gekennzeichnet. Da die Oberkreide aus einem mehrfachen Wechsel weicher Mergel und harter Kalkpartien, d. h. aus einer „inkompetenten“ Serie im Sinne der amerikanischen Literatur, besteht, ist die Form der Tektonik ein ausgesprochener Faltenwurf, der sich zu Überfaltungen und Überschiebungen steigern kann. Diese Provinz liegt im Raum der ehemaligen Ebroschwelle, und ihre Grenze fällt ziemlich genau mit dem steileren Abfall zum Apt- und Albtrug zusammen. Die geringe Mächtigkeit von Jura und Unterkreide in diesem Gebiet begünstigte sehr das Aufdringen des Keupers und ließ vereinzelt Bauformen entstehen, die an die saxonische Ejektivfaltung erinnern. Viel ausgeprägter trifft dieses aber für Nordkantabrien zu.

Die zweite Provinz enthält über dem konsolidierten Paläozoikum einen sehr mächtigen, kaum faltbaren Buntsandstein, darüber die mobile, Abscherungen begünstigende Serie Röt-Muschelkalk-Keuper, die wiederum von dem „starren“ Paket Carniolas-Jura-Wealden überlagert wird. Die Tektonik ist vollkommen selbständig im Hangenden und Liegenden der plastischen Tonserie: leichter Faltenwurf oder Bruchfaltentektonik im Buntsandstein, Abscherung des fast ganz unbeanspruchten hangenden Paketes. Dieser Baustil findet sich im westlichen Teil des in der Trias angelegten, aber seit der Unterkreide nicht mehr weitergebildeten

Kantabrischen Troges und ist durch die große Mächtigkeit von Trias, Jura und Wealden und das starke Zurücktreten aller jüngeren Sedimente bedingt.

Die dritte Provinz enthält verhältnismäßig mächtigen Buntsandstein und Keuper, wenig Jura und Wealden, vor allem aber das mächtige Urgon. Bewegungen erfolgen im klotzigen und nicht faltbaren, „kompetenten“ Urgon lediglich in Form der Bruchtektonik. Die Oberkreide, die in dieser Gegend noch auftritt, steht vollkommen unter dem Basalschutz des Urgons. Buntsandstein und Paläozoikum können diese Art der Tektonik nur unterstützen. Auch der mächtige Keuper, den der geringmächtige Jura und Wealden am „ejektiven“ Aufdringen nicht zu hindern vermögen, hält sich im wesentlichen an diesen durch das Urgon vorgezeichneten Baustil.

Dieser Baustil beherrscht endlich auch noch das Mesozoikum Asturiens. Er wird von dem unterlagernden Paläozoikum bestimmt, hat aber große Anklänge an die Urgontektonik Kantabriens. Die weit aushaltenden, ost-westlich streichenden Störungen sind die des ostasturischen Paläozoikums; ein dem Mesozoikum eigener Baustil ist nirgends zu beobachten.

Die geringe Mächtigkeit des älteren Mesozoikums und die mächtige Oberkreide in Südkantabrien sind durch die epirogene Entwicklung und demnach paläogeographisch bedingt. Die mächtige Ausbildung von Trias, Jura und Wealden und das Zurücktreten aller jüngeren Sedimente im Gebiet von Reinosa haben den nämlichen Grund. Wenn schließlich im Norden der Provinz Santander Urgon das beherrschende Bauelement ist, so geht natürlich auch das auf paläogeographische Ursachen zurück. Der tektonische Stil ist also zunächst von der Art und Mächtigkeit der Sedimente abhängig; aber da diese ihren Charakter und vor allem ihre Verbreitung den paläogeographischen Gegebenheiten verdanken, gehen auf diese letzten Endes die tektonischen Erscheinungsformen zurück.

II. Regionale Übersicht auf Grundlage der einzelnen orogenen Baustile.

1. Das Gebiet vorherrschenden normalen Faltenwurfes.

Wie oben schon erwähnt, ist der normale Faltenbau vorwiegend an das Gebiet der großen Oberkreideverbreitung, d. h. das ganze südliche Kantabrien, gebunden. Innerhalb dieses Raumes sind die tektonischen Deformationen auf zwei Zonen beschränkt, zwischen denen eine breite, völlig regelmäßige Oberkreideplatte

liegt. Die eine Zone liegt südlich und südöstlich von Soncillo in der Verlängerung der Montes-Obarenes-Falten und zeigt nach einem zeitweiligen Ansklingen letzterer ihr Wiederaufleben. Die andere Zone hebt sich westlich von Bribiesca aus dem Miozän heraus und erstreckt sich in einer Breite von 3—10 km bis nach Cervera de Rio Pisuerga (Prov. Palencia).

a) Die nordwestlichen Ausläufer der Montes Obarenes.

Die Südrandüberschiebung der Montes Obarenes klingt bei Rucandio (nördlich von Poza de la Sal) aus. In dem Zurückspringen der Oberkreidegrenze westlich von Rucandio ist die Sattelzone noch auf geringe Entfernung zu verfolgen, aber bei Pesadas liegt der Oberkreidekalk bereits völlig flach. Weiter nordwestlich ist bei Porquera (s. Abb. 8, Prof. I) in der genauen Fortsetzung der vorher verklingenen Überschiebung ein nach Süden übergelegter Sattel zu beobachten, dessen Südvergenz sich im Ebrodurchbruch bei Colina (Prof. II) aber bereits wieder abschwächt. Schon im Profil Callejones-Ailanes (Prof. III) geht er in einen nordvergenten Sattel über. An diesem entwickelt sich westlich von Munilla (Prof. V) eine ziemlich steile nordvergente Überschiebung von Wealden auf Oberkreide, die aber auch sehr bald wieder verklingt. Schon an der Straße Virtus-Bricia (Prof. VI) ist nur noch eine mit 50° nach Norden einfallende normale Verwerfung zu beobachten, und wenig weiter westlich beginnt bereits das ungestörte Profil.

Die Vergenz wechselt also im Fortstreichen dieses „Sattels von Ailanes“. Im südöstlichen Teil herrscht wie in den Montes Obarenes eine ausgesprochene Südbewegung, die auch in einer kleinen südgerichteten Abscherung zwischen den beiden Oberkreidekalken im Ebrodurchbruch südlich Tudanca (Prof. II) zum Ausdruck kommt. Nur wenig weiter nördlich ist ein sehr schöner kleiner Spezialsattel im unteren Senon zu beobachten, dessen Apicalfläche mit $30\text{—}40^{\circ}$ nach Süden einfällt und den ich als kleine örtliche Rückstauung auffasse. Im nordöstlichen Teil des „Sattels von Ailanes“ herrscht eine geringe Nordvergenz, die sich auch in der steilen Flexur des Turonkalkes westlich von Hoz de Arriba äußert.

Die zweite große, südgerichtete Überschiebung in den Montes Obarenes, die Südrandstörung der Sierra de Tesla, verklingt, wie SCHRIEL (1930) zeigte, bereits östlich von Valdenoceda, und die Tertiärmulde, auf die die Sierra überschoben ist, hebt sich westlich von Valdenoceda sehr plötzlich heraus. Sie hat keine Fortsetzung nach Westen. Der Sattelkern der Sierra de Tesla ist im Ebrodurchbruch zwischen Valdenoceda und Incinillas (Prof. I) noch

(1556)

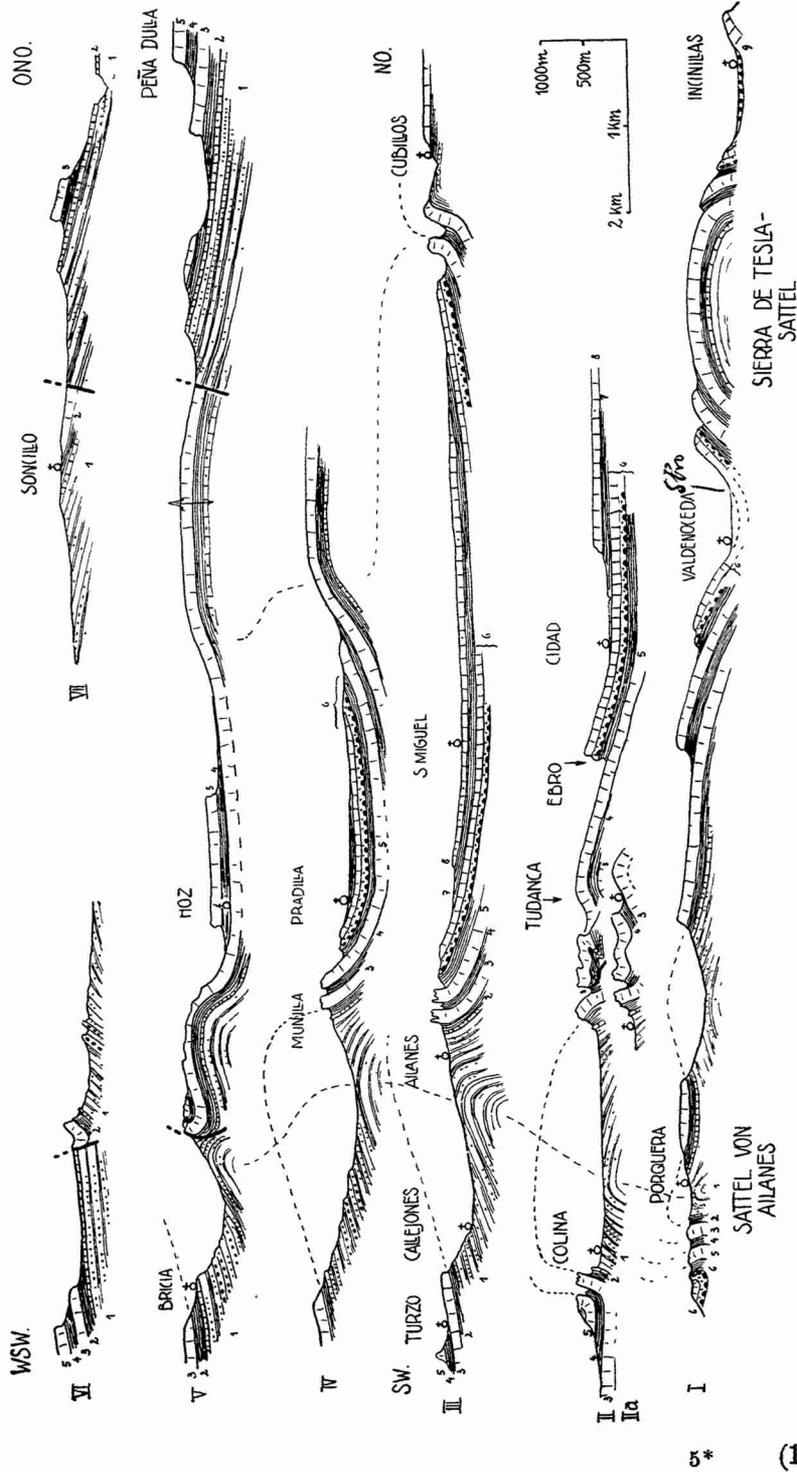


Abb. 8. Profile durch das westliche Ende der Montes Obarenes.
 1 = Wealden; 2 = Apt-Unt.-Cenoman; 3 = Ob.-Cenoman-Turon; 4 = Coniac; 5 = Santon; 6 = Campan-Maastricht;
 7 = Garumnium; 8 = Eoz.-Kalksandstein.

(1557)

einmal erschlossen, aber der hier bereits vergenzlose Sattel ver-
klingt westwärts ebenfalls sehr rasch.

Nordöstlich dieser Sättel liegt das kleine, vollkommen unge-
störte Tertiärbecken von Pradilla-Manzanedo, aus dem sich südlich
der Straße Soncillo-Incinillas mit einer schwachen Abbiegung nach
Süden die Oberkreidekalke wieder herausheben (Prof. IV u. V).
Diese Abbiegung geht bei Cubillos del Rojo in eine steile Flexur
über (Prof. III), worin sich wieder eine gewisse Südvergenz aus-
drückt.

Das nördlich sich anschließende Kalkplateau wird von einer
westnordwestlich streichenden normalen Verwerfung abgeschnitten
(Prof. V u. VII). Nach Osten und Nordosten hin sind überall unge-
störte Profile zu beobachten, in denen die Schichten entweder flach
liegen oder flexurartig zum Tertiärbecken von Medina de Pomar
abgebogen sind. Der Auffassung SCHRIEL's, daß bei Fontedy eine
große nordgerichtete Überschiebung bestehe, kann ich mich nicht
anschließen. Ihr liegt offenbar eine unrichtige stratigraphische
Deutung zu Grunde.

b) Die Faltenzone von Bribiesca-Cervera.

Westlich von Bribiesca hebt sich aus dem Miozän des Beckens
mit einem für dieses Gebiet ungewöhnlichen SW-NO-Streichen ein
Oberkreiderücken heraus, der gleich bei seinem Beginn, bei Sali-
nillas, einen recht gestörten Bau zeigt (Abb. 9, Prof. I). In ihm
ist bei Aufschiebungen von Keuper und Ophit die Oberkreide zu
steilen Sätteln und Mulden zusammengepreßt. Diese durchaus lokalen
Erscheinungen von Salinillas sowie die etwas weiter nordwestlich
liegenden und recht ähnlichen von Poza de la Sal gleichen ganz den
„Ejektivfaltungen“ Nordkantabriens, die weiter unten beschrieben
werden. Die Kreidesättel von Salinillas gehen nach Südwesten in
flache Gewölbe über (Abb. 9, Prof. II), die keine sonderlichen
Störungen erfahren haben. Mit dem Umbiegen dieser südwestlich
streichenden Falten in westliche Richtung setzt eine deutliche
Nordvergenz ein (Abb. 9, Prof. III u. IV). Die Erscheinungen sind
in den Tälern von Ubierna und Huérmeces ausgezeichnet zu
beobachten.

Nördlich von Ubierna ist ein Sattel von Turon, in dessen
Kern Wealden erscheint, nach Norden auf Santon überschoben.
Im Liegenden dieses steil nach Süden einfallenden Santonkalkes
folgen normal Coniac und Turon. Das Letztere ist nun abermals
nach Norden überschoben, diesmal auf Coniac, in dessen Hangendem
normal das Santon folgt. Diese sehr unregelmäßig verbogenen

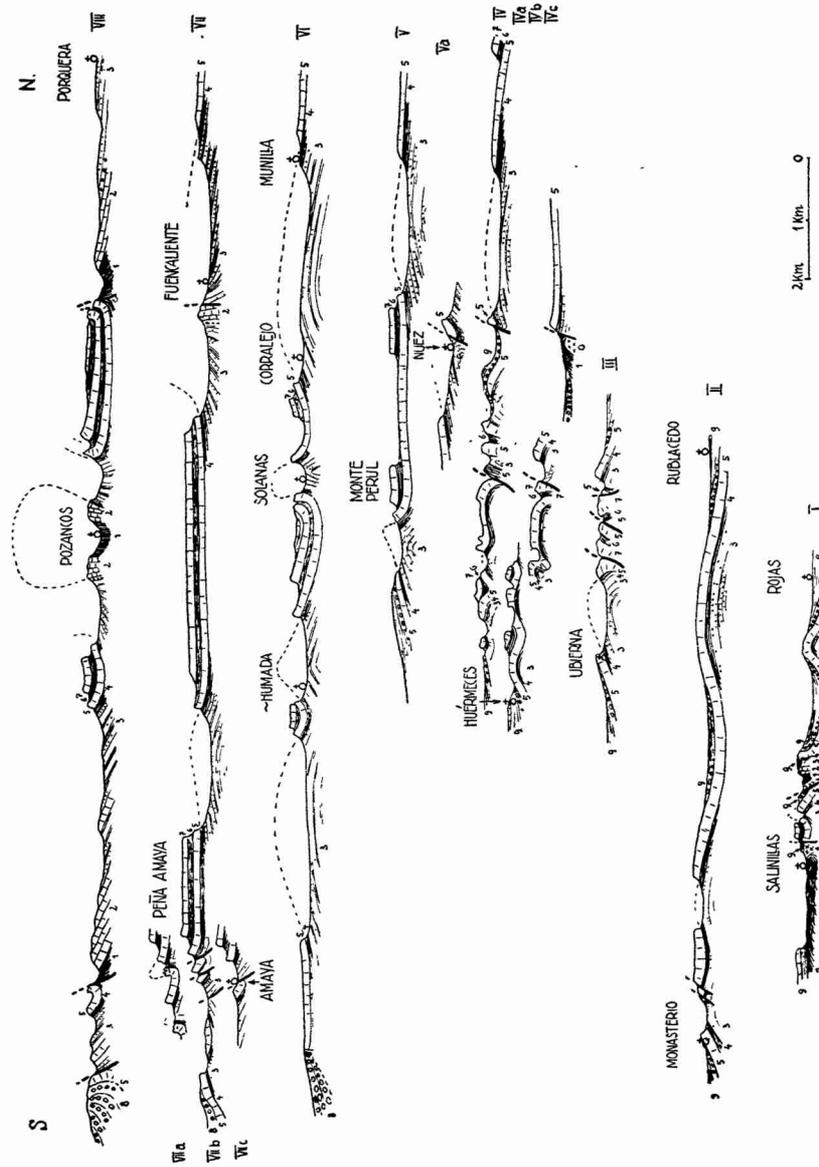


Abb. 9. Profile durch die Faltenzone Briviesca-Cervera.
 1 = Keuper; 2 = Jura; 3 = Wealden; 4 = Apt.—Unt.—Cenoman; 5 = Ob.—Cenoman—Turon; 6 = Coniac;
 7 = Santon; 8 = Oligozän; 9 = Miozän.

Untersenkalken werden im Norden wieder von einer Störung abgeschnitten, die steil nach Norden einfällt und an der ein Turonsattel, ganz ähnlich wie bei Ubierna, aber diesmal nach Süden, auf das Santon überschoben ist. Auf den flach einfallenden Nordflügel dieses Sattels legen sich konkordant die Basalkonglomerate

des Miozäns. Im Streichen verschwinden die Störungen sehr bald unter dem Tertiär oder sind in den geschlossenen Kalkplateaus nicht mehr weiter zu verfolgen.

Im Profil von Huérmeces, ist ein ganz ähnlicher Bau zu beobachten. Beiderseits des Tales (IV = Ostseite, IVa und IVb = Westseite) ist nördlich von Huérmeces zunächst ein leichter, vergenzloser Faltenwurf zu sehen. Nur an der Westseite tritt einmal ein kleiner, schnell wieder verklingender, nach Norden übergelegter Sattel im Turonkalk auf. Am Südrand des Quertales von S. Pantaleón taucht dann aber Turon (weiter westlich auch Coniac und Santon) sehr steil ab und ist nach Norden auf einen isoklinalen Sattel von Utrillasschichten und Turon überschoben. In diesem Sattel und der nördlich folgenden, ebenfalls isoklinalen Mulde von Turon-Coniac ist die ausgezeichnete Faltbarkeit der Oberkreide zu sehen. Es kommt zu isoklinalem Bau, ja zu Überschiebungen. Die schmale Tertiärmulde, die weiter nördlich als westlichster Ausläufer des Beckens von Bribiesca folgt, wird im Norden abermals von einer Störung begrenzt, an der Wealden nach Norden auf Turon überschoben ist. Nordwestlich von Castrillo de los Rucios sind an derselben Störung Keuper, Ophit und ein Rest von Carñiolas hochbewegt worden (Prof. IVc). Die Trias bildet offenbar den Kern eines alten Sattels, auf den Wealden übergriff, doch ist der Wealden an dieser Stelle heute durch das auch auf den Keuper übergreifende Miozän verdeckt. Bei Nuez verklingt diese Störung.

Weiter westlich wird die Faltung sehr ruhig: sehr weite, im wesentlichen O-W sich erstreckende, flache Oberkreidetafeln werden von langaushaltenden, schwachen Wealdengewölben getrennt. In dem Verlauf der Sattellinien läßt sich deutlich die Vergitterung zweier Faltungsrichtungen erkennen, einer westnordwestlich und einer ost-westlich streichenden. Die Falten der letzteren Richtung biegen westwärts allmählich nach Südwesten und schließlich nach Süden um. Von Huérmeces bis in die Gegend von Basconillos-Humada sind die flachen Gewölbe vergenzlos (Prof. V u. VI). Bei Solanas tritt zum ersten Mal ein steilerer und etwas nach Süden vergenter Sattel auf (Prof. VI), die erste Andeutung der ausgesprochenen Südvergenz, die dann den ganzen Westteil der Faltenzone Bribiesca-Cervera beherrscht.

Im Kern des Wealdengewölbes von Sta. Cruz-Basconillos entwickelt sich südlich von Llanillo eine große südvergente Störung (Abb. 9, Prof. VIII), die im Mesozoikum bis nach Cervera de Rio Pisuerga reicht und von dort an im Paläozoikum verläuft. Von

Fuencaliente bis Lomilla ist Keuper, weiter westlich der Jura mit verschiedenen Stufen und östlich Cervera wieder die Trias nach Süden auf Unter- und Oberkreide überschoben. Bei Barrio de Sta. Maria (westlich von Aguilar de Campo) ist auch das Tertiär (Oligozän) von der Störung betroffen. Diese und die steile Aufbiegung des Turon- und Santonkalkes sind sehr schön zwischen Gama und Villaescusa de los Torres zu sehen. Das Profil (Abb. 9, Prof. VIII und Abb. 10, Prof. I) bleibt auf dieser ganzen Strecke im wesentlichen das gleiche, doch zeigen sich kurz vor dem östlichen Ausklingen der Überschiebung noch einige Komplizierungen, indem bei Fuencaliente mit ihr ein anderer, WSW—ONO-streichender Sattel, den ich „Sattel von Pozancas“ nenne, im spitzen Winkel zusammenstößt. Die Erscheinungen sind in Abb. 10 wiedergegeben.

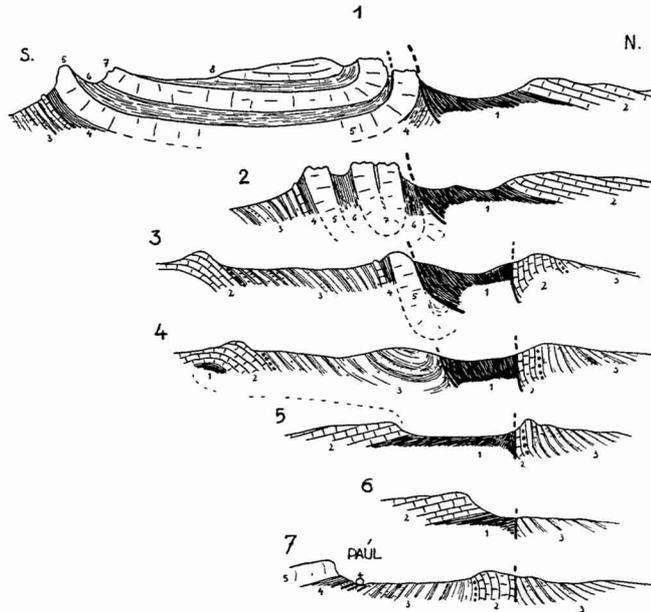


Abb. 10. Das Ostende der Störung Gama—Cervera.
Überfahren der Oberkreidemulde Gama-Valdegama und des Sattels
von Pozancas infolge Vergitterung verschiedener Richtungen.
Schichtbezeichnung wie in Abb. 9.

Die weite, nur randlich aufgebogene Kreidemulde zwischen Gama und Valdegama ist östlich von Gama zunächst isoklinal zusammengepreßt (Prof. 2) und dann von Norden her durch die Keuper-Jura-Wealden-Serie überschoben (Prof. 3). Schon an der Straße

Valdegama-Puenteloma ist die ganze Oberkreidemulde überfahren, sodaß man aus dem Keuper sofort in den Wealden der südlichen Muldenseite gelangt (Prof. 4). Aber auch dieser Wealden wird bald abgeschnitten, sodaß dann der Sattel von Pozancas mit Jura und Keuper an die Überschiebung stößt (Prof. 5). Damit verliert aber die Störung sehr schnell an Sprunghöhe, und sie klingt dann auch bald innerhalb des Keupers aus (Prof. 6).

Zugleich mit dem Überfahren der Oberkreide stellt sich weiter nördlich eine zweite Störung ein, an der der Keuper gegenüber dem nördlichen Jura hochbewegt wurde (Prof. 3—5). Ostwärts schneidet sie den Jura allmählich ab, sodaß dann Keuper neben Wealden liegt (Prof. 5 u. 6). Sie erreicht das Maximum an Sprunghöhe dort, wo der Jurasattel angeschnitten wird, und dürfte eine steile Aufpressung des Keupers darstellen, die durch das Zusammentreffen der beiden Sattelachsen verursacht ist. Sie reicht etwas weiter ostwärts als die südlichere Störung, verklingt dann aber innerhalb des Wealden, sobald sich auf dem südlichen Flügel die Unterkreide einstellt (Prof. 7).

Der im Norden abgeschnittene Sattel von Pozancas entwickelt sich bei Pozancas selbst zu einem pilzförmig gestalteten, nordost-südwestlich streichenden Keuper-Jura-Sattel, der aber keinerlei Vergenz zeigt (Abb. 9, Prof. VIII). Bei Villela endigt er an einer westnordwestlich streichenden Störung, die in Bau und Vergenz der oben beschriebenen Störung von Gama-Cervera sehr ähnlich ist (Abb. 9, Prof. VIII, südl. Teil!). Wieder sind Keuper und Jura nach Süden auf verschiedene Stufen der Kreide überschoben. Wieder zeigt sich die steile Aufrichtung der Oberkreidekalke auf der Südseite und ihre isoklinale Zusammenpreßung dort, wo sie von der Störung abgeschnitten werden. Die Überschiebung beginnt nordwestlich von Becerril (S. Pedro) und reicht bis nördlich von Cuevas. Bei Fuente de Amaya wird dann die Südbewegung von einer Reihe nach Süden übergelegter Sättel aufgenommen (Abb. 9, Prof. VII a), die bei Amaya noch einmal zu einigen südbewegten lokalen Schuppen sich ausbilden (Abb. 9, Prof. VII b u. c), dann aber ausklingen.

Schließlich ist südwestlich von Rebolledillo noch eine kleine nordwestlich streichende, ebenfalls südgerichtete Aufschuppung von Wealden auf Turon zu beobachten (Abb. 9, Prof. VIII, südlichster Teil!) Der Oberkreidekalk ist mitsamt dem auflagernden Oligozän nach Süden überkippt.

Über das gegenseitige Altersverhältnis der beiden sich kreuzenden Faltungsrichtungen lassen sich ziemlich genaue Angaben machen.

Denn aus der Tatsache, daß der Sattel von Pozancas an den beiden Störungen, bei Fuencaliente und Villela, abgeschnitten wird, geht hervor, daß die nordost-südwestlich streichenden Sättel älter sein müssen als die nach Westnordwesten verlaufenden Störungen. Da von den letzteren das Oligozän immer wieder betroffen ist, so sind die tektonischen Elemente in dieser Richtung postoligozän. Und da andererseits dasselbe Oligozän westlich von Villela über die Nordost-Südwest-Falten transgrediert, müssen diese praeoligozän sein. Da das jüngste voroligozän gefaltete Schichtglied Santon ist, und sich die subherzynische und laramische Gebirgsbildung hier ebensowenig wie in Südost-Kantabrien angewirkt hatte, dürfte diese Nordost-Südwest-Faltung „pyrenäischen“ Alters sein.

2. Das Gebiet der disharmonischen Faltung.

Ist zwischen zwei Schichtpaketen, die jedes für sich petrographisch einheitlich sind, ein mobiler Abscherungshorizont vorhanden, so können bei seitlichem Druck das hangende und liegende System je ihre eigene Formung erhalten. Dieser Fall ist durch die Einschaltung der plastischen Keupertone zwischen zwei weniger nachgiebigen Schichtfolgen, dem Buntsandstein und dem Jura-Wealden, gegeben, und es sind bereits aus den verschiedensten Gegenden nicht nur Deutschlands sondern auch Keltiberiens derartige auf die Wirkung des Keupers zurückgehende Sondererscheinungen beschrieben worden.

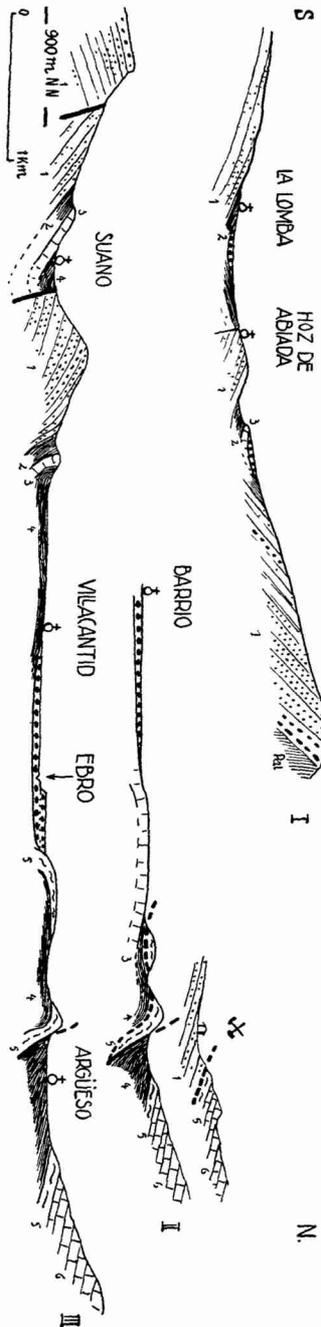
Im zentralen Teil der Provinz Santander, im Gebiet zwischen Reinosa und dem Las Caldas-Sattel, liegen derartige Verhältnisse vor. Es vermochten die plastischen Keupertone und die lokal bei Reinosa auftretenden, fast ebenso plastischen Rötletten, sowie die beiden Schichtgliedern eigenen Gips- und Salzlagen nicht, die tektonische Beanspruchung, die der Untergrund erfahren hat, auf die hangenden Schichten zu übertragen. So entstand die ganz verschiedenartige tektonische Lagerung der Schichten im Liegenden und Hangenden der Abscherung.

a) Die Tektonik im Liegenden der Abscherung.

Einen Eindruck vom tektonischen Stil des kantabrischen Buntsandsteins gewinnt man westlich von Reinosa. Das feste Schichtpaket läßt sich nur ganz wenig verbiegen, ohne zu zerbrechen. Schon bei geringem Faltenwurf entstehen Sprünge, wie sie in großer Anzahl den kantabrischen Buntsandstein durchziehen, deren Bewegungstendenz aber meist wegen der Unmöglichkeit einer weiteren Untergliederung der mächtigen Schichtserie nicht zu

Abb. 11. Profile durch das Störungsgebiet von Reinosa. Bruchfaltenektonik des Buntsandsteins, Abscherung des Jura-Wealden, Überschiebung des Keupers bei Argüeso.

Pal. = Paläozoikum; 1 = Buntsandstein; 2 = Röt; 3 = Muschelkalk; 4 = Keuper; 5 = Carniolas; 6 = Jura. Gestrichelte Linie = Abscherung.



erkennen ist. Nur zwei größere Störungen westlich und südwestlich von Reinosa lassen sich auf einige Entfernung hin verfolgen, da auch jüngere Sedimente von ihnen betroffen sind.

Die nördliche beginnt westlich von Sopena (nordwestlich von La Lomba) als Sprung in der Mitte einer Buntsandstein-Röt-Mulde.

Schon bei Sopena ist der südliche Muldenflügel abgesunken, und die Störung muß nach ihrem weiteren Verlauf im Gelände steil nach Norden einfallen, also eine steile südgerichtete Überschiebung sein. Der überschiebende Flügel bildet östlich von Abiada eine weite flache Mulde, die als jüngstes südlich von Fontibre noch Lias enthält und auf deren Südflanke noch einmal der Buntsandstein in einem langen schmalen Rücken heraustritt. Dieser ist nun von Abiada bis nach Suano auf eine Triasmulde aufgeschoben, die südlich von Suano an einer normalen Verwerfung gegenüber der Buntsandsteinplatte von Olea um ein Geringes abgesunken ist (Abb. 11, Prof. III). So entsteht das Bild einer von Norden her überschobenen Grabenzone. Die nördliche Störung verklingt zwischen Suano und La Izara, indem die Trias nach Osten hin axial abtaucht. In dem südlich vor-

gelagerten Graben finden sich bei Cervatos die reichen Ophit-ergüsse der Keuper- und Carniolaszeit. Das Übergreifen des Wealden von Mitteljura östlich von Cervatos auf Carniolas östlich von Matamorosa und schließlich auf Keuper bei Bolmir lassen eine alte Anlage dieses tektonischen Elementes vermuten. Südlich von Cervatos erreicht der Graben seine größte Tiefe, da hier sogar Jura neben den Buntsandstein abgesunken ist. Doch taucht die Trias sehr schnell nach Osten ab. Damit verklingt die Störung bereits südwestlich von Fombellida, und die Grabenzone hat ihr östliches Ende erreicht.

Über die tektonische Lagerung des Buntsandsteins weiter nördlich, im eigentlichen Gebiet der Abscherung, läßt sich nur wenig in Erfahrung bringen. Aus den zweimal im Tal des Rio Besaya erschlossenen Triasgewölben ist zu entnehmen, daß der Buntsandstein in zwei Richtungen, nämlich der südost—nordwestlichen und der nord—südlich streichenden, leicht gefaltet ist. Inwieweit er auch in diesem Raum von Störungen ergriffen wurde, läßt sich nicht sagen, doch scheinen solche insbesondere südlich Pesquera und südlich Bárcena nicht zu fehlen.

Diese ganzen Bewegungen machte das hangende Schicht-

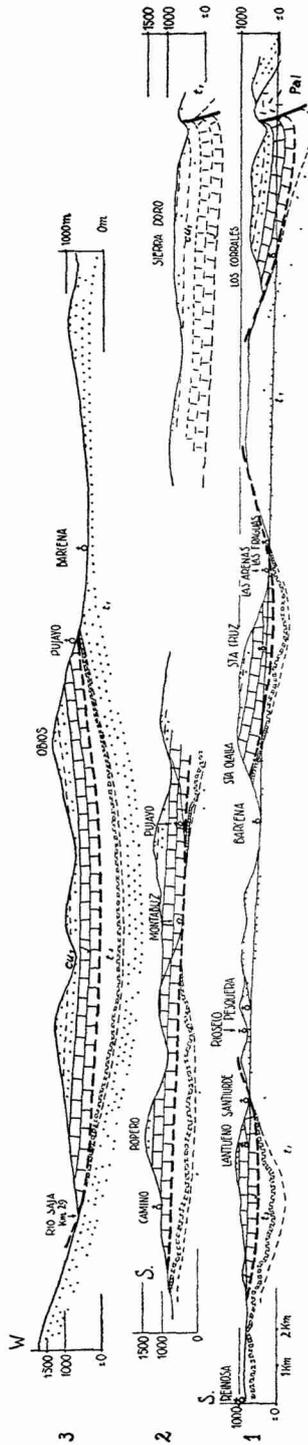


Abb. 12. Profile durch das Gebiet der Abscherung nördlich von Reinosa.

Pal. = Paläozoikum; t_3 = Buntsandstein; t_3 = Keuper; das dünne Band zwischen t_1 u. t_3 stellt den Muschelkalk dar;
 j = Jura; w_1 = Wealden.

paket nicht mit. An der Grenze Keuper-Jura hat eine Abhebung und, wie wir sehen werden, vermutlich auch eine südgerichtete Abscherung stattgefunden.

b) Abscherungserscheinungen (s. Abb. 12).

Die Abscherungsfläche ist in den tief eingeschnittenen Tälern der Flüsse Nansa, Saja und Besaya mehrfach gut aufgeschlossen. Sie entwickelt sich aus dem normalen Muldenprofil in der Gegend von S. Sebastián (südlich von Puente Nansa). Schon bei Tudanca, im Tal des Rio Nansa, ruhen die Basiskalke — Carniolas sind hier nicht recht ausgebildet — mit einer kleinen Winkeldiskordanz unter Ausfall des Keupers direkt auf oberem Buntsandstein. Ob auch Muschelkalk an dieser Stelle primär da war, ist nicht sicher.

Im Tal des Rio Saja bei km 27,3 ist sie besonders gut aufgeschlossen. Dort folgen über dem Buntsandstein 0,50 m mächtige, stark durchbewegte Tonschiefer als Rest des ausgequetschten Keupers. Die Jurabasis ist sehr gestört.

Weiter östlich zeigt der Buntsandstein die erwähnte Verwitterung der zwei Faltungsrichtungen. Das Prof. 1 der Abb. 12 zeigt die nordwestlich streichenden, tiefen Einmündungen der Unteren und Mittleren Trias und die weitspannigen Gewölbe, in deren Bereich Muschelkalk und Keuper fehlen. Dieselben Verhältnisse zeigt das Prof. 3 in Abb. 12, das in ost-westlicher Richtung gelegt ist und die Queraufwölbung schneidet. Auch in dem schnellen Abklingen der nordwestlich verlaufenden Sättel nach Westen hin (s. Prof. 2 in Abb. 12) kommt diese nord-südliche Querfaltung zum Ausdruck.

In den Mulden dürfte sich der Keuper zu erheblichen Mächtigkeiten aufgestaut haben, da er überall dort, wo er jetzt fehlt, primär in einer Mindestmächtigkeit von 50—100 m vorhanden gewesen sein muß. Auch der Muschelkalk muß in diesen Mulden zusammengeschoben sein, da sein Fehlen auf so großen Entfernungen nicht allein durch die verschieden starke Einmündung des Buntsandsteins und des Juras zu erklären ist. Tritt der Muschelkalk doch tatsächlich in der Gegend von Reinoso fast immer in Form sehr kleiner, steiler Sättel zutage. Er ist stets sehr unregelmäßig gelagert, was durch den geringen Halt, den ihm Röt und Keuper gewähren, leicht zu erklären ist.

Der Südrand dieses abgescherten Paketes ist von besonderem Interesse. Die Abscherung aus dem Tal des Rio Saja ist noch bis nach La Serna zu verfolgen und kommt in der Reduzierung und Umformung des Keupers unter der Höhe 1026 westlich von La Serna noch einmal zum Ausdruck. Wenig weiter östlich ver-

klingt sie. Von ihr löst sich nordöstlich von Soto eine südvergente Überschiebung ab (Abb. 11, Prof. II u. IIa), die zunächst innerhalb der Carniolas liegt und an der weiterhin Keuper auf Carniolas aufgeschuppt ist. Die wesentliche Bewegung hat in diesem Gebiet offenbar die Überschiebung übernommen. Aber auch diese klingt östlich von Fontibre aus, sodaß man von dort bis über Cañedo hinaus scheinbar normale Profile vorfindet. Innerhalb des Keupers mögen zwar noch Bewegungsbahnen vorhanden sein, die aber nicht zu erfassen sind. Östlich von Cañedo hebt sich nun aus dem mächtigen Keuper ein Muschelkalk-Röt-Sattel heraus, der mit nord-östlichen Streichen gegen die Stirn der Jura-Wealden-Platte stößt. Er verschwindet unter denselben Abscherungserscheinungen (s. Abb. 13), wie sie von vielen anderen Punkten bereits beschrieben

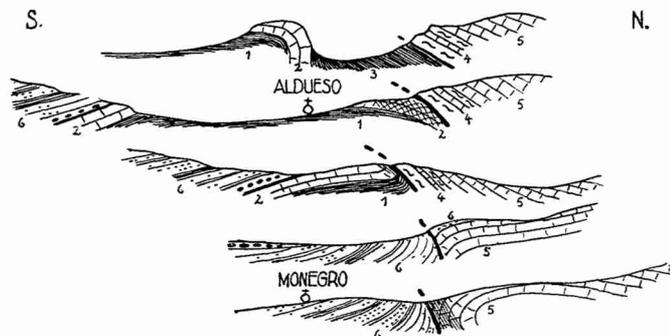


Abb. 13. Übergang der Keuperabscherung von Aldueso in die Südüberschiebung von Monegro.

1 = Röt; 2 = Muschelkalk; 3 = Keuper; 4 = Carniolas; 5 = Jura;
6 = Wealden.

wurden. Der Muschelkalk bäumt sich steil auf, der Keuper wird ausgequetscht, der Muschelkalk dann zu einer tektonischen Brekzie zerbrochen, und schließlich wird er sowohl wie der ganze Röt-sattel überfahren. Indem auf dem Südfügel dieses Sattels der Wealden auf Muschelkalk übergreift, stößt westlich von Aldueso die Jura-Wealden-Platte auch gegen den Wealden. Es entsteht also aus der Abscherung eine normale südvergente Überschiebung. Das ist der beste Beweis für die tektonische Natur dieser ganzen Fläche, die bisher als „Abscherung“ bezeichnet wurde; denn nun ist widerlegt, daß die ganzen Erscheinungen auch durch eine Carniolas-Transgression zu erklären seien.

c) Die Tektonik im Hangenden der Abscherung.

Das Jura-Wealden-Paket im Hangenden der Abscherung ist überraschend wenig gestört und liegt auf weite Erstreckung sogar

ganz flach. Lediglich einige kleintektonische Beobachtungen geben einen gewissen Anhalt über die Art der Deformation, so gering diese auch sein mag. Zwei Erscheinungen fallen in diesen Schichten besonders auf: die Stauchung des tiefsten Jura an der Stirn der abgescherten Tafel und Zerrungen in den Jurakalken besonders über den tiefen Mulden.

Die Stauchung ist besonders schön dort zu sehen, wo dünne Kalkbänke an der Basis auftreten, wie bei Tudanca im Tal des Rio Nansa (s. Abb. 14). Im Bereich der typischen Carñiolas-Entwicklung



Abb. 14. Stauchung des tiefsten Jura an der Straße bei Tudanca. ist immer nur eine grobe Reibungsbrekzie zu erkennen (Straße Soto—Puerto de Palombrera). Beide Erscheinungen lassen sich nur durch starke Bewegungen an der Grenzfläche Keuper-Jura erklären.

Reine Zerrungstektonik ist an der Bahnlinie Santiurde-Reinosa gegenüber dem Bahnhof Santiurde sowie an der Straße wenig weiter südlich zu beobachten. In dem genannten Bahneinschnitt (s. Abb. 15) erkennt man eine Reihe Zerrsprünge von ungefähr

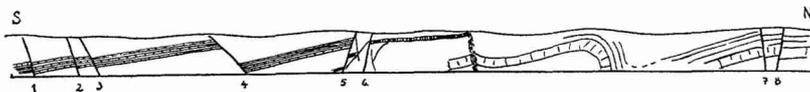


Abb. 15. Keintektonik des Jura im Bahneinschnitt von Santiurde. ost-westlichem Streichen und einem Gesamtausweitungsbeitrag von 4,5%³¹⁾. Die Falte im nördlichen Teil des Aufschlusses streicht fast N—S (15° W). Man erkennt also eine geringe Faltung in der einen und eine Zerrung in der anderen, dazu senkrecht stehenden Richtung. Die beiden Erscheinungen ließen sich durch einen Bewegungsvorgang erklären, doch könnte die Zerrung auch durch Auslaugung von Keupersalzen in den Mulden, über denen sie auftreten, verursacht und viel später als die Abscherung entstanden sein.

d) Die Frage nach der Entstehung der Abscherung.

Das Auftreten der eindeutigen Überschiebungen zwischen Soto und Fontibre und zwischen Aldueso und Monegro läßt zunächst

³¹⁾ Die Ausweitungsbeiträge (s. Abb. 15) an den einzelnen Störungen sind: 1. = 5,4 cm; 2. = 2,1 cm; 3. = 7,9 cm; 4. = 378,0 cm; 5. = 35,4 cm; 6. = 17,5 cm; 7. = 5,3 cm; 8. = 1,3 cm; 9. = 3,5 cm.

vermuten, daß die ganze Jura-Wealden-Platte nach Süden geschoben und bei dieser Bewegung die Köpfe der Triassättel „abgehobelt“ worden seien. Aber nicht erklärbar mit dieser Annahme ist das Fehlen jeglicher Bewegung, auch größerer Abscherungen, im Gebiet zwischen Fontibre und Aldueso.

Vergleicht man aber das Auftreten der Abscherungen und Störungen mit dem Verlauf der Sattel- und Muldenlinien des Buntsandsteins, so ist zu erkennen, daß die ganze Abscherung von Tudanca bis Soto-La Serna sowie die Überschiebung von Soto-Fontibre dem starken nordöstlichen Abfall des großen Sattels der Sierra de Salmondia—Sierra de Cordel folgen, daß die Überschiebung von Aldueso in der südlichen Verlängerung der nord-südlichen Queraufwölbung des Rio Besaya liegt und daß die störungsfreie Strecke Fontibre-Aldueso der nord-südlich verlaufenden Mulde angehört, die sich zwischen diesen beiden Buntsandsteinsätteln findet. Das Auftreten der Abscherungen und Störungen ist also abhängig vom Verlauf der Sättel und Mulden des Buntsandsteins, und man wird zu der Annahme geführt, daß sie ihre Entstehung zum größeren Teile dem starken Faltenwurf des Buntsandsteins verdanken. Die weitaushaltende Überschiebung von Aldueso—Monegro macht zwar auch eine südgerichtete Bewegung der Jura-Wealden-Platte wahrscheinlich, doch wird diese nur von untergeordneter Bedeutung für die Abscherungserscheinungen gewesen sein.

3. Das Gebiet vorherrschenden Sattelschollenbaues.

Der Küstenbereich der Provinz Santander und das östliche Asturien stehen tektonisch in scharfem Gegensatz zu dem übrigen Nordhang Kantabriens.

a) Der Las Caldas-Sattel und der Sattel von Cabezón de la Sal.

Ein morphologisch auffälliges Element ist im nördlichen Teil der Provinz Santander der Las Caldas-Sattel, ein ost-westlich streichender, über 50 km langer Buntsandsteinzug, der zum größeren Teil als Halbsattel ausgebildet und mit dem Kohlenkalk an seiner Basis nach Süden auf Jura und Wealden überschoben ist³²⁾. Nach Osten zu stellt sich auch auf dem Südfügel Buntsandstein ein.

32) Diese Südrand-Störung des Las Caldas-Sattels ist nur die östliche Fortsetzung einer viel größeren südvergenten Überschiebungszone Ostasturiens.

In der Provinz Santander selbst konnte ich die Störung nirgendwo abgeschlossen finden, obwohl MENGAUD behauptet, sie an einer Stelle mit nördlichem Einfallen beobachtet zu haben. Profile in genügender Anzahl bei MENGAUD (1920)!

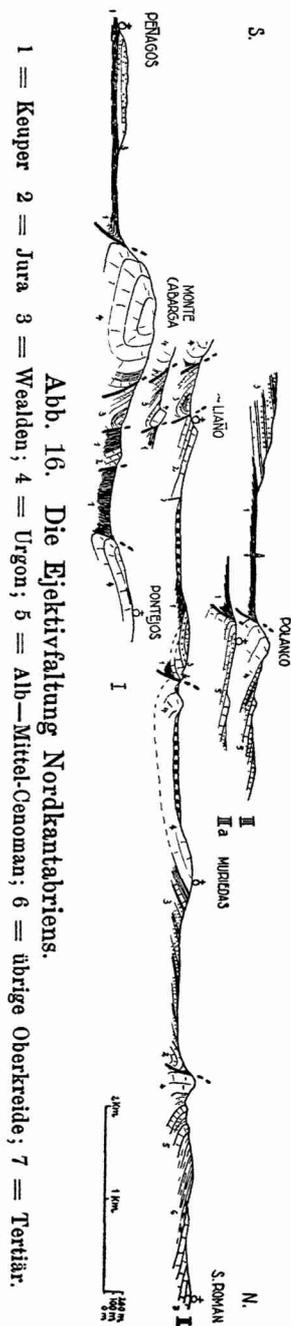


Abb. 16. Die Ejektivfaltung Nordkantabriens.

Der Sattel verliert dabei seine Vergenz und taucht südlich von Santander axial ab.

Zwischen Cabezón de la Sal und Treceño ist ein ebenfalls ost-westlich streichender, ungestörter Keuper-Jura-Sattel zu beobachten, dessen geringe Südvergenz sich in dem etwas steileren Südflügel zu erkennen gibt.

b) Die Ejektivfaltung Nordkantabriens.

Zwischen Solares und Torrelavega treten tektonische Formen auf, die sich durch die starke Beteiligung des Keupers auszeichnen, und man ist geneigt, diese Bauformen zu dem Keuper in genetische Beziehung zu bringen. Es scheint, daß die Zusammenstauung der weichen Tone schon in alter Zeit (jungkimmerisch!) Schwächezonen mit geringer Wealdenmächtigkeit erzeugt und dadurch die Bildung der späteren Aufbrüche stark begünstigt hat. Ihre heutige Form jedoch verdanken die ost-westlich streichenden, einseitig gestörten Sättel der inneren Festigkeit des Urgons. Da sie sich also ganz in das Bild des Sattelschollenbaus einpassen, werden sie auch an dieser Stelle angeführt. Abb. 16 gibt einige Profile durch derartige Aufbrüche, wie sie besonders typisch bei Polanco, Santander und Boó auftreten.

Bei Polanco ist Keuper an einer ost-westlich verlaufenden Störung auf Gargas überschoben (Abb. 16, Prof. III). Der ursprünglich dem Keuper auflagernde Wealden und das Unterapt sind hier schon unterdrückt. Bei Polanco selbst wird auch das obere Urgon überfahren (Abb. 16, Prof. IIIa), um weiter östlich wieder aufzutauchen.

Westlich von Santander ist ein kleiner Jura-Wealden-Sattel nach Norden auf Alb

überschoben (Abb. 16, Prof. II nördl. Teil). Das bei Santander noch anstehende Urgon ist bei Valdecillas bereits überfahren und tritt erst wieder in den Altos Hornos heraus.

Ganz analog ist bei Boó (Abb. 16, Prof. II mittlerer Teil!) der Jura nach Norden auf Urgon überschoben. Die Störung streicht nach Osten ins Meer hinaus und ist nach Westen, von Camargo ab, nur noch schwer festzulegen, da sich dort auch auf dem Südflügel Wealden und Urgon einstellen.

Eine Zone intensiver Schuppungen erstreckt sich südlich von Santander, von Astillero nach Orejo. Hier ist der Keuper von S. Salvador-Orejo nach Norden auf das Urgon von Pontejos, nach Süden auf Jura (nördlich von Caspedón) gepreßt (Abb. 16, Prof. I). Der Keuper im Liegenden dieses Jura ist abermals nach Süden geschuppt, diesmal auf Wealden, der seinerseits einen anormalen, ebenfalls nach Norden einfallenden Kontakt mit dem Urgon des Monte Carbarga hat. Auch am Südrand wird der Monte Cabarga von einer Störung begrenzt, an der wiederum Keuper hochbewegt wurde in ähnlicher Weise wie bei Polanco, Santander und Boó.

Daß gerade in diesem Gebiet die starken Ausquetschungen des Keupers stattgefunden haben, mag auf die gerade hier stattfindende Vergitterung verschiedener Faltungsrichtungen zurückzuführen sein, der (auch weiter westlich vorherrschenden) ostnord-östlichen, einer nord-südlich gerichteten und einer „pyrenäisch“³³⁾ streichenden.

c) Die Tektonik des Beckens von S. Vicente de la Barquera.

Der Bau des Gebietes zwischen S. Vicente und Roiz fällt mit seinen flachen, fast deckenförmigen Überschiebungen wie auch mit der teilweise westlichen Vergenz ganz aus dem Rahmen des bisher beschriebenen heraus. Wie die Spezialkartierung (Taf. 3) zeigt, kann man deutlich zwei Störungssysteme unterscheiden, von denen das eine ungefähr ost-westlich streicht und im wesentlichen nach Süden vergiert, das andere ungefähr nord-südlich unter Vergenz nach Westen. Von dem ersteren System geben die Profile der Abb. 17 eine Vorstellung. Die Störung I dieser Abb. entwickelt sich aus der Südrand-Überschiebung der Sierra de Pimiango. An ihr ist von Tresgrandas bis Pesues der ordovizische Quarzit steil südwärts auf Eozän überschoben. Weiter östlich zersplittert

33) Mit „pyrenäischer“ Richtung bezeichne ich den WNW verlaufenden Faltenwurf, wie er weiter östlich, in den eigentlichen Pyrenäen, vorherrscht und südwestlich von Santoña noch in zwei Sattel- und zwei Muldenlinien zu erkennen ist.

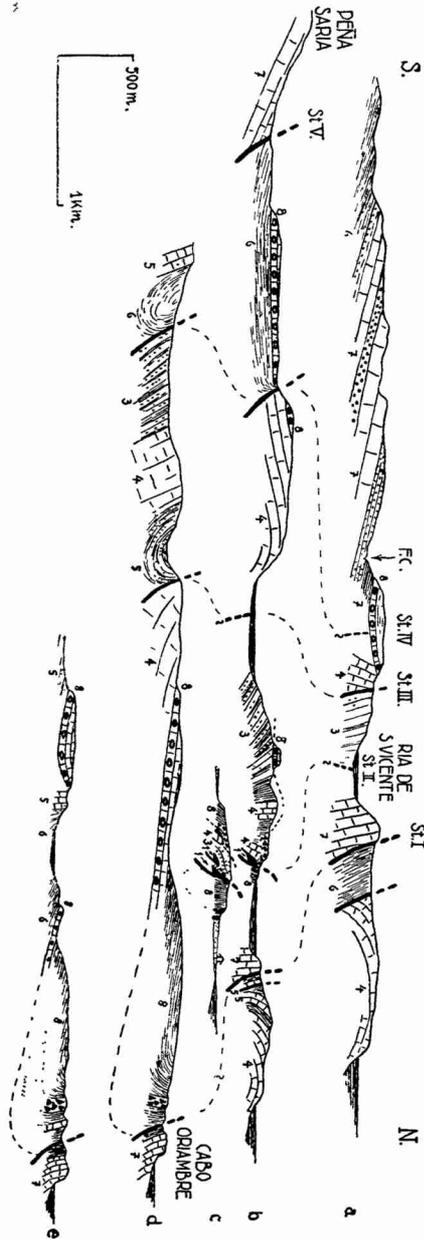


Abb. 17. Das ost-westliche Störungssystem im Becken von S. Vicente de la Barquera.
1-6 wie in Abb. 16; 7 = Paleozän + Eozän; 8 = Oligozän.

sich bei Pallezo diese Störung, indem ein Zweig nach Nordosten weiterläuft und Urgon neben das Paläozoikum versetzt³⁴⁾, während ein anderer (Störung I in Prof. a) ostwärts auf S. Vicente zu verläuft. Das Zwischengebiet ist außerdem noch weitgehend gestört. An dieser Störung I ist statt des Silurs zunächst Urgon, späterhin Oberkreide auf Eozän überschoben. Sie springt nördlich von S. Vicente nach Norden zurück, schneidet einen Teil des Mesozoikums am Kap Sta. Catalina ab (Prof. b) und streicht dann ins Meer hinaus. In der Überschiebung des Eozäns auf Oligozän am Cabo Oriambre (Prof. d + e) tritt vermutlich dieselbe Störung noch einmal in Erscheinung, um dann endgültig unter dem Meer zu verschwinden. Sie dürfte übrigens bald verklingen; denn in der überschobenen Scholle stellen sich gegen Osten immer jüngere Sedimente ein, und so fehlen an der Westseite des Cabo Oriambre

(Prof. d) nur noch der Mergel von Acebosa und das tiefste Oligozän;

34) Eine Transgression des Urgons auf Kohlenkalk, wie MENGAUD sie annahm, existiert nicht.

an der Ostseite des Kaps (Prof. e) ist die Schichtfolge noch vollständiger.

Eine zweite sehr große Störung, die Wealden neben Eozän legt, beginnt östlich von Pesues (St. II in Abb. 17). Ihr Charakter ist zwischen Pesues und S. Vicente noch nicht sicher zu erkennen, wohl aber wird auf der Ostseite der Ria von S. Vicente, bei La Braña (Prof. b u. c), ihre Nordvergenz eindeutig. Das Eozän von S. Vicente gehört also einer Grabenzone an, die von Norden und Süden überschoben ist. Bei La Braña streicht die Störung ins Meer hinaus und sie dürfte trotz der großen Sprunghöhe sehr bald verklingen, da an der Westseite des Cabo Oriambre nichts mehr von ihr zu sehen ist.

An einer dritten Störung (St. III in Abb. 17), die südlich von S. Vicente beginnt, ist Wealden auf Urgon aufgeschuppt (Prof. a), ebenso wie auf der Ostseite der Ria. Weiter ostwärts stellt sich in der überschiebenden Scholle Urgon ein, das nach Süden zunächst auf Urgon und weiter östlich auf Alb aufgeschoben ist (Prof. d). Nördlich von Tejo stößt die Störung an einer solchen des noch zu besprechenden N-S-Systems ab. Eine vierte Störung (St. IV in Abb. 17) entsteht zusammen mit der zweiten östlich von Pesues und begleitet das Oligozän nördlich von Albaño an seinem Nordrande. Sie scheint also postoligozän aufgerissen zu sein. Doch zeigt auf der Ostseite der Ria, nordwestlich von Lamadrid, die fast gleiche Höhenlage des Oligozäns (Korallenkalk) beiderseits der Störung (St. IV in Prof. b), daß die Aufschubung, an dieser Stelle von Urgon auf Senon, im wesentlichen vor Ablagerung des Oligozäns erfolgt war und nacholigozän nur noch, vertikal gemessen, eine posthume Verschiebung von ungefähr 20 m stattgefunden hat. Dort, wo diese Überschubung die Straße Treceño—S. Vicente erreicht, teilt sie sich in zwei fast horizontal übereinandergelegte Schuppen, von denen die erste Urgon und Wealden enthält und nach Süden auf das Cenoman der zweiten Schuppe geschoben ist. Diese ist ihrerseits auf die Oberkreide von Lamadrid vorbewegt worden. Die Auswalzung der jeweils liegenden Schichten ist hier sehr stark. Das zeigt besonders schön ein Straßenaufschluß nordöstlich von Lamadrid, der in Abb. 18 wiedergegeben ist.

An einer fünften Störung (St. V in Abb. 17) ist schließlich noch die Oberkreide von Lamadrid auf das Tertiär der Peña Saria überschoben.

Dieses ost-westlich streichende Störungssystem stößt im Osten an einem nord-südlich verlaufenden ab (s. Abb. 19). Es handelt sich um zwei große Störungen, von denen die östliche bei Bustri-

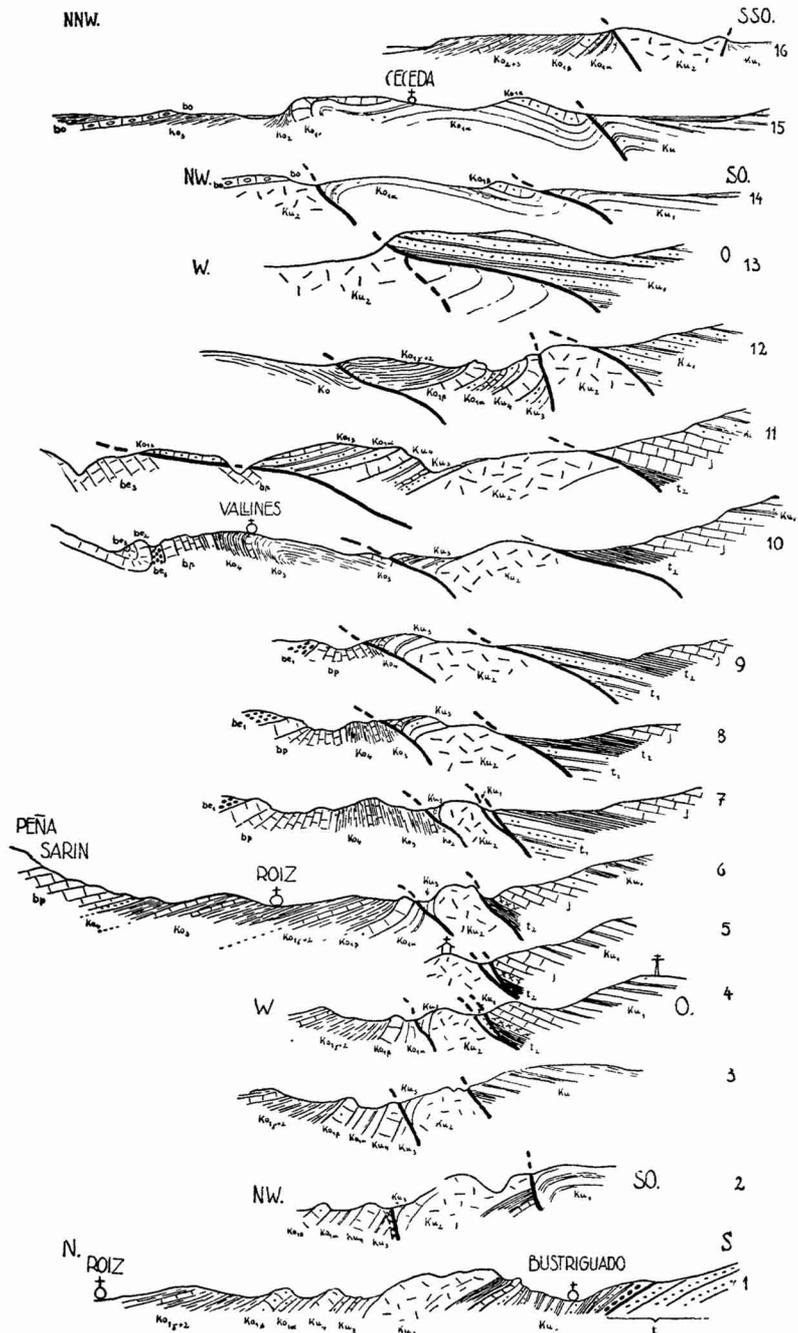


Abb. 19. Profile durch das nord-südliche Störungssystem im Becken von S. Vicente de la Barquera. (Schichtbezeichnung wie in Taf. 3).

(1575)

nördlich von Vallines aber springt der Überschiebungsrand wieder weit nach Westen vor, und Alb, Vracon, Unter- und Mittelcenoman, die sich jetzt im Hangenden des Urgons der überschiebenden Scholle einstellen, sind von neuem über die Oberkreide von Vallines und weiter auch über das Tertiär (Paleozän, Unter- und Mitteleozän) vorbewegt worden (Prof. 11). Zwischen Tejo und Caviedes verschwindet die Störung zeitweilig unter der flachen Wealdenüberschiebung der ersten Schuppe (Prof. 13), tritt aber in der Nähe von Tejo wieder hervor und scheint nördlich dieses Ortes von dem transgredierenden Oligozän verdeckt zu werden. Ihr Verlauf ist nördlich von Tejo nicht mit Sicherheit festzulegen.

Bezüglich des Altersverhältnisses der beiden Störungssysteme, des ost-westlichen und des nord-südlichen, ist zu sagen, daß das erstere zwar an dem zweiten abstößt, aber daß andererseits das Oligozän auch über das nord-südliche überzugreifen scheint. Man muß also annehmen, daß dieses Nord-Süd-System ebenso präoligozän ist wie die Hauptbewegung an dem ost-westlich streichenden. Und da von den Störungen beider Richtungen das Lutet noch betroffen ist, gehören sie alle der pyrenäischen Phase an. Daß der Sattel von Cabezón de la Sal an der östlichen N-S-Störung abstößt und jenseits dieser keine Fortsetzung hat, entspricht der Auffassung (s. S. 27), daß er schon in jungkimmerischer Zeit entstanden ist; er dürfte aber während der pyrenäischen Faltung weiter aufgewölbt worden sein.

d) Die junge Tektonik Asturiens.

Da im Becken von Oviedo Mesozoikum und Tertiär erhalten sind, läßt sich dort trotz schlechter Aufschlüsse ein klares Bild von den tektonischen Bewegungen gewinnen, die das asturische Paläozoikum mitsamt seinem Deckgebirge in nachpaläozoischer Zeit betroffen haben. Einige in Abb. 20 zusammengestellte Profile veranschaulichen den Bau dieses Gebietes, der in der Hauptsache durch weit aushaltende, im wesentlichen ost-westlich streichende Störungen charakterisiert ist.

Die südlichste von ihnen beginnt im Westen bei Mijares (Prof. 1); hier ist zunächst nur ein kleiner Oberkreidesattel zu erkennen, der aber nach Westen zu sehr bald aufreißt, wobei das Paläozoikum, der ordovizische Quarzit, zu Tage tritt. Von da ab bis über Bierces hinaus ist die Kreide, bei Infiesto und Ques auch das Tertiär (Prof. 2)³⁷⁾, vom Paläozoikum nach Süden überschoben.

³⁷⁾ Die schräggestellten tertiären Konglomerate sind an der Straße nord-westlich von Infiesto aufgeschlossen.

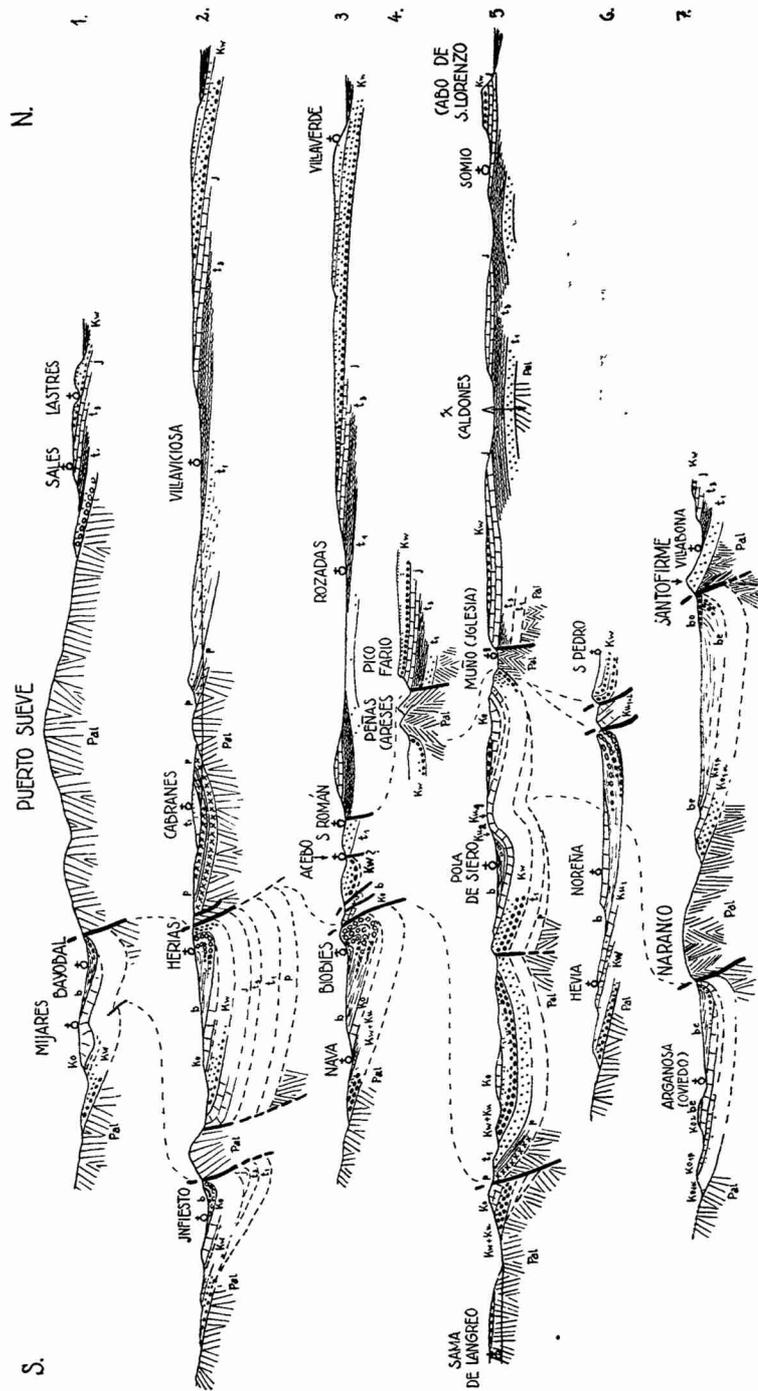


Abb. 20. Profile durch das Becken von Oviedo. p = Perm; Kw = Wealden; Ku₁ = Apt; Ku₂ = Alb?; b = Tertiär; be = Eozän. Die übrigen Schichtbezeichnungen wie in Taf. 8.

Südwestlich von Bierces verläuft die Störung weiter im Paläozoikum.

Der erwähnte Silurzug von Ques wird im Norden von einer normalen Verwerfung begrenzt, an welcher der Jura und vermutlich auch die Trias abgesunken sind (Prof. 2). Sie stellt sich westlich von Mijares gleichzeitig mit der Überschiebung am Südrand desselben Bergzuges ein und verschwindet südlich von Serpiedo unter dem übergreifenden Wealden.

Eine dritte Störung von ungleich größerer Bedeutung ist die Südrand-Überschiebung des Bergmassivs des Puerto Sueve. Sie ist vermutlich identisch mit der Überschiebung der Sierra Moreda in Nordwestkantabrien, dürfte die paläozoische Sierra de Cuera im Süden begleiten und ist von Rebollada an zunächst bis über Arriondas hinaus als Aufschiebung des Paläozoikums auf Kreide und Tertiär zu verfolgen. Westlich von Arriondas wird sie bis Goleta von Tertiär verdeckt, ist dann aber bis El Remedio wieder deutlich verfolgbar und verschiedentlich sehr gut aufgeschlossen.

An ihr sind bei Viyao Keuper und Jura nach Süden von Paläozoikum überschoben, das aber schon nach wenigen Metern von einer Verwerfung begrenzt wird, an der Tertiärkonglomerate absanken. Dieses Tertiär greift auf den geringmächtigen Buntsandstein über, der seinerseits diskordant dem eigentlichen Paläozoikum des Puerto Sueve auflagert.

Ganz ähnlich ist die Störungszone bei Herias (Prof. 2) gebaut: Paläozoikum wurde nach Süden, und zwar hier auf Wealden überschoben, dafür sank wenig weiter nördlich an einer senkrechten (an der Straße aufgeschlossenen) Verwerfung das Perm ab.

Ähnlich ist die Sachlage dann auch nördlich von Bióbies (Prof. 3). Hier sind die nach Süden überkippten Tertiärkonglomerate an einer Störung, deren nördliches Einfallen mit etwa 50° aus ihrem Verlauf im Gelände zu folgern ist, von fossilführender Oberkreide überschoben. Die Oberkreide (hier Turon) wird wieder von einer normalen Verwerfung abgeschnitten, an der Tertiär absank. Hier werden nun die nur geringmächtigen tertiären Mergel abermals von Norden her überschoben, und zwar durch Wealden.

Diese Störungszone läßt sich westwärts bis in die Gegend von El Remedio verfolgen. Doch dürfte sie nach Westen, wo sie über Tage nicht nachgewiesen werden konnte, weiterverlaufen, zumal nach einer persönlichen Mitteilung in einer Bohrung bei Lieres steil stehende Oberkreidekalke angetroffen sein sollen. Bei Trespando ist die Störung aber wieder kenntlich, und hier sind

paläozoische Gesteine, weiter südwestlich Perm und Buntsandstein (Prof. 5) nach Süden bzw. Südosten auf Unter- und Oberkreide überschoben. Westlich von Sama, der bekannten Bergwerksstadt, endigt das mesozoische Becken, und damit ist weiterhin nur noch das Paläozoikum von der Störung betroffen.

Im westlichen Teil des Beckens von Oviedo treten noch weitere Störungen ähnlicher Art hinzu, die aber alle von geringerer Erstreckung sind.

So ist der Naranco (Prof. 7) an einer mit $40-80^\circ$ nach Norden einfallenden Fläche hochbewegt³⁸⁾. Dabei wurde die Kreide und in geringem Maße auch das Tertiär aufgerichtet. Diese Überschiebung verschwindet sehr schnell nordnordöstlich von Oviedo unter dem Tertiär (Prof. 6), dürfte aber in der Aufrichtung der tertiären Konglomerate des Pico Aramil noch einmal zum Ausdruck kommen.

Das Tertiärbecken von La Granda-Lujo wird im Norden von Paläozoikum tektonisch begrenzt. Den westlichen Teil dieses kleinen Beckens trennt ein schmaler paläozoischer Horst von dem kleinen Kreide-Tertiär-Vorkommen von Sta. Cruz. Über das Einfallen der Störungen, die das an der Straße La Granda-Sta. Cruz aufgeschlossene Paläozoikum begrenzen, ist schwerlich ein sicherer Anhalt zu gewinnen. Die südliche dürfte nach dem geradlinigen Verlauf im Gelände ziemlich steil einfallen, die nördliche eine normale, nordfallende Verwerfung sein. Letztere hat nur eine geringe Erstreckung, während die südliche Störung weiter nach Osten reicht und mit der Überschiebungsfläche des Santofirme identisch ist (Prof. 7), an der das Paläozoikum mit seiner Buntsandsteindecke hochbewegt und nach Süden auf Kreide und Tertiär steil aufgeschoben ist. Der Nordhang des Santofirme zeigt eine normale Schichtfolge. Östlich von Villabona verklingt der Sattel.

Südlich von S. Pedro treten zwei südgerichtete Überschiebungen auf (Prof. 6), an denen Wealden auf höhere Unterkreide³⁹⁾ und diese auf Tertiär vorbewegt wurde. Beide klingen aber sehr bald wieder aus; denn bei Muño (Prof. 5) ist ebenso wie am ganzen Südrand der Peñas Careses (Prof. 4) nur noch eine steile Auf-

38) Die Störung war 1931—1932 sehr gut durch den Bau der Straße zum Naranco aufgeschlossen. Ihr Einfallen ist aber auch in einem kleinen Tälchen zu sehen, das von der kleinen Kapelle bei Lillo (nördlich von Oviedo) zum Naranco hinaufführt. Ein Hohlweg zeigt hier auf beiden Seiten eine mit 40° nach Norden einfallende Störungsfläche.

39) vermutlich Alb (s. S. 43).

richtung des auf das Paläozoikum⁴⁰⁾ übergreifenden Wealden zu beobachten. Nördlich von Vega sieht man auch von dieser Flexur nichts mehr. Das Paläozoikum taucht im Norden wieder an einer Verwerfung ab.

Nordwestlich von Oviedo ist das Mesozoikum an zahlreichen entweder nordwestlich oder nordöstlich streichenden Störungen eingesunken, die in ihren sich kreuzenden Richtungen, ihrer teilweisen Vergenzlosigkeit und ihrer verhältnismäßig geringen Sprunghöhe den germanotypen Charakter dieser ganzen Tektonik am eindeutigsten zeigen.

Der nördliche und nordöstliche Teil des Beckens von Oviedo weist überhaupt keine größeren Dislozierungen auf, vielmehr liegen die Schichten flach.

Über das Alter dieser jungen Bewegungen gibt der Bahneinschnitt von Lugo einen gewissen Anhalt. Er zeigt eine durch die Santofirme-Störung bis zu 70° aufgerichtete tertiäre Schichtfolge, die als Äquivalent des Obereozäns von Oviedo aufgefaßt wird (s. S. 58). Das Gelände der Umgebung zeigt nur schichtungslose Kalkkonglomerate, aus deren Verbreitung aber hervorgeht, daß sie horizontal die aufgerichtete tertiäre Mergelfolge des Bahneinschnittes überlagern. Man muß also auf eine Diskordanz von 70° schließen, die nach dem Obereozän und vor Ablagerung der Kalkkonglomerate, die als Oligozän aufgefaßt werden, entstanden ist. Es haben aber auch die oligozänen Kalkkonglomerate noch eine geringe Schrägstellung erfahren.

e) Die südliche Randüberschiebung des asturischen Paläozoikums.

Der Südrand des asturischen Gebirges wird auf einer ungefähr 90 km langen Strecke, nämlich von Cervera de Rio Pisuerga im Westen bis nach Osten über La Robla hinaus, von einem schmalen Bande von Oberkreide und Alttertiär begleitet. Das auf dem Paläozoikum ursprünglich transgredierende Cenoman (im Osten, bei Cervera, tritt darunter noch Wealden auf) steht an verschiedenen Stellen, wie südlich von Cervera und bei Boñar, noch in normalem Verband mit ihm. Südwestlich von Cervera springt jedoch das Paläozoikum weit nach Süden vor; es überschiebt dabei die Oberkreide und diese ihrerseits das Oligozän. Das bis zu 60° nach Süden überkippte Oligozän und die gleich einfallende Oberkreide ist weiter westlich immer wieder, besonders schön bei Villaverde

40) Östlich Muño bis zur „Carretera carbonera“ vermutlich oberkarbone Schiefer, in den Peñas Careses Kohlenkalk.

de Tarilonte, zu sehen. An einer Einzelstelle, nämlich bei Aviñante westlich von Villaverde, ist auch das Oligozän unter örtlichem Ausfallen der Kreide unmittelbar vom Paläozoikum überfahren, doch tritt westlich von Aviñante die Oberkreide wieder hervor. Die ganz analoge Sachlage weiter westlich, nämlich das normale Auflager des Cenomans auf dem Paläozoikum und die allmähliche Aufbiegung und Überkipfung der Oberkreide und des Alttertiärs entlang der Linie Boñar-La Acisa-La Ercina, wurde bereits von CIRY (1928) beschrieben. Die Verhältnisse sind hier bedeutend besser aufgeschlossen als südwestlich von Cervera, wo die Oberkreide unter Terrassenschottern verschwindet.

f) Zusammenfassung.

1. Die angeführten Beispiele des Sattelschollenbaues zeigen mit nur wenigen Ausnahmen O-W-Richtung und, soweit es sich um Überschiebungen handelt (mit alleiniger Ausnahme von La Braña!), Südvergenz.

2. Nur im Gebiet großer Sedimentmächtigkeit, wie bei S. Vicente, sind flachere Überschiebungsbahnen da, in allen anderen Fällen \pm steile Schubflächen.

3. In Kantabrien tritt fast nur Pressungstektonik auf; je weiter wir nach Westen gehen, stellen sich in zunehmendem Maße normale Zerrstörungen ein.

4. Im äußersten Nordwesten des Beckens von Oviedo war nur noch reine germanotype Blockzerstückelung festzustellen. Besonders instruktiv zeigt der Verlauf der Oberkante des Paläozoikums in den asturischen Profilen (s. Abb. 20), daß es sich hier auf keinen Fall um alpinotype Tektonik handelt.

III. Die orogenen Phasen.

1. Die Frage der altkimmerischen Bewegungen.

Es ist eine alte Streitfrage, ob die in Spanien häufig zu beobachtende Diskordanz an der Basis der Carñiolas stratigraphischer oder tektonischer Natur sei. Zu ihr ist zu sagen, daß wenigstens in Kantabrien das Auflager der Carñiolas auf verschiedenen Gliedern der Trias, ähnlich wie in Keltiberien, auf Scherbewegungen im Keuperniveau zurückgeführt werden kann; denn diese Grenzfläche geht seitlich in eine normale Überschiebungsfläche über und gibt sich damit als Pseudodiskordanz zu erkennen. Dagegen waren Beweise für eine echte stratigraphische Diskordanz nirgends zu erbringen.

2. Die jungkimmerische Gebirgsbildung.

Jungkimmerische Bewegungen haben in Kantabrien und Asturien ein überraschend großes Ausmaß erreicht. Nicht nur weitspannige Aufwölbungen, sondern auch Störungen sind entstanden. Allerdings liegt das genaue Alter dieser Tektonik noch nicht fest. In Kantabrien liegt die Faltung zwischen Callovien und Wealden; aber da hier jüngere Jurahorizonte fehlen und man auch nicht sicher sagen kann, wann die „Wealden“-Sedimentation eingesetzt hat, so ist eine Zuteilung zu einer der Unterphasen der jungkimmerischen Gebirgsbildung nicht möglich. Dagegen haben wir einen besseren Anhalt in Asturien, wo Oberjura (Kimmeridge oder Portland) die Basis der nachorogenen Serie bildet, unter der als jüngstes allerdings nur Oberlias erhalten ist. Doch da in Kantabrien wie auch im ganzen übrigen Spanien Lias, Dogger und Unterer Malm frei von orogenen Bewegungen sind, muß man annehmen, daß die Gebirgsbildung nach dem (in Kantabrien erhaltenen) Callovien und vor der Ablagerung des asturischen Obermalm erfolgt ist. Da die genaue stratigraphische Stellung des asturischen Oberjura noch nicht sicher ist, läßt sich auch noch nicht sagen, ob die Bewegungen der Deisterphase, also der ältesten bisher bekannten Phase der jungkimmerischen Gebirgsbildung, angehören oder ob sie etwa noch älter sind (s. S. 25). Es hat sich hier um die erste größere nachvariscische Gebirgsbildung gehandelt, und sie hat bereits die meisten tektonischen Elemente in ihrer ersten Anlage entstehen lassen.

3. Austrische Bewegungen.

Unter- und Oberkreide folgen einander in Kantabrien und Asturien fast stets konkordant und lückenlos. Nur im Gebiet von Suances wurde nach einer ganz lokalen Bewegung das Alb aufgearbeitet. So transgrediert das Vracon bei Cuchia östlich der Ria von Suances auf Unteralb, bei Suances selbst auf Oberalp, und damit muß die Bewegung, die darin angedeutet ist, zwischen Unteralb und Vracon, also vor Ablagerung der *inflata*-Stufe, erfolgt sein.

4. Die subherzynische Faltungsphase.

Das Auftreten der Sande und Quarzkonglomerate über der santonischen reinen Kalkserie am Westrand des Beckens von Medina de Pomar läßt annehmen, daß weiter nördlich oder östlich zwischen Santon und Campan, also zur Zeit der Wernigeröder Phase der subherzynischen Faltung STILLE's, Aufwärtsbewegungen eingetreten

(1582)

sind, die aber durchaus von epirogener Art gewesen sein können (s. S. 53). In Nordkantabrien wie auch im südlichsten Teil des Gebirges sind solche nicht angedeutet, und in Asturien fehlt die jüngste Kreide.

5. Laramische Bewegungen.

Schon MENGAUD erwähnt aus dem Becken von S. Vicente ein allmähliches Übergreifen des Paleozäns (vermutlich Thanet) über verschiedene Stufen der Kreide; doch darf man bezweifeln, daß diese Bewegung orogene Vorgänge bezeugt. Denn auch der Nachweis von Maastricht an der Punta de Castillo (nördlich von S. Vicente) und von Campan als jüngster Oberkreidestufe an der nördlichen Brücke von S. Vicente sagen darüber nichts aus, da die Kreide in beiden Fällen gestört ist und das Maastricht an der zweiten Lokalität tektonisch unterdrückt sein kann. Jedenfalls scheint im Tertiärbecken von S. Román keine Unterbrechung der Sedimentation stattgefunden zu haben; und auch in Südkantabrien und in Asturien sind keine Bewegungen aus dieser Zeit zu erkennen. Inwieweit stratigraphische Lücken innerhalb des Garumniums vorhanden sind, läßt sich nicht beurteilen, doch liegt das Tertiär stets konkordant zur Oberkreide.

6. Die pyrenäische Faltung, die Hauptfaltung in Nordkantabrien und Asturien.

Die Spezialkartierung der Umgebung von S. Vicente hat ein Übergreifen des Oligozäns über stark gestörte ältere Ablagerungen vom Alttertiär bis zur Trias ergeben. Die nacholigozäne Tektonik im Becken von S. Vicente war von weit geringerer Bedeutung, was aus den Profilen der Abb. 17 klar hervorgeht.

Der Bahneinschnitt von Lugo in Asturien zeigt eine starke Diskordanz zwischen Obereozän und den Kalkkonglomeraten, die ich für oligozän halte.

In Südkantabrien konnte die pyrenäische Faltung in dem schwachen NO-SW verlaufenden Faltenwurf zwischen Aguilar de Campoó und Alar S. Quirce nachgewiesen werden. Im übrigen dürfte sie sich lediglich in der Bildung grober Kalkkonglomerate, die einstweilen als Oligozän aufgefaßt werden, zu erkennen geben. Stärkere Diskordanzen, die große orogene Bewegungen voraussetzen würden, konnten nicht beobachtet werden. Da lediglich Oberkreidekalke aufgearbeitet wurden, muß man annehmen, daß nur schwache, mehr epirogenetische Aufwölbungen im Raum des asturischen Blockes stattfanden, durch die das Paläozoikum nicht freigelegt wurde. Nicht einmal Wealden- oder Juragerölle wurden im Oligozän

beobachtet. Aus der heutigen Verbreitung der oligozänen Konglomerate ist auf eine ost-westliche Erstreckung dieses Oberkreidengewölbes zu schließen.

7. Die savische Faltung.

Das Miozän (Torton) liegt bei Buezo (westlich von Bribiesca) mit einer fast rechtwinkligen Diskordanz auf Jura, Unter- und Oberkreide. Auch bei Poza de la Sal ist das Miozän einem gestörten tektonischen Bau angelagert. Oligozän ist an beiden Stellen nicht da. Aber die Tatsache, daß weiter westlich, in Palencia und León, Oligozän am Südrande des Asturischen Gebirges stets stark gestört ist, macht es wahrscheinlich, daß auch im östlichen Fortstreichen und speziell in der Zone Bribiesca—Cervera die tektonischen Bewegungen nacholigozän und vortorton stattgefunden haben. In Analogie mit den Verhältnissen in Keltiberien dürften sie savisch sein.

Auch in Nordkantabrien haben nach Ablagerung des Oligozäns noch Bewegungen stattgefunden, die im Ausmaß aber hinter den präoligozänen weit zurückbleiben. Einen erheblichen Überschiebungsbetrag zeigt lediglich noch die Störung von La Braña, die durch ihre ausgesprochene Nordvergenz und das abweichende Alter sich von den übrigen O-W streichenden Störungen unterscheidet. Die Überschiebung des Oligozäns am Cabo Oriambre hat nur geringes Ausmaß. Jüngere Sedimente, die das Alter dieser nacholigozänen Bewegungen festlegen könnten, fehlen zwar, doch darf man sie wohl der savischen Faltung Südkantabriens und Keltiberiens gleichsetzen.

8. Nachpontische orogene Bewegungen.

Da miozäne Schichten in Kantabrien und Asturien fast ganz fehlen, läßt sich über jüngere Tektonik dieser Gebiete nicht viel aussagen. Bei Salinillas (Bribiesca) jedenfalls ist die Hauptbewegung vor Ablagerung des Torton erfolgt. Deshalb wurde auch für die ganze Zone Bribiesca—Cervera savische Faltung angenommen. Doch hat posthum, vielleicht in rhodanischer Zeit, an verschiedenen Störungen, wie an der von Buezo, noch eine kleine Verschiebung stattgefunden.

Die postpontische Faltung der Montes Obarenes hat sich also weiter westlich, in Kantabrien und Asturien, nicht mehr ausgewirkt.

Im Pliozän und Diluvium fanden lediglich noch einige Küstenabbrüche statt, die mit der jungen, oben schon erwähnten Aufwärtsbewegung des spanischen Blockes in Zusammenhang stehen mögen.

(1584)

Die folgende Tabelle gibt einen Überblick über die tertiären Faltungsphasen in Kantabrien und Asturien:

		Asturien		Becken von S. Vicente von S. Román		Provinzen Leon Palencia		Provinzen Burgos Bribiesca		Westliches Becken von Medina				
Pliozän	Pont							flache	gestörte					
	Sarmat							Mergel u. Konglom.						
Miozän	Torton					Sandsteine und Konglomerate		Lücke						
	Helvet													
	Burdigal													
	Aquitain													
Oligozän	Kattisch	flache gestörte Kalkkonglomerate	gestörte Kalkkonglomerate	Letten und Mergel mit <i>Num. vascus</i> , <i>N. intermedius</i> ~~~~~ <i>Lepidocycl.</i> etc.		Kalkkonglomerate	Kalkkongl.			Sandsteine und Konglomerate				
	Rupel													
	Lattorf													
Eozän	Lud	Konglomerate Gips von Oviedo		Lücke		Lücke		Lücke		Mergelkalke				
	Barton													
	Auvers	Garumnium		Kalke und Mergel mit Nummuliten, Milioliden etc.								Lücke		Konglomerate
	Lutet													
	Ypres.													
Paleozän	Sparnac	Lücke		Lücke				Lücke		Alveol.-Kalke Kalksandst.				
	Thanet													
	Mont													
	Dan													
Kreide	Maastr.	Lücke		Kalke und Mergel mit Ammoniten Echiniden etc.		Kalke mit Hippuriten		Kalke und Mergel mit Ammoniten, Rudisten etc.		Kalke u. Mergel mit Ammoniten, Rudisten etc.				
	Campan													
	Santon													
	Coniac													

C. Die Beziehungen der orogenen Tektonik zur epirogenen Vorgeschichte.

1. Das Streichen.

Die Faltenzüge des südlichen Kantabriens verlaufen zum größten Teil nach Westnordwesten, d. h. ungefähr parallel der Ebroschwelle. Die südwestliche Richtung, die untergeordnet hier auftritt, scheint allerdings paläogeographisch nicht vorgezeichnet zu sein. Bemerkenswert ist die gleiche räumliche Lage sowie das annähernd gleiche ost-westliche Streichen des in jungkimmerischer und tertiärer Zeit aufgefalteten und heute noch morphologisch stark hervortretenden Las Caldas-Sattels und der alten Nordkantabrischen Schwelle. Auch die vielen kleinen Aufbrüche des nördlichen Kantabriens zeigen fast alle diese Richtung. Eine Ausnahme bilden die nord-südlich verlaufenden Störungen im Becken von S. Vicente, die dem östlichen Außenrand der Asturischen Masse annähernd parallel gehen.

In Asturien folgen die Störungslinien dem ost-westlichen Verlauf des nördlichen Randes der Asturischen Masse. Die nordöstlich und nordwestlich streichenden Störungen des westlichen Beckens von Oviedo verlaufen posthum zu variscischen Richtungen.

2. Die Vergenzen und ihre Deutung

(vgl. Abb. 21).

In Keltiberien sind, besonders durch die Untersuchungen von TRICALINOS (1928), LOTZE (1929), HAHNE (1930), RICHTER & TEICHMÜLLER (1930 und 1933), Faltungen bekannt geworden, die eine ausgesprochene, verschiedengerichtete Vergenz haben erkennen lassen. Diese Vergenz kann nach den Darlegungen STILLE's (1931, S. 161) auf verschiedene Weise gedeutet werden, nämlich:

1. als Gegenvergenz eines Vorlandsraumes gegen umrahmende, alpidische Ketten,
2. als Bewegung gegen höherstabile Einheiten
3. als Bewegung gegen gesunkene Becken.

Es ist im folgenden zu untersuchen, auf welche Weise in Kantabriens und in Asturien die auftretenden Vergenzen zu erklären sind.

Wie aus Abb. 21 ersichtlich, ist die vorherrschende Vergenz Südkantabriens die südwestliche. Sie ist in allen Fällen gegen die tertiären Becken gerichtet, so in der Südrandstörung des asturischen Paläozoikums gegen das westliche Duerobecken, in der Faltenzone Bribiesca-Cervera gegen den nordöstlichen Teil desselben Beckens und in den westlichen Montes Obarenes gegen das Becken von

(1586)

Bribiesca. Entsprechend dem Umschwenken des Muldenrandes am Westende des Tertiärbeckens von Bribiesca tritt bei Poza de la Sal eine ost-südöstliche Vergenz auf. Am ganzen Nordrande der Sierra de la Demanda herrscht Nordvergenz. Aber da im nörd-

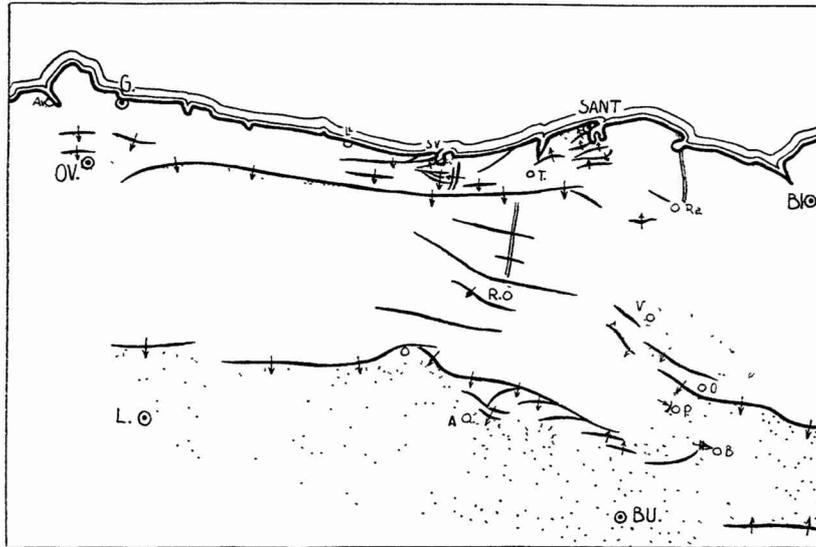


Abb. 21. Die Sattelachsen und ihre Vergenzen.
punktirt: Tertiärbecken.

lichen Teil der Provinz Burgos die beobachtete Südvergenz weitab vom eigentlichen Beckenrand liegt und bei Ubierna und Huérmeces auch die entgegengesetzte Bewegungsrichtung auftritt, so kann sie nicht allein durch die Lage der Tertiärbecken erklärt werden. Nun ist ja unter den Becken von Bribiesca und Burgos die Ebro-schwelle der mesozoischen Zeit anzunehmen, und damit ist die starke Südvergenz der Montes Obarenes und die Nordvergenz der Sierra de la Demanda auch als Bewegung gegen diese Schwelle zu deuten. Die abweichenden Richtungen von Ubierna und Huérmeces würden sich ebenfalls als Bewegung gegen diese Schwelle erklären lassen, die ja ihre Lage im Laufe der Zeit geändert hat. Anders ist die Sachlage bei der südlichen Randstörung des Asturischen Gebirges. Diese ist vielmehr als reine Beckenüberfaltung aufzufassen, da ja in diesem Raum bis ins Alttertiär hinein ein einheitliches Hochgebiet bestand, dessen südlicher Teil erst späterhin zum Tertiärbecken wurde.

Daß aber die Lage der Schwellen bzw. alten Massen einen wesentlichen Einfluß auf die Vergenz gehabt hat, zeigt sich in

Nordkantabrien und Asturien. Denn dort ist zwar auch die Bewegung ganz überwiegend nach Süden gerichtet, aber nicht gegen ein Tertiärbecken, sondern im Becken von Oviedo gegen die Asturische Masse und in den ost-westlich verlaufenden Störungen des Beckens von S. Vicente gegen die Nordkantabrische Schwelle. Auch die Westvergenz im Becken von S. Vicente ist als Bewegung gegen die Asturische Masse aufzufassen.

Schwieriger zu deuten sind die Südvergenz des Las Caldas-Sattels und die Nordvergenz im Küstenbereich der Provinz Santander, wo eine kleine, vielleicht nur örtliche Scheitelungszone angedeutet ist. Der Las Caldas-Sattel liegt nun im Raume der Nordkantabrischen Schwelle, und so mag in seiner südlichen Vergenz eine Bewegung der ganzen Schwelle gegen den Kantabrischen Trog zum Ausdruck kommen. Inwieweit aber die Nordfaltung in den weiter nördlich liegenden Sätteln als Bewegung gegen ein nördliches Vorland aufzufassen ist, läßt sich nicht entscheiden.

Man kann also zusammenfassend sagen, daß innerhalb der mesozoischen Senkungsgebiete die Faltungen Kantabriens und Asturiens in erster Linie gegen die Massen und Schwellen gerichtet sind und dort, wo sich im Raume der letzteren in tertiärer Zeit Becken angelegt haben, gegen den sinkenden Rahmen. Innerhalb mesozoischer Hochgebiete ist die Vergenz gegen die tertiären Senken allein als Beckenüberfaltung aufzufassen.

Rückblick.

1. Das Gebiet des heutigen Asturischen Gebirges ist fast während des ganzen Mesozoikums und Tertiärs als sedimentlieferndes Hochgebiet in Erscheinung getreten. In Kantabrien hat im älteren Mesozoikum ein tiefer Trog gelegen, der in seiner Sedimentmächtigkeit nicht hinter dem Keltiberischen zurücksteht. An ihn sind auch ähnlich wie in Mittelspanien die obertriadischen Grünen Gesteine gebunden. Er ist von dem Keltiberischen Trog zumindest vom Jura ab durch die ost-westlich verlaufende Ebro-schwelle getrennt, wie durch die Nordkantabrische Schwelle von einem in Nordwestasturien gelegenen Asturischen Trog.

Der Kantabrische Trog zeigt in der Triaszeit große Sedimentmächtigkeiten im Raum von Reinosa. Jedoch sank dieses Gebiet

(1588)

in nachkimmerischer Zeit nur noch wenig ein, während die Zone großer Sedimentmächtigkeit sich schrittweise nach Nordosten verlagerte. Am Ende der Kreide ist der Trog ganz aus Kantabrien verschwunden, und zumindest vom Oligozän ab liegt in seinem Raume ein Hochgebiet. Statt dessen sinkt vom Campan bis zum Paleozän das südliche Randgebiet, der Trog von Sedano, ein, und im Oligozän und Miozän entstehen im Raume der südkantabrischen Schwellenregion die Tertiärbecken (Duerobecken, Becken von Bribiesca und Medina).

Die Hauptfaltung erfolgte in Nordkantabrien und wohl auch in Asturien in pyrenäischer, in Südkantabrien dagegen in savischer Zeit.

2. Die Art der Tektonik zeigt eine starke Abhängigkeit von der Art und Mächtigkeit der betroffenen Gesteinspakete. Falten- und Überschiebungs-, Abscherungs-, Ejektiv- und Bruchfaltentektonik ließen sich in räumlich getrennten Gebieten erkennen.

3. Die Tektonik hat durchaus germanotypen Charakter. Auch in Asturien ist keine alpinotype Tektonik mehr vorhanden, und die Vorstellung des Deckenbaues ist zu verlassen.

4. Es besteht ein enger Zusammenhang zwischen der epirogenen Vorgeschichte und dem heutigen Bau des Kantabro-asturischen Gebirges. Die tertiären Sattelachsen verlaufen vorwiegend in der Richtung der paläogeographischen Elemente und vergieren in Südkantabrien vorzugsweise nach Süden gegen den sinkenden Rahmen bzw. gegen die Tertiärbecken, die im Raum dieses Rahmens entstanden waren, in Nordkantabrien und Asturien hauptsächlich gegen die alten Massen und Schwellen. Eine Abhängigkeit der Faltungsintensität von der Lage des größeren Troggefälles, wie sie auch in Keltiberien beobachtet wurde, läßt sich in Kantabrien insofern feststellen, als die stärkeren Falten auf Südkantabrien und Nordkantabrien beschränkt sind, während das ganze Zwischengebiet, der eigentliche Raum des Kantabrischen Troges, fast ungestört ist. Überhaupt ist entsprechend dem geringen Einsinken des Troges im Mesozoikum das Ausmaß des Zusammenschubs nur gering.

5. Der Kantabrische Trog wurde zwar als Fortsetzung der Pyrenäengeosynklinale in der Trias angelegt, aber im späteren Mesozoikum nicht mehr weitergebildet. Damit ist er nicht mehr als Pyrenäengeosynklinale zu betrachten.

Literaturverzeichnis.

(Angeführt ist die im Text erwähnte Literatur. Vollständiges Verzeichnis der älteren Arbeiten über Stratigraphie — insbesondere auch des Paläozoikums — und über Lagerstättenkunde bei MENGAUD 1920).

- D'ARCHIAC: Histoire des progrès de la Géologie. — 3, 5, 7, 8. 1850—1860.
- ARÁNZAZU: Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. — Bol. Com. Map. geol. Esp., 4. Madrid 1877.
- BARROIS, CH.: Formación cretácea de la provincia de Oviedo. — Bol. Com. Map. geol. Esp. 7, S. 115. Madrid 1880 und in Ac. d. Sc. Géol., 10, S. 1. Paris 1879.
- BERTRAND, LÉON und MENGAUD, L.: Sur l'existence de plusieurs nappes superposées dans la Cordillère cantabrique entre Santander et Llanes. — Sur la structure d. Pyr. cant. et leurs relations probables avec les Pyr. occidentales. — C. R. Ac. Sc., 155, S. 737 und S. 984. Paris 1912.
- Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes et leurs relations probables avec les Pyrénées. — Bull. Soc. géol. Fr., 4. Ser., 12, S. 504. Paris 1912.
- BORN, A.: Das Ebrobecken. — N. J. f. Min. etc., B. B., 42. 1919.
- Schwerezustand und geologische Struktur der iberischen Halbinsel. — Abh. Senkenb. Naturf. Ges., 39, 1925.
- BRINKMANN, R.: Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. Folge, Heft 1. Berlin 1931.
- CALDERON Y ARANA: Observaciones sobre la geología de una parte de la provincia de Santander. — A. Soc. esp. hist. nat. „Actas“, 5, S. 83 1876.
- Note sur le terrain wealdien du Nord de l'Espagne. — Bull. Soc. géol. Fr., 3. Ser., 14, S. 405. Paris 1885. (Résumé).
- CANTELI, V.: Un manchon cretaceo (?) en Peña Mayor. — Revista Industrial-Minera Asturiana, 12, num. 279, S. 369. Gijón 1926.
- CAREZ, L.: Étude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne. — Paris 1881.
- CIRY, RAYM.: La structure de la bordure méridionale du massif primaire des Asturies. — C. R. Ac. Sc., 187, S. 987. Paris 1928.
- CISNEROS, JIM. DE: Datos para el estudio del sistema liásico des Asturias. — Bol. Soc. esp. hist. nat., 5, S. 244. Madrid 1904.
- Breve noticia de algunas excursiones geológicas por los alrededores de Santander. — Bol. Soc. esp. hist. nat., S. 131. Madrid 1910.
- CUETO, E.: Orografía y geología tectónica del país cántabro-astúrico. — Congr. géol. internat., C. R., 4, S. 2059. Madrid 1928.

(1590)

- DOUVILLÉ, R.: La Péninsule Ibérique. — Handb. reg. Geol., 3, 3. Heidelberg 1911.
- DUBAR, G.: Études sur le Lias des Pyrénées françaises. — Mém. Soc. géol. d. Nord, 9. Lille 1925.
- Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le NW. de l'Espagne aux temps jurassiques. — Congr. géol. internat., C. R., 2, S. 585. Madrid 1927.
- ERMAN, A.: Einige Beobachtungen über die Kreideformation an der Nordküste von Spanien. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 6, 1854.
- FÜHRER ZUM INTERNAT. GEOLOGEN-KONGRESS IN MADRID, Excursion C—1. Madrid 1926.
- GASCUE, FR.: Nota acerca del grupo nummulítico de S. Vicente de la Barquera. — Bol. Com. Map. geol., 4, S. 63. Madrid 1877.
- HAHNE, C.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruél, Castellón und Taragona. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 82, S. 79. Berlin 1930.
- Das keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca-Teruél-Alfambra. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, N. F., 16, 3. Berlin 1930.
- KEGEL, W.: Beobachtungen zum tektonischen Bau des Asturisch-Kantabrischen Gebirges. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 79, S. 81. 1927.
- LAMBERT, J.: Echinides fossiles des environs de Santander. — Ann. Soc. Linnéenne de Lyon, 66. 1919—1920.
- Echinides fossiles de la Province de Santander. — Trab. Mus. nat. Ci. 28. Madrid 1922.
- LARRAZET, M.: Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la province de Burgos. — Bull. Soc. géol. Fr., 3. Ser., 22, S. 366. Paris 1894.
- Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos. — Lille 1896.
- LINARES. GONZ.: Sobre la existencia del terreno Wealdico en la cuenca del Besaya (provincia de Santander). — A. Soc. esp. hist. nat., 7, S. 487. Madrid 1878.
- Nota sobre los fosiles del Escudo de Cabuerniga. — A. Soc. esp. hist. nat. „Actas“, 10, S. 27. Madrid 1881.
- Hallazgo del terreno wealdico en las inmediaciones de Santander. — A. Soc. esp. hist. nat. „Actas“, 18, S. 91. 1889.
- LLARENA u. ROYO: Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander. — D. Soc. esp. hist. nat. Madrid 1927.
- LLARENA, J. G. DE: Algunos datos sobre el terciario continental de Oviedo. — Bol. Soc. esp. hist. nat., 27, S. 219. Madrid 1927.
- Esquema de la cuenca terciaria de Oviedo. — Revista Industr.-Minera Asturiana. Num. 319 u. 320. Gijón 1928.
- Sobre la Pudinga de Posada. — Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. 29, S. 293. Madrid 1929.
- LOTZE, FR.: Überschiebungs-, Abscherungs- und Zerrungstektonik bei der Osning-Faltung. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. Berlin 1929.
- Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges. — Abh. Ges. Wiss. zu Göttingen. Math.-Phys. Kl., N. F., 14. 2. Berlin 1929.
- Nordöstlich gerichtete Strukturelemente im Bau der Westpyrenäen. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., IV, S. 1. Berlin 1931.
- Über Vergenzwechsel mit Beispielen aus den westl. Pyrenäen. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., IV, S. 214. Berlin 1931.

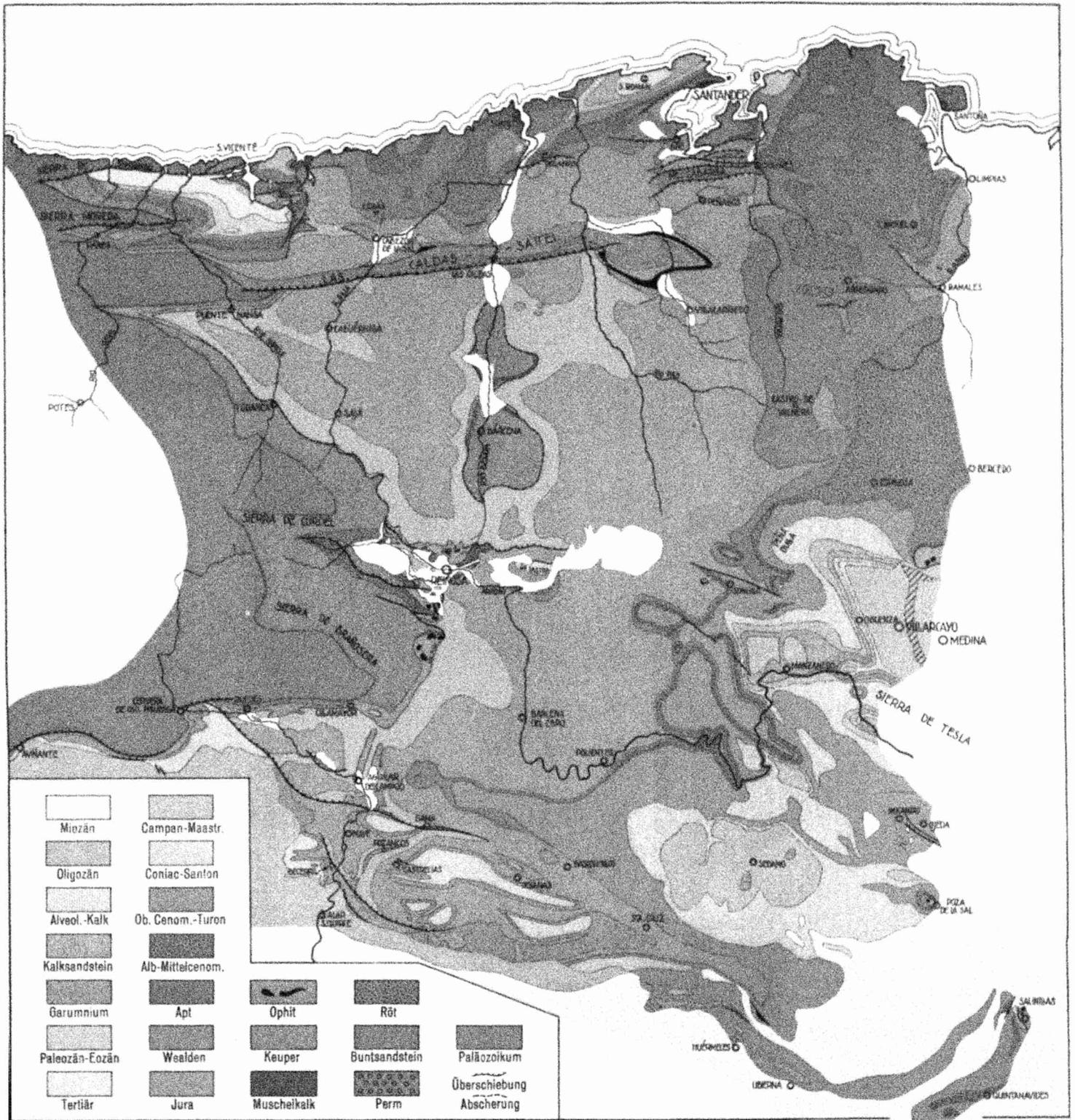
- MAESTRE, AM.: Descripción física y geológica de la provincia de Santander. Madrid 1864.
- MALLADA, L.: Explicación del mapa geológico de España, — Mem. Com. Map. geol. Esp. 4, 5 u. 6.
- MENGAUD, L.: Sur les environs de San Vicente de la Barquera. — Bull. Soc. géol. Fr. 4. Ser., 8, S. 544. Paris 1908.¹
- Tertiaire de la province de Santander. — Bull. Soc. géol. Fr., 4. Ser. 10, S. 30. Paris 1910.
 - Sénonien supérieur des environs de Santander, — C. R. Soc. géol. Fr. S. 94. Paris 1910 und Bull. Soc. géol. Fr., 4. Ser., 10, S. 482. Paris 1910.
 - Nota acerca del Terciario de la provincia de Santander. — B. S. Esp. Hist. Nat., 4. S. 301, Madrid 1910.
 - Note sur le Crétacé et le Tertiaire de la Côte Cantabrique. — A. F. A. S. Congrès de Dijon. S. 407, 1911.
 - Chevauchement du Paléozoïque de la Sierra de Pimiango sur le Nummulitique des environs de Colombres. — C. R. Soc. géol. Fr., S. 116. Paris 1912.
 - Contribution à l'étude du Wealdien de la province de Santander. — C. R. Ac. Sc. 156, S. 1279. Paris 1913.
 - Comparaison de l'Urgonien de la Clape avec celui de la région cantabrique. — C. R. Soc. géol. Fr., S. 166. Paris 1913.
 - Sur l'Aptien inférieur marneux de la province de Santander. — C. R. Ac. Sc. 157, S. 1549. Paris 1913.
 - Crétacé des environs de Comillas. — C. R. Ac. Sc. 158, S. 143. Paris 1914.
 - Sur la tectonique des environs d'Infiesto, Arriondas et Ribadesella. — C. R. Ac. Sc. 158, S. 1381. Paris 1914.
 - Recherches géologiques dans la région cantabrique. — Toulouse 1920.
 - Sur la structure de la chaîne cantabrique. — C. R. Ac. Sc., 195. Paris 1932.
- PACHECO, HERN.: Ensayo de síntesis geológica del Norte de la península Ibérica. — Trab. Mus. Ci. Nat. 7. Madrid 1912.
- Datos respecto a orogenia de Asturias. — B. S. Esp. Hist. Nat. 13, S. 143, Madrid 1913.
- PATAC, J.: La formación uralense asturiana. — Gijón 1920.
- PENK, A.: Die „Picos de Europa“ und das Kantabrische Gebirge. — Geogr. Zeitschr. 3, S. 278, Leipzig 1897.
- PUIG, G. UND SANCHEZ, R.: Datos para la geología de la provincia de Santander. — B. Com. Map. Geol. Esp. 15, S. 251, Madrid 1888.
- REGUERAL, G. UND LLARENA, J. G. DE: Hallazgo de restos fosiles de un mamífero terciario en Oviedo. — Boll. Hist. Nat. 1926.
- RICHTER, GERHARD: Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. N. F. 16, 3. Berlin 1930.
- Abscherungserscheinungen in der Trias der Iberischen Ketten. — Geolog. Rundschau, 22, S. 19. Berlin 1931.
- RICHTER, GERHARD U. TEICHMÜLLER, ROLF: Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Klasse, 3. Folge, 7. Berlin 1933.
- ROYO Y GOMEZ, J.: El mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. — Madrid 1922.
- Tertiaire continental de Burgos. — 14. Congrès geolog. internat. Excurs. A—6. Madrid 1926.

- ROYO Y GOMEZ, J.: Sur le facies wealdien de l'Espagne. — C.R. Soc. géol. Fr. S. 125. Paris 1927.
— Découvertes de restes de Palaeotherium magnum dans la Péninsule Ibérique. — C. R. Soc. géol. France, S. 25. Paris 1927.
- SCHRIEL, W.: Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., N.F., 16, 2. Berlin 1930.
- SCHROEDER, EDGAR: Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., N.F., 16, 3. Berlin 1930.
- SCHULZ, GUILLERMO: Note sur la géologie des Asturies. — Bull. Soc. géol. Fr., 1. Ser., 8, S. 325. Paris 1837.
— Vistazo geológico sobre Cantabria. — Bol. oficial de Minas, 34 u. 35, 1845 u. Anales de Minas, 4, 1846.
— Descripción geológica de la provincia de Oviedo. — Madrid 1858, Neudruck 1930.
- STICKEL, R.: Die geographischen Grundzüge Nordwestspaniens, einschließlich Alt-kastiliens. Verh. u. wiss. Abh. d. 23. Deutsch. Geographentags. Magdeburg 1929.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Berlin 1924.
— Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., N.F., 12, 3. Berlin 1927.
— Über Einseitigkeiten in der germanotypen Tektonik Nordspaniens und Deutschlands. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl., S. 379. Berlin 1930.
— Die keltiberische Scheitelung. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., S. 157. Berlin 1931.
- TERMIER, P.: Sur la structure géologique de la Cordillère cantabrique dans la province de Santander. — C.R. Ac. Sc. 141, S. 920. Paris 1905.
— Contribution à la connaissance tectonique des Asturies. — C.R. Ac. Sc., 166, S. 433, 516, 709, 793. Paris 1918.
- THOREAU, J.: La tectonique de la région de Torrelavega et Cabezón de la Sal. — Mem. de l'Institut géologique de l'Université de Louvain, 3, 1925, S. 119.
- TRICALINOS, J.: Untersuchungen über den Bau der keltiberischen Ketten des nordöstlichen Spaniens. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 80, S. 409, Berlin 1928.
- VERNEUIL, DE: Sur le terrain crétacé et le terrain à Nummulites des Asturies. — Bull. Soc. géol. Fr., 2. Ser., 6, S. 522. Paris 1849.
- WURM, A.: Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 63, S. 38, Berlin 1911.
— Beitrag zur Kenntnis der Iberisch-balearischen Triasprovinz. — Verh. Nat. Ver. Heidelberg, N. F., 12, 1913.

Erklärung zu Tafel 4.

Die Zahlen geben die Mächtigkeiten an, die Kreuze die Stellen, an denen diese gemessen wurden. Die Kurven sind Linien gleicher Mächtigkeit. Abkürzungen: A = Alar S. Quirce, Av = Aviles, B = Bribiesca, C = Cervera de Rio Pisnerga, CP = Cabo Prieto, Ll = Llanes, Lu = Luanco O = Oña, P = Poza de la Sal, R = Reinosa, Ra = Ramales, S = Santoña, Se = Sedano, So = Soncillo, S.V. = S. Vicente de la Barquera, T = Torrelavega, V = Villarcayo.

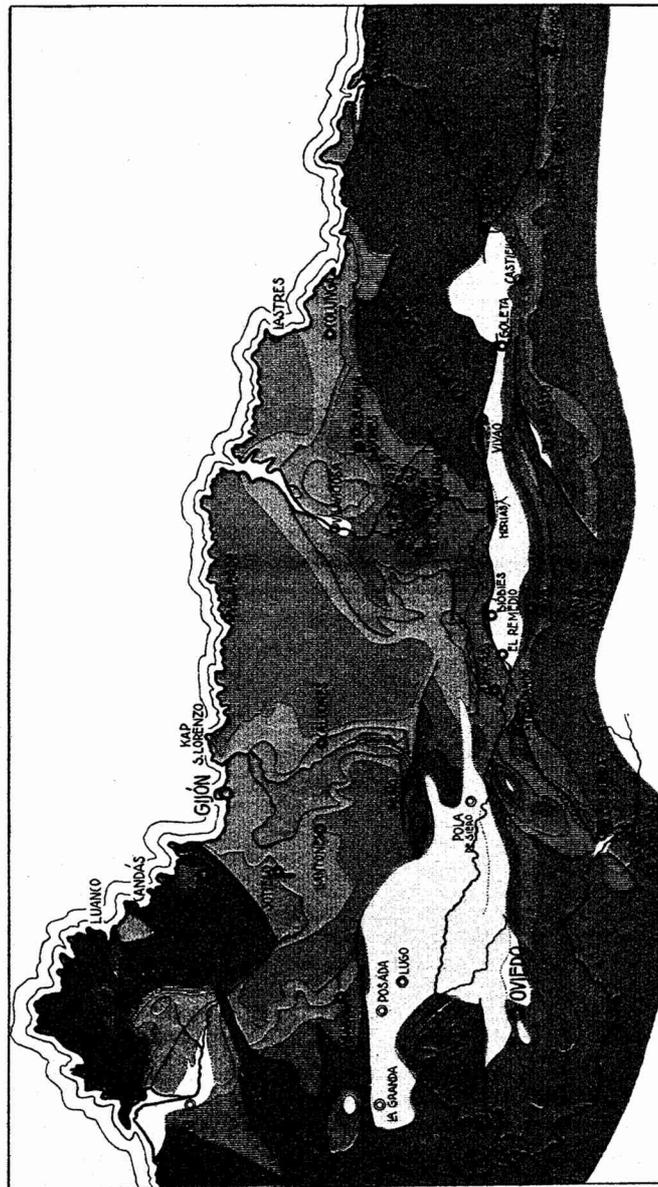
- Fig. 1. Sedimentationsraum des Buntsandsteins.
- Fig. 2. Sedimentationsraum und Fazies des Muschelkalks.
Signaturen: senkrechte Striche = Kalke; wagerechte Striche = Mergel; Punkte = Sandsteine.
- Fig. 3. Sedimentationsraum des Keupers und das Auftreten der Ophite.
Die Schraffur gibt die oberflächliche Verbreitung des Keupers an.
- Fig. 4. Sedimentationsraum des Jura.
a = Ausdehnung des Carniolas-Meeress
b = Verbreitung der „Brachiopodenfazies“ im Unteren Mittelias
c = Ausdehnung des Kimmeridge-Meeress
Schräge Schraffur = heutige Verbreitung der Carniolas
Wagerechte Schraffur = heutige Verbreitung des übrigen Jura.
- Fig. 5. Jungkimmerische Tektonik.
Dargestellt ist das Unterlager des Wealden. Anlage mehrerer Störungen und Sattelzonen an der Wende Jura-Kreide.
- Fig. 6. Sedimentationsraum des Wealden.
- Fig. 7. Sedimentationsraum und Fazies im Unterbedoul.
Senkrechte Striche mit Punkten = Kalksandsteine, die übrigen Signaturen wie in Fig. 2.
- Fig. 8. Sedimentationsraum und Fazies im Oberbedoul.
Signaturen wie in Fig. 2 und 7.
- Fig. 9. Sedimentationsraum im Gargas.
- Fig. 10. Sedimentationsraum und Fazies vom Alb bis Mittelcenoman.
Signaturen wie in Fig. 2 und 7.
- Fig. 11. Sedimentationsraum und Fazies vom Obercenoman bis Maastricht.
Die eingeklammerten Zahlen geben die Mächtigkeit der Sedimente vom Obercenoman bis Unter-Santon (incl.), die Zahlen ohne Klammern die Mächtigkeit der übrigen Oberkreide (Ob.-Santon—Maastricht) an. Durch die Punktierung ist die Fazies der Rotsandserie dargestellt (feine Punkte = Sandsteine, dicke Punkte = Gerölle).
- Fig. 12. Die Sedimentationsräume der verschiedenen tertiären Formationen.



Geologische Karte des Kantabrischen Gebirges

Aufgenommen von Herbert Karrenberg 1931-1932

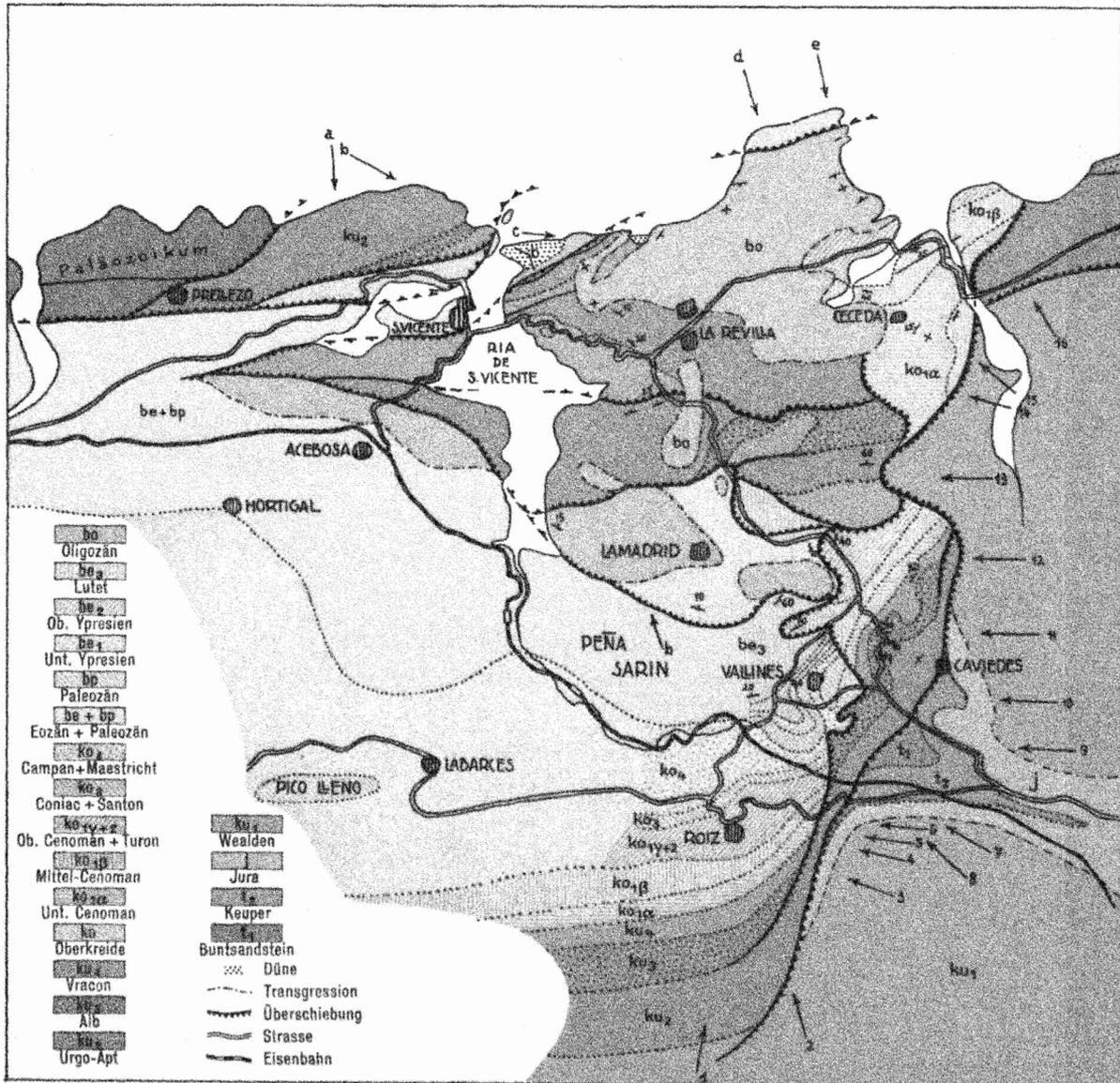
Maßstab 1 : 500 000



Geologische Karte des Beckens von Oviedo (Asturien)

Aufgenommen von H. Karrenberg 1931-1932

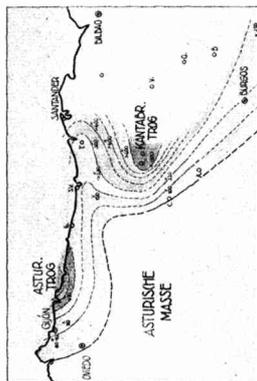
Maßstab 1 : 500.000



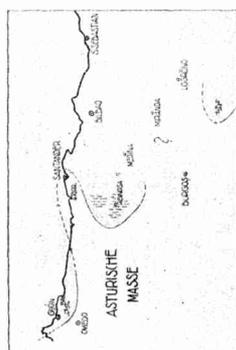
Geologische Karte des Tertiärbeckens von S. Vicente de la Barquera

Aufgenommen von H. Karrenberg 1932

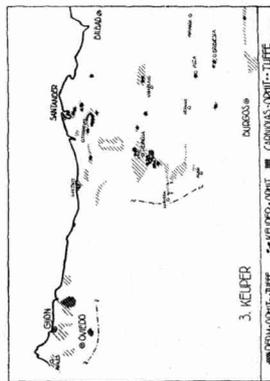
Maßstab 1 : 100 000



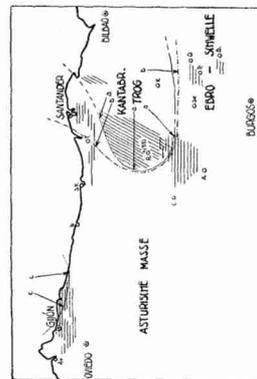
1. Buntsandstein



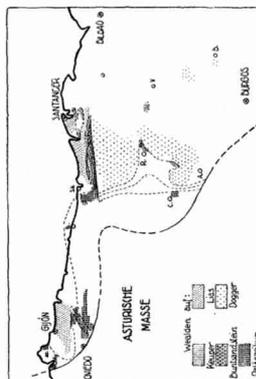
2. Muschelkalk



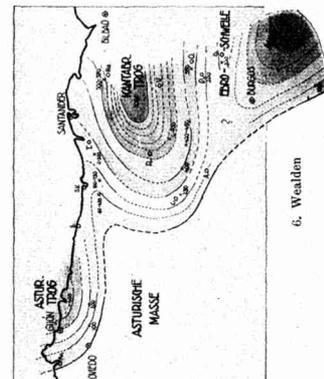
3. Keuper



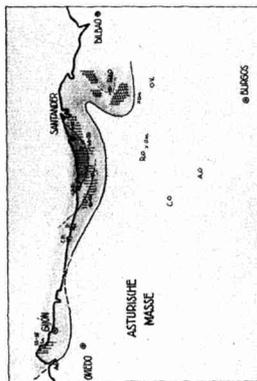
4. Jura.



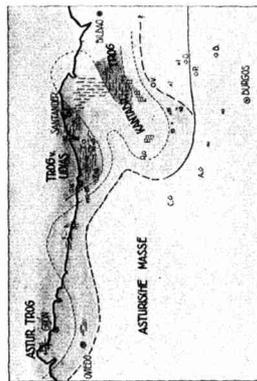
5. Jungtimmerische Tektonik



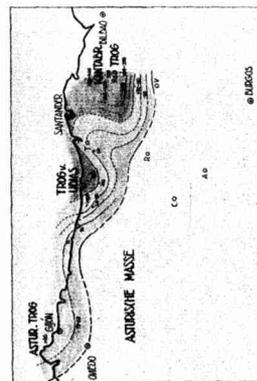
6. Wealden



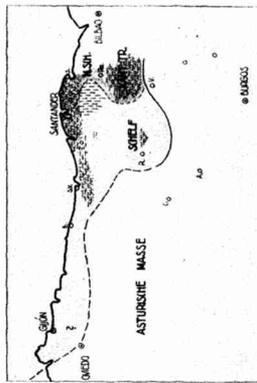
7. Ingression im Unterbedou



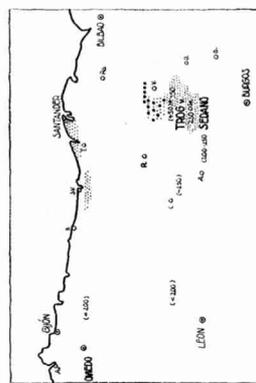
8. Ingression im Oberbedou



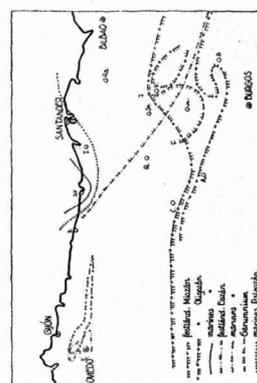
9. Gargas



10. Alb-Mittelenoman



11. Oberenoman-Maasricht



12. Tertiar

(Tafelerklärung auf Seite 104)

Berichtigungen

- zu Seite 4: Überschrift des oberen Profils „Profil zwischen Cillamayor und Matabuena“,
- zu Seite 33: Die Klammer des „Apt (Oberbedoul)“ auf S. 33 muß noch die Schichtglieder 14 und 15 der S. 32 umfassen.

Druckfehler in Tafel 1:

- a) Westlich Boó (Santander) ist südlich der Störung ein kleines Vorkommen von Jura als Wealden gedruckt.
- b) Der Kern des Sierra-de-Tesla-Sattels zeigt im Ebrodurchbruch versehentlich die Jura- statt der Wealdenfarbe.
- c) Östlich von Reinoso ist südlich einer kleinen Störung ein schmaler Kenperstreifen ohne Farbe geblieben.
- d) Südlich des „L“ von Sierra de Cordel ist ein kleines Vorkommen von Muschelkalk mit Buntsandstein-Farbe überdruckt.

In den „**Nachrichten**“ der **Mathematisch-Physikalischen Klasse**
Jahrgang 1930 und Jahrgang 1931

ist aus dem Gebiete der *Fachgruppe IV (Geologie und Mineralogie)*
der 1. Band der Sonderdrucke (Nr. 1–16)

mit Beiträgen von

v. Gaertner, Goldschmidt, Lotze, Mücke, Peters, Richter, Stille

erschienen.

Preis 8,50 RM.

In den „**Nachrichten**“ der **Mathematisch-Physikalischen Klasse**
Jahrgang 1932

ist aus dem Gebiete der *Fachgruppe IV (Geologie und Mineralogie)*
der 2. Band der Sonderdrucke (Nr. 17–31)

mit Beiträgen von

*Aschan, Brinkmann, Goldschmidt, Hauptmann, Laves, Lotze,
Noll, Peters, Schlüter, Stille, Teichmüller*

erschienen.

Preis 11 RM.

In den „**Nachrichten**“ der **Mathematisch-Physikalischen Klasse**
Jahrgang 1933

ist aus dem Gebiete der *Fachgruppe IV (Geologie und Mineralogie)*
der 3. Band der Sonderdrucke (Nr. 32–40)

mit Beiträgen von

*Bermann, Brinkmann, Goldschmidt, Hámos, Hauptmann, Hefter,
Peters, Stecherbina, Teichmüller*

erschienen.

Preis 5 RM.

Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete

Herausgegeben im Auftrage
der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen
von
HANS STILLE

- No. 1. Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge. Von H. STILLE. Gr.-8°. (IV und 62 S.) 1927. 5 RM.
- No. 2. Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges zwischen Ebromündung und Ampurdan. Von W. SCHRIEL. Mit 11 Tafeln und 29 Textfiguren. Gr.-8°. (IV und 79 S.) 1929. 12 RM.
- No. 3. Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Von F. LOTZE. Mit 17 Tafeln und 44 Textfiguren. Gr.-8°. (XIII und 320 S.) 1929. 30 RM.
- No. 4. Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. Von W. SCHRIEL. Mit 9 Tafeln und 27 Textfiguren. Gr.-8°. (VII und 105 S.) 1930. 12 RM.
- No. 5. Zur Tektonik der Keltiberischen Ketten. Von C. HAHNE, G. RICHTER und E. SCHRODER. Mit 8 Tafeln und 56 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 180 S.) 1930. 17 RM.
- No. 6. Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. Von R. BRINKMANN. Mit 7 Tafeln und 32 Textabbildungen. Gr.-8°. (VII und 108 S.) 1931. 14 RM.
- No. 7. Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. Von R. TEICHMÜLLER. Mit 3 Tafeln und 47 Textabbildungen. Gr.-8°. (VI und 128 S.) 1931. 12 RM.
- No. 8. Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. Von H. SCHMIDT. Mit 2 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (IV und 85 S.) 1931. 8 RM.
- No. 9. Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. Von G. RICHTER und R. TEICHMÜLLER. Mit 3 Tafeln und 56 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (VII und 121 S.) 1933. 13 RM.
- No. 10. Der betische Außenrand in Südostspanien. Von R. BRINKMANN und H. GALLWITZ. Mit 3 Tafeln und 22 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 95 S.) 1933. 12 RM.
- No. 11. Ostpyrenäen und Balearn. Von H. ASHAUER und J. S. HOLLISTER. Mit einem paläontologischen Beitrage von O. H. SCHINDEWOLF und Schlußbemerkungen von H. STILLE. Mit 8 Tafeln und 44 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 208 S.) 1934. 18 RM.
- No. 12. Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien). Von H. KARRENBERG. Mit 4 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (V und 104 S.) 1934.

Weidmannsche Buchhandlung / Berlin SW 68